UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

EVOLUÇÃO GEOLÓGICA, ANÁLISE ESTRUTURAL E METAMÓRFICA DA REGIÃO DE VASSOURAS E PARACAMBI, PORÇÃO OCIDENTAL DO ESTADO DO RIO DE JANEIRO.

Instituto de Geociências
BIBLIOTECA
T927
e2
U.S.P.

Rômulo Machado

Orientador: Prof. Dr. Marcos Aurélio Farias de Oliveira

TESE DE DOUTORAMENTO

COMISSÃO EXAMINADORA

	nome	ass.
Presidente:	Dr. M.A.F. de Oliveira	
Examinadores:	Dr. F. Pires	
	Dr. R.A.J.Trouw	
	Dr. V.A.V.Girardi	
	Dr. G.R.Sadowski	

São Paulo
1984

INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
BIBLIOTECA
927e.2
U. S. P.

Ã memória
do Geólogo HEINZ EBERT;
Ao Geólogo
GEORGE FRÉDÉRIC ROSIER e,
Ao Grande Mestre
SIMON VLADIMIR BURMISTROV.

R E S U M O

Esta tese discute a evolução geológica - metamórfica e estrutural - e a correlação lito-estrutural de um setor da Faixa Paraíba do Sul, porção ocidental do Estado do Rio de Janeiro, nas regiões de Vassouras e Paracambi, baseando-se em dados petrográficos e estruturais e um mapa geológico na escala de 1:100.000.

São reconhecidas seis seqüências lito-estruturais, a saber: 1) Seqüência de Valença - rochas granulíticas e charnoquíticas; 2) Seqüência de Quirino - biotita (hornblenda) plagioclásio-gnaisse migmatizado com migmatitos bandados e anfibolitos associados; 3) Seqüência de Barão de Vassouras - biotita gnaisse migmatizado com gnaisses granitóides, rochas graníticas e cataclásticas, com níveis de calcossilicáticas e mármores associados; 4) Seqüência de Vassouras - rochas granitóides, migmatíticas e cataclásticas associadas; 5) Seqüência de Paracambi - gnaisse granitóide porfiroblástico migmatizado com níveis de gnaisse kinzigítico, anfibolitos e calcossilicáticas; 6) Seqüência de Japeri - migmatitos homogêneos e heterogêneos com gnaisses, granitóides e granitos associados. Estas seqüências lito-estruturais são relacionadas às Séries (Grupos) Juiz de Fora e Paraíba, de Ebert (1956) e à Série (Grupo)da Serra dos Órgãos, de Rosier (1965). As análises petrográficas revelaram composição tonalítica e quartzo diorítica para a primeira seqüência; granítica a tonalítica e monzodiorítica a quartzo diorítica para a segunda; granítica e granodiorítica para as terceira, quarta e quinta seqüências; e granítica a tonalítica e quartzo diorítica para a sexta seqüência.

As relações texturais destas rochas (seqüências) indicam a atuação conjunta de processos de deformação e recristalização em pelo menos duas fases, cujos registros são observados nos porfiroclastos e nos cristais da matriz.

O metamorfismo atingiu os facies granulito e anfibolito alto, ambos de pressão média.

São caracterizadas quatro fases de dobramentos superpostos. A primeira e a segunda, identificadas respectivamente por Dn e Dn+1, apresentam dobras cerradas e isoclinais que afetam o mobilizado Mn; as demais, Dn+2 e Dn+3, são fechadas a suaves e afetam o mobilizado Mn+1. As três primeiras fases mostram orientações axiais aproximadamente NE-SW, e a quarta, NW-SE.

O magmatismo é expresso por cinco grupos de rochas ígneas: ortoanfibolitos de composição básica e ultramáfica, granitóides sintectônicos com migmatitos associados, granitos tardi e pós-tectônicos, rochas básicas e rochas alcalinas.

ABSTRACT

This Thesis discusses the geologic (metamorphic and structural) evolution and lithostructural correlation in a section of the Paraíba do Sul zone in the Vassouras and Paracambi regions, western part of the State of Rio de Janeiro, based on petrographic and structural studies and geologic mapping a scale of 1: 100.000.

Six informal lithostructural sequences are distinguished: 1) The Valença Sequence - granulitic and charnockitic rocks; 2) The Quirino Sequence - migmatized biotite (hornblende) plagioclase gneisses with associated banded migmatites and amphibolites; 3) The Barão de Vassouras Sequence - migmatized biotite gneiss with associated and marble; 4) The Vassouras Sequence - granitoids, migmatites and associated cataclastic rocks; 5) The Paracambi Sequence - migmatized porphyroblastic granitoid gneiss with kinzigitic gneiss and calc-silicate intercalations; and 6) The Japeri Sequence - homogeneous to heterogeneous migmatites with associated gneiss, granitoid and granitic rocks. These sequences may be correlated with the Juiz de Fora and Paraíba "Series" (Groups) of Ebert (1956) and the Serra dos Órgãos "Series" (Group) of Rosier (1965). Petrographic analysis revealed tonalitic and quartz-dioritic compositions for the second sequence; granitic and granodioritic compositions for the third, fourth and fifth sequences; granitic to tonalitic and quartz-dioritic compositions for the sixth sequence.

The textural relations of these rocks indicate the interaction of the deformation and recrystallization processes, for at least two different phases, as recorded in the porphyroclasts and matrix.

Metamorphism took place under conditions medium pressure and reached the granulite and high amphibolite facies.

Four folding phases are recognized: the first and second phases, Dn and Dn+1, exibit tight to isoclinal folds that

affected the first phase of migmatization (Mn), whereas the others, Dn+2 and Dn+3, exibit closed to gentle folds and affected Mn+1. The first three phases of folding show axial trends approximately NE-SW, and the fourth, NW-SE.

Five groups of igneous rocks are distinguished: basic and ultramafic ortoanphibolites; syntectonic granitoids with associated migmatites; late and post-tectonic granites; basic dikes and sills; and intrusive alkaline rocks.

S U M Á R I O

CAPÍTULO I - INTRODUÇÃO 1

1.1 - Definição e Objetivos 1
1.2 - Área de Estudo 2
1.2.1 - Localização e Acesso 2
1.2.2 - Aspectos Geográficos e Geomorfológicos . . . 2
1.3 - Metodologia 4
1.3.1 - Levantamento Geológico 4
1.3.2 - Estudo Petrográfico 5
1.3.3 - Análise Geométrica das Estruturas 6
1.4 - Terminologia 7
1.4.1 - Rochas Cataclásticas 7
1.4.2 - Rochas Migmatíticas 8
1.4.3 - Rochas Charnoquíticas 10
1.4.4 - Nomenclatura das Dobras 10

CAPÍTULO II - EVOLUÇÃO DOS CONHECIMENTOS GEOLÓGICOS NA REGIÃO 12

2.1 - Introdução 12
2.2 - Trabalhos Geológicos de Cunho Histórico 12
2.3 - Trabalhos do Contexto Geológico Regional 15

CAPÍTULO III - SEQÜÊNCIAS LITOESTRUTURAIS 21

3.1 - Seqüência de Valença - Rochas Granulíticas com Charnoquitos, Gnaisses e Anfibolitos Associados 22
3.2 - Seqüência de Quirino - Biotita Plagioclásio-Gnaisse com Migmatitos Bandados e Anfibolitos Associados . . 23
3.2.1 - Biotita Plagioclásio-Gnaisse Migmatizado . . 24
3.2.2 - Gnaisses e Migmatitos Bandados 25
3.2.3 - Hornblenda Biotita - Gnaisse 26
3.3 - Seqüência de Barão de Vassouras - Biotita Gnaisse Migmatizado com Gnaisses Granitóides, Rochas Graníticas

e Cataclásticas com Níveis de Calcossilicáticas e Mármore Associados 27
3.3.1 - Granada Biotita Gnaisse Migmatizado com Níveis de Calcossilicáticas 28
3.3.2 - Biotita Gnaisse Bandado Porfiróide Migmatizado com Gnaisse Granitóide Associado 31
3.3.3 - Biotita Gnaisse Laminado (Milonito Gnaisse) . 32
3.4 - Seqüência de Vassouras - Rochas Granitóides, Migmatíticas e Cataclásticas Associadas 34
3.4.1 - Descrição Meso e Macroscópica 35
3.5 - Seqüência de Paracambi - Gnaisse Granitóide Porfiroblástico Migmatizado com Níveis de Gnaisse Kinzigítico e Intercalações de Anfibolitos e de Calcossilicáticas 37
3.6 - Seqüência de Japeri - Migmatitos Homogêneos e Heterogêneos com Gnaisses, Granitóides e Granitos Associados 40
3.6.1 - Unidade dos Migmatitos com Gnaisses e Granitóides Associados 40
3.6.2 - Unidade Granítica com Migmatitos Subordinados 43

CAPÍTULO IV - ANÁLISE PETROGRÁFICA 46

4.1 - Rochas Charnoquíticas (Seqüência de Valença) 46
4.2 - Biotita Plagioclásio Gnaisse Migmatizado com Intercalações de Migmatitos Bandados e Anfibolitos Subordinados (Seqüência de Quirino) 49
4.3 - Biotita Gnaisse Migmatizado com Gnaisses Granitóides, Rochas Graníticas e Cataclásticas com Níveis de Calcossilicáticas e Mármores Associados (Seqüência de Barão de Vassouras) 52
4.3.1 - Rochas Graníticas 53
4.3.2 - Rochas Granitóides 54
4.3.3 - Biotita Gnaisses e Gnaisses Granitóides . . . 56
4.4 - Gnaisse Granitóide Porfiroblástico Migmatizado com Níveis de Gnaisse Kinzigítico e Intercalações de Anfibolitos e de Calcossilicáticas (Seqüência de Paracambi) 59
4.5 - Granitóides (Seqüência de Vassouras). 62

4.6 - Migmatitos Homogêneos e Heterogêneos com Gnaisses e Granitóides Associados (Seqüência de Japeri) 66
4.7 - Granitos 69
4.8 - Anfibolitos 72
4.9 - Calcossilicáticas 75
4.10 - Gondito 77
4.11 - Mármore 78

CAPÍTULO V - ANÁLISE TEXTURAL E METAMÓRFICA 80

5.1 - Relações Mineralógicas e Texturais 80
5.1.1 - Rochas Granulíticas e Charnoquíticas 80
5.1.2 - Seqüência de Quirino 81
5.1.3 - Seqüência da Serra de Paracambi 83
5.1.4 - Seqüência de Barão de Vassouras 84
5.1.5 - Rochas Cataclásticas 85
5.1.6 - Rochas Granitóides 86
5.2 - Análise das Fases de Mobilizados 87
5.2.1 - Primeira Fase de Mobilizado (Mn) 87
5.2.2 - Segunda Fase de Mobilizado (Mn+1) 87
5.2.3 - Terceira Fase de Mobilizado (Mn+2) 88
5.3 - Análise do Metamorfismo 88
5.3.1 - Metamorfismo de Facies Granulito 89
5.3.2 - Metamorfismo de Facies Anfibolito 93

CAPÍTULO VI - ANÁLISE DAS ESTRUTURAS 99
6.1 - Mesoestruturas (Dobras) 99
6.1.1 - Morfologia das Dobras de Primeira Fase (Dn) . . . 99
6.1.2 - Morfologia das Dobras de Segunda Fase (Dn+1) . . 99
6.1.3 - Morfologia das Dobras de Terceira Fase (Dn+2) . . 101
6.1.4 - Morfologia das Dobras de Quarta Fase (Dn+3) . . 110
6.2 - Macroestruturas 113
6.2.1 - Perfis Geológico-Estruturais 113
6.2.1.1 - Perfis da Seqüência de Quirino (Fig. 9) 113
6.2.1.2 - Perfis da Seqüência de Barão de Vassouras (Fig. 10) 116
6.2.1.3 - Perfis da Seqüência de Paracambi (Fig. 11) 118

6.2.1.4 - Perfis da Serra da Bandeira - Seqüência de Japeri (Fig. 12) . . . 120
6.3 - Análise Estereográfica e Geométrica 120
6.3.1 - Geometria das Dobras de Segunda Fase (Dn+1) . . . 122
6.3.2 - Geometria das Dobras de Terceira Fase (Dn+2) . . 123
6.3.3 - Geometria das Dobras de Quarta Fase (Dn+3) . . 131
6.3.4 - Análise dos Elementos Lineares 131
6.3.4.1 - Eixos de Dobras 131
6.3.4.2 - Estrias de Falha 135
6.3.4.3 - "Mullions" ou Estrutura do Tipo Lápis 138
6.3.5 - Geometria e Caracterização das Falhas . . . 139

CAPÍTULO VII - REGIONALIZAÇÃO E EVOLUÇÃO ESTRUTURAL DA FASES DE DOBRAMENTO 142

8.1 - Ortoanfibolitos (Gn) 146
8.2 - Granitóides e Granitos Associados 146
8.2.1 - Granitóides Sintectônicos com Migmatitos Associados (Gn+1) 147
8.2.2 - Granitos Tardi a Pós-Tectônicos (Gn+2) . . 148
8.3 - Rochas Básicas (Gn+3) 148
8.4 - Rochas Alcalinas (Gn+4) 149

CAPÍTULO IX - RELAÇÃO ESTRATIGRÁFICA ENTRE AS SEQÜÊNCIAS E CORRELAÇÃO REGIONAL 151

CAPÍTULO X - EVOLUÇÃO GEOLÓGICA REGIONAL 159

CAPÍTULO XI - CONCLUSÕES 163

AGRADECIMENTOS 168

BIBLIOGRAFIA 170

ÍNDICE DAS ILUSTRAÇÕES

FIGURAS

Figura 1 - Mapa de Localização 3

Figura 2 - Mapa de Afloramento . . . . . anexo

Figura 3 - Mapa Geológico . . . . . anexo

Figura 4 - Esboço Geológico Regional 18

Figura 5.1 - Dobras Dn e Dn+1, com padrão de interferência do tipo 3, afetando mobilizado de fase Mn. São dobras isoclinais a cerradas com espessamento de charneira e adelgaçamento de flancos. Seqüência de Paracambi 100

Figuras 5.2 e 5.4 - Idêntico à figura anterior, com superposição de dobras Dn+2 de perfis abertos, em biotita plagioclásio gnaisse migmatizado da seqüência de Quirino 100

Figura 5.3 - Dobras superpostas (tipo 3) com ápices agudos e charneiras espessadas. A fase Dn é isoclinal e a Dn+1 cerrada com flancos bem desenvolvidos. Afetam biotita plagioclásio-gnaisse migmatizado da seqüência de Quirino 100

Figura 6.1 - Dobra Dn+1 isoclinal a cerrada com charneira espessada e arco externo mais fechado do que o interno. Calcossilicática da seqüência de Paracambi. 102

Figura 6.2 - Dobra Dn+1 cerrada com charneira espessada em hornblenda gnaisse da seqüência de Quirino . . 102

Figura 6.3 - Dobra Dn+1 isoclinal em calcossilicática da seqüência de Paracambi 102

Figuras 6.4 e 6.5 - Dobras Dn+1 isoclinais com charneiras bem desenvolvidas em níveis calcossilicáticos da seqüência de Barão de Vassouras 102

Figura 6.6 - Dobra Dn+1 fechada com espessamento de charneira em alguns níveis e mudanças de curvatura da superfície dobrada. Presença de pequena zona de cisalhamento. Calcossilicática da seqüência de Vassouras 103

Figura 6.7 - Dobra Dn+1 isoclinal com desarmonia dos leitos e rompimento dos mais competentes. Calcossilicática da seqüência de Barão de Vassouras 103

Figura 6.8 - Dobra Dn+1 com zona de charneira bem desenvolvida e pequenos deslocamentos paralelos ao traço do plano axial. Calcossilicática da seqüência de Paracambi 104

Figuras 6.9 e 6.10 - Dobras cerradas e isoclinais com ápices agudos e charneiras espessadas. Biotita gnaisse com leitos porfiroblásticos da seqüência de Quirino 104

Figura 6.11 - Dobra Dn+1 isoclinal com charneira fortemente espessada e redobrada pela fase Dn+2. Biotita gnaisse porfiroblástico da seqüência de Quirino. 104

Figura 6.12 - Dobra Dn+1 cerrada a isoclinal com charneira espessada em calcossilicática da seqüência de Barão de Vassouras 105

Figura 6.13 - Dobras Dn+1, afetando mobilizado Mn, com variação de morfologia entre uma zona de charneira e outra. Seqüência de Quirino 105

Figura 6.14 - Dobra Dn ou Dn+1, interfoliar, com ângulo interflanco negativo do tipo "ômega". Seqüência de Quirino 105

Figuras 6.15, 6.16 e 6.17 - Dobras Dn+1 interfoliares em forma de Z ou S que afetam mobilizado Mn, respectivamente, das seqüências de Quirino, Paracambi e Barão de Vassouras 105

Figura 6.18 - Dobra Dn+1 disrupta que afeta mobilizado Mn em meio a foliação de transposição ST1. Biotita plagioclásio-gnaisse migmatizado da seqüência de Quirino 105

Figura 6.19 - Dobra Dn+1 isoclinal, interfoliar, com charneira espessada, afetando mobilizado Mn em biotita gnaisse porfiroblástico migmatizado da seqüência de Paracambi 106

Figuras 6.20 e 6.21 - Dobras Dn+1 cerradas, interfoliares, em biotita gnaisse fino e quartzito granadífero da seqüência de Paracambi 106

Figura 6.22 - Dobra Dn+1 isoclinal em biotita gnaisse porfiroblástico da seqüência de Quirino 106

Figura 6.23 - Dobra Dn+1 isoclinal que afeta mobilizado Mn em biotita gnaisse laminado da seqüência de Barão de Vassouras 106

Figura 6.24 - Dobra Dn+1 isoclinal com charneira espessada em migmatito bandado da seqüência de Japeri . . . 106

Figura 6.25 - Dobra Dn+1 que afeta mobilizado Mn da seqüência de Quirino 106

Figura 6.26 - Dobras Dn+1, interfoliares, disruptas, tipo "rootless", com charneiras espessadas e flancos adelgaçados. Biotita plagioclásio-gnaisse migmatizado da seqüência de Quirino 107

Figura 6.27 - Dobra Dn+1 que afeta mobilizado Mn e é truncada pelo mobilizado Mn+1 em biotita plagioclásio-gnaisse migmatizado da seqüência de Quirino . . 107

Figura 6.28 - Dobra Dn+1 isoclinal com charneira desenvolvida e que afeta mobilizado Mn da seqüência de Quirino 107

Figura 6.29 - Dobras Dn+1 descontínuas em anfibolitos da seqüência de Quirino 107

Figura 6.30 - Dobra Dn+1 isoclinal contida na foliação de transposição ST1 em biotita gnaisse da seqüência de Vassouras 107

Figuras 6.31 e 6.32 - Dobras Dn+1 de cisalhamento, com avançado processo de transposição, em milonito gnaisse e blastomilonito da seqüência de Vassouras . 107

Figuras 6.33 e 6.34 - Dobras Dn+1 de perfis cerrado e fechado com geração de foliação Sn+2 plano axial em biotita plagioclásio-gnaisse migmatizado da seqüência de Quirino 108

Figura 6.35 - Dobra Dn+1, disrupta, tipo "rootless", em biotita gnaisse porfiroblástico laminado da seqüência de Barão de Vassouras 108

Figura 6.36 - Dobra Dn+1 isoclinal que afeta mobilizado Mn em milonito gnaisse da seqüência de Barão de Vassouras 108

Figuras 6.37 e 6.39 - Dobras Dn+1 de perfil cerrado a isoclinal, com charneiras espessadas e ápices agudos. Biotita gnaisse fitado e calcossilicática da seqüência de Barão de Vassouras 108

Figura 6.38 - Dobra Dn+1 isoclinal que afeta mobilizado Mn de migmatito da seqüência de Barão de Vassouras . 108

Figura 6.40 - Dobra Dn+1, de perfil cerrado, redobrada pela fase Dn+2 aberta com espessamento de charneira. Migmatito estromatítico da seqüência de Quirino 109

Figura 6.41 - Dobra Dn+1 em avançado processo de transposição com paralelização dos flancos e coincidência da superfície anterior (Sn) com a nova foliação (Sn+1) em posição plano axial 109

Figura 7.1 - Dobra Dn+2 fechada com charneira desenvolvida em biotita gnaisse da seqüência de Vassouras . . . 111

Figura 7.2 - Dobra Dn+2 desarmônica em milonito gnaisse da seqüência de Vassouras 111

Figura 7.3 - Dobra Dn+2 com geração de foliação Sn+2 plano axial em biotita gnaisse da seqüência de Barão de Vassouras 111

Figura 7.4 - Dobra Dn+2 de perfil fechado e cerrado com pequeno espessamento de charneira em biotita gnaisse porfiróide da seqüência de Barão de Vassouras. 111

Figura 7.5 - Dobra Dn+2 superposta a Dn+1 com geração de clivagem de fratura Sn+2 em posição plano axial . 111

Figura 7.6 - Dobra Dn+2 com charneira levemente espessada e redução de curvatura do arco interno. Gnaisse migmatizado da seqüência de Quirino 111

Figura 7.7 - Dobra Dn+2 de perfil fechado com arco interno de mesma curvatura que o externo. Biotita gnaisse porfiroblástico da seqüência de Vassouras . . . 112

Figura 7.8 - Dobra Dn+2 aberta em gnaisse laminado da seqüência de Vassouras 112

Figuras 7.9 e 7.10 - Dobras Dn+2 de perfis fechado a aberto em biotita gnaisse e milonito xisto da seqüência de Quirino 112

Figuras 7.11, 7.12, 7.13 e 7.15 - Dobras de perfis fechado a aberto com charneiras desenvolvidas em biotita gnaisse bandado com leitos porfiróides da seqüência de Barão de Vassouras 112

Figura 7.14 - Dobra Dn+2, com charneira desenvolvida e arcos (interno e externo) da mesma curvatura, contendo dobra interfoliar da fase Dn+1. Milonito xisto da seqüência de Barão de Vassouras 112

Figura 8.1 - Dobra Dn+3 suave de charneira e flancos desenvolvidos que afeta biotita gnaisse granadífero da seqüência de Quirino 114

Figura 8.2 - Dobra Dn+3 aberta com charneira e flancos desenvolvidos que afeta milonito gnaisse da seqüência de Barão de Vassouras. A curvatura dos arcos interno e externo é a mesma 114

Figura 8.3 - Dobra Dn+3 aberta com arcos (interno e externo) de mesma curvatura. Biotita plagioclásio-gnaisse grosseiro da seqüência de Quirino. Ocorre geração de foliação Sn+2 em posição plano axial preenchida por mobilizado Mn+2 constituído de quartzo 114

Figura 9 - Perfis da seqüência de Quirino 115

Figura 10 - Perfis da seqüência de Barão de Vassouras . . . 117

Figura 11 - Perfis da Serra de Paracambi 119

Figura 12 - Perfis vale do rio Santana - Serra da Bandeira . 121

Figuras 13a e 13b - Estereograma das dobras de 2a.fase (Dn+1). 124

Figuras 13c e 13d - Estereograma das dobras de 2a.fase (Dn+1). 125

Figuras 14a, 14b e 14c - Estereograma das dobras de 3a. fase (Dn+2) 126

Figuras 14d, 14e e 14f - Estereograma das dobras de 3a. fase (Dn+2) 127

Figura 14g - Estereograma das dobras de 3a.fase (Dn+2) . . . 128

Figuras 14h, 14i e 14j - Estereograma das dobras de 3a. fase (Dn+2) 129

Figuras 15a e 15b - Estereograma das dobras de 3a.fase (Dn+2). 132

Figuras 16a, 16b e 16c - Estereograma das dobras de 4a. fase (Dn+3) 133

Figuras 16d, 16e e 16f - Estereograma das dobras de 4a. fase (Dn+3) 134

Figuras 17a, 17b e 17c - Estereograma dos eixos β_3, β_4 e das lineações l_2, l_3 e l_4 136

Figuras 18a, 18b e 18c - Estereograma: estrias de falhas, "mullions" e falhas 137

TABELAS

Tabela 1 - Correlação entre as seqüências 154

Tabela 2 - Quadro esquemático de evolução geológica . . . 161

FOTOGRAFIAS

Fotografia 1 - Vista parcial do vale de afundimento de Vassouras. Foto de SE para NW. Em primeiro plano vislumbra-se o compartimento abatido com colinas muito suaves. Em segundo plano aparece uma escarpa de falha seguida por morros alongados que limitam a citada estrutura para norte. Em último plano alinham-se elevações escarpadas com encostas desnudas tipo "Pães de Açucar" nos arredores de Valença 179

Fotografia 2 - Afloramento 385c. Migmatito com estrutura "schlieren" exibindo intrusão de um "sill" granítico, de cor cinza clara, da Seqüência de Quirino 179

Fotografia 3 - Afloramento 497. Dobras Dn+1 de perfil cerrado com charneiras espessadas e flancos adelgaçados e rompidos, interfoliares, afetando mobilizado de fase Mn. Hornblenda plagioclásio-gnaisse migmatizado da Seqüência de Quirino 180

Fotografia 4 - Afloramento 587. Milonito gnaisse e blastomilonito exibindo estrutura bandada com foliação cataclástica subvertical afetando granitóides da Seqüência de Vassouras 180

Fotografia 5 - Afloramento 327. Dobra Dn+2 de perfil aberto a fechado que afeta mobilizado de fase Mn+1. Gnaisse migmatizado da Seqüência de Quirino. . 181

Fotografia 6 - Afloramento 656. Dobra Dn+1 de perfil cerrado a isoclinal redobrada pela fase Dn+2, com espessamento de charneira, em migmatito bandado da Seqüência de Quirino 181

Fotografia 7 - Afloramento 163. Dobra Dn+1 isoclinal com zona de charneira bem desenvolvida e geração de superfície Sn+1 em posição plano axial com evidências de deslocamentos. Calcossilicática da Seqüência de Paracambi 182

Fotografia 8 - Afloramento 424. Dobras Dn+2 de perfil fechado em rocha calcossilicática da Seqüência de Vassouras 182

Fotografia 9 - Afloramento 396. Dobras Dn+1 de perfil cerrado a isoclinal com charneiras espessadas e flancos adelgaçados, interfoliares, com formação de mobilizado da fase Mn+1 ao longo do bandamento transposto Sn+1. Biotita gnaisse bandado migmatizado da Seqüência de Barão de Vassouras . . 183

Fotografia 10 - Afloramento 327. Foliação Sn+1 subhorizontal na zona de charneira de dobra da fase Dn+2. Biotita plagioclásio-gnaisse da Seqüência de Quirino 183

Fotografia 11 - Afloramento 436. Traço de plano de falha com componente de empurrão que corta foliação cataclástica anterior de milonito gnaisse da Seqüência de Vassouras 184

FOTOMICROGRAFIAS

Fotomicrografia 1

Lâmina delgada. Amostra 490a. Granulito blastomiloníti co. Porfiroclastos de plagioclásio em mosaico granoblás tico de plagioclásio, quartzo e biotita, com esta últi ma alinhando-se em microzonas de cisalhamento. Nicóis cruzados. Aumento 38 X. 185

Fotomicrografia 2

Lâmina delgada. Amostra 496a. Blastomilonito. Porfiro-clasto de plagioclásio maclado em meio a uma matriz re cristalizada contendo quartzo, plagioclásio, biotita e microclíneo. Notar as lamelas curvadas no porfiroclas-to e a forma arredondada com os bordos corroídos. Ni-cóis cruzados. Aumento 38 X 185

Fotomicrografia 3

Lâmina delgada. Amostra 490a. Granulito blastomiloníti co com porfiroclasto de plagioclásio antipertítico cir cundado por matriz orientada com biotita, plagioclásio e quartzo. Nicóis cruzados. Aumento 150 X 186

Fotomicrografia 4

Lâmina delgada. Amostra 496a. Blastomilonito. Porfiro-clasto de hornblenda circundado por um mosaico recris-talizado contendo quartzo, microclíneo, plagioclásio e biotita. Observar a forma elipsoidal do porfiroclasto com bordos corroídos e preservação de microfraturas de cisalhamento, oblíquas aos traços de clivagem, ante-riores à recristalização da matriz. Nicóis cruzados.Au mento 38 X 186

Fotomicrografia 5

Lâmina delgada. Amostra 492a. Cristal de granada con-tendo inclusões xenomórficas de plagioclásio, quartzo e hornblenda. Nicóis paralelos. Aumento 38 X 187

Fotomicrografia 6

Lâmina delgada. Amostra 328. Mosaico granoblástico com predominância de microclíneo, contendo inclusão de pla gioclásio saussuritizado com bordas corroídas. Nicóis cruzados. Aumento 38 X 187

Fotomicrografia 7

Lâmina delgada. Amostra 278. Granito. Cristais de quar tzo e de ortoclásio emoldurados por intercrescimento granofírico e mimerquítico. O quartzo apresenta extin-ção ondulante e deformação nos limites de grãos. Ni-cóis cruzados. Aumento 38 X 188

Fotomicrografia 8

Lâmina delgada. Amostra 295. Mosaico granoblástico poligonizado com plagioclásio, quartzo, microclíneo e biotita. Notar a presença de plagioclásio exibindo contatos retos e com excelentes pontos tríplices. Nicóis cruzados. Aumento 38 X 188

Fotomicrografia 9

Lâmina delgada. Amostra 621a. Cristais de quartzo dispostos na forma de leitos ao lado do microclíneo e do plagioclásio saussuritizado. Nicóis cruzados. Aumento 38 X 189

Fotomicrografia 10

Lâmina delgada. Amostra 618b. Cristais de quartzo com extinção ondulante em diferentes direções e com aspectos evidentes de recuperação de grão. Notar as inclusões de hornblenda e de plagioclásio. Este último contém inclusões de quartzo. Nicóis cruzados. Aumento 38 X 189

Fotomicrografia 11

Lâmina delgada. Amostra 623. Porfiroclasto de granada com desenvolvimento de cristais de biotita na zona de sombra de pressão. Nicóis paralelos. Aumento 38 X . . 190

Fotomicrografia 12

Lâmina delgada. Amostra 618b. Sillimanita granada biotita-gnaisse. Cristais prismáticos de sillimanita orientados e delineando dobras de perfis abertos da fase Dn+2. Nicóis cruzados. Aumento 38 X 190

Fotomicrografia 13

Lâmina delgada. Amostra 565c. Megacristal (porfiroclasto) de microclíneo de 1ª geração circundado por cristais menores de microclíneo de 2ª geração que compõem a matriz. Notar a presença de inclusão de quartzo no microclíneo de 1ª geração. Nicóis cruzados. Aumento 38 X 191

Fotomicrografia 14

Lâmina delgada. Amostra 435a. Megacristal de microclíneo de 1ª geração contendo inclusões de plagioclásio saussuritizado ou não e de quartzo. Ainda são visíveis inclusões deste último no plagioclásio. Notar o desenvolvimento de uma franja de reação entre o plagioclásio e o microclíneo. Nicóis cruzados. Aumento 38 X . . 191

Fotomicrografia 15

Lâmina delgada. Amostra 565c. Detalhe da Fotomicrografia 13, mostrando a presença de inclusões no microclíneo de 1ª geração e ausência no de 2ª geração. Notar que este último apresenta limites de grãos retos e exibe textura de equilíbrio. Nicóis cruzados. Aumento 150 X . . 192

Fotomicrografia 16

Lâmina delgada. Amostra 68. Megacristal de microclíneo com preservação da macla de Carlsbad do ortoclásio. Notar a presença de inclusão de plagioclásio idiomórfico. Nicóis cruzados. Aumento 38 X 192

Fotomicrografia 17

Lâmina delgada. Amostra 68. Mesmo megacristal da Fotomicrografia anterior, mostrando inclusões de plagioclásio parcialmente saussuricitizado e plagioclásio com a macla de Carlsbad. Nicóis cruzados. Aumento 38 X . . . 193

Fotomicrografia 18

Lâmina delgada. Amostra 7. Megacristal (porfiroclasto) de microclíneo de 1ª geração (I) e cristais intersticiais de microclíneo de 2ª geração (II) em contato com o quartzo e o plagioclásio. No contato com este último desenvolve-se uma franja de reação de tonalidade mais clara. Notar que na porção central da fotomicrografia ocorre inclusão de plagioclásio no microclíneo I e de quartzo no plagioclásio. Nicóis cruzados. Aumento 38 X . 193

Fotomicrografia 19

Lâmina delgada. Amostra 368. Anfibolito. Cristal de clinopiroxênio (na porção central) com transformação para anfibólio (hornblenda) nas bordas ao lado de plagioclásio e quartzo. Nicóis paralelos. Aumento 38 X 194

Fotomicrografia 20

Lâmina delgada. Amostra 368. Anfibolito. Mosaico granoblástico bem equilibrado contendo hornblenda, plagioclásio e clinopiroxênio (no centro). Notar a presença de cristais idiomórficos exibindo excelentes pontos tríplices. Nicóis paralelos. Aumento 38 X 194

Fotomicrografia 21

Lâmina delgada. Amostra 337. Textura granoblástica com cristais idiomórficos-subidiomórficos de granada e quartzo. Notar o fraturamento intenso da granada. Nicóis paralelos. Aumento 38 X 195

Fotomicrografia 22

Lâmina delgada. Amostra 635a. Mármore. Mosaico granoblástico contendo carbonatos que exibem textura de equilíbrio. Presença também de flogopita e de clinopiroxênio. Nicóis cruzados. Aumento 38 X 195

Fotomicrografia 23

Lâmina delgada. Amostra 490a. Granulito blastomiloníti co. Matriz com mosaico granoblástico de plagioclásio, feldspato de potássio e quartzo. Notar a presença de grãos com limites retos e textura de equilíbrio. Nicóis cruzados. Aumento 150 X 196

CAPÍTULO I

1. INTRODUÇÃO

1.1 - Definição e Objetivos

O interesse por este trabalho remonta à época em que o autor desempenhava atividades Docentes no Departamento de Geociências da Universidade Federal Rural do Rio de Janeiro, na segunda metade da década de 70. A partir de então começaram a ser traçadas as linhas embrionárias que culminaram com a realização da presente Tese de Doutoramento. Tive nessa época, na pessoa do Professor Doutor VLADIMIR SIMON BURMISTROV, um grande incentivador para execução deste trabalho.

Originalmente, o trabalho foi concebido para uma área mais ampla do que ora é apresentado. Todavia, a evolução dos levantamentos de campo evidenciou a necessidade de se restringir a área de estudos no sentido de se obterem novas informações que propiciassem modificar o atual quadro de conhecimentos geológicos da região. A partir daí, selecionou-se uma área representativa sobre vários aspectos de forma a abranger as principais unidades pré-cambrianas do Estado do Rio de Janeiro.

Inicialmente, buscou-se esclarecer a estruturação tectônica da região com base no levantamento de perfis geológicos-estruturais, para, em seguida, se fazer a caracterização e individualização das principais seqüências litológicas e estruturais. Tais seqüências são, aqui, focalizadas nos seus aspectos petrográficos, metamórficos, estruturais, estratigráficos e evolutivos. Paralelamente foi empreendida a cartografia geológica da área.

O objetivo principal deste trabalho é o de tentar elucidar a história deformacional e metamórfica de rochas que fazem parte de um setor do segmento ocidental da Faixa Paraíba do Sul, bem como o de estabelecer a cronologia relativa dos eventos de dobramento, metamorfismo, migmatização e magmatismo, juntamente com

o quadro estratigráfico e tectônico num contexto evolutivo.

1.2 - Área de Estudo

1.2.1 - Localização e Acesso

A figura 1 exemplifica a localização da área estudada em relação ao contexto regional e ao Estado do Rio de Janeiro. A área em pauta situa-se na porção ocidental do Estado do Rio de Janeiro, compreendendo a folha de Vassouras (folha SF-23-2-c-I-4) e a metade norte da folha de Paracambi (folha SF-23-c-VI-2), editadas pelo I.B.G.E., tendo como coordenadas geográficas os paralelos 22º 15' e 22º 45' de latitude sul e os meridianos 43º 30' e 43º 45' de longitude oeste, conforme indicado no mapa de localização acima citado.

A região é muito bem servida por estradas, tendo como via principal a BR-393 que liga a Rodovia Presidente Dutra, na altura de Barra Mansa, a Três Rios, passando por Barra do Piraí, Vassouras e Paraíba do Sul, atravessando diagonalmente a área. Pode, também, ser atingida por estradas vicinais através de Miguel Pereira, Japeri, Piraí e Valença.

As principais cidades da área estudada são Valença, Vassouras, Mendes, Engº Paulo de Frontin e Paracambi, as quais são servidas por estradas perimetrais.

1.2.2 - Aspectos Geográficos e Geomorfológicos

A área estudada ocupa o domínio compreendido entre dois grandes acidentes geográficos regionais, a Serra do Mar (localmente denominada de Serra das Araras e de Paracambi) a sul e da Mantiqueira a norte, com esta última descortinando-se já na zona limítrofe com o Estado de Minas Gerais.

A bacia de drenagem principal da região está representada pelo rio Paraíba do Sul, o qual corre paralelamente à orienta

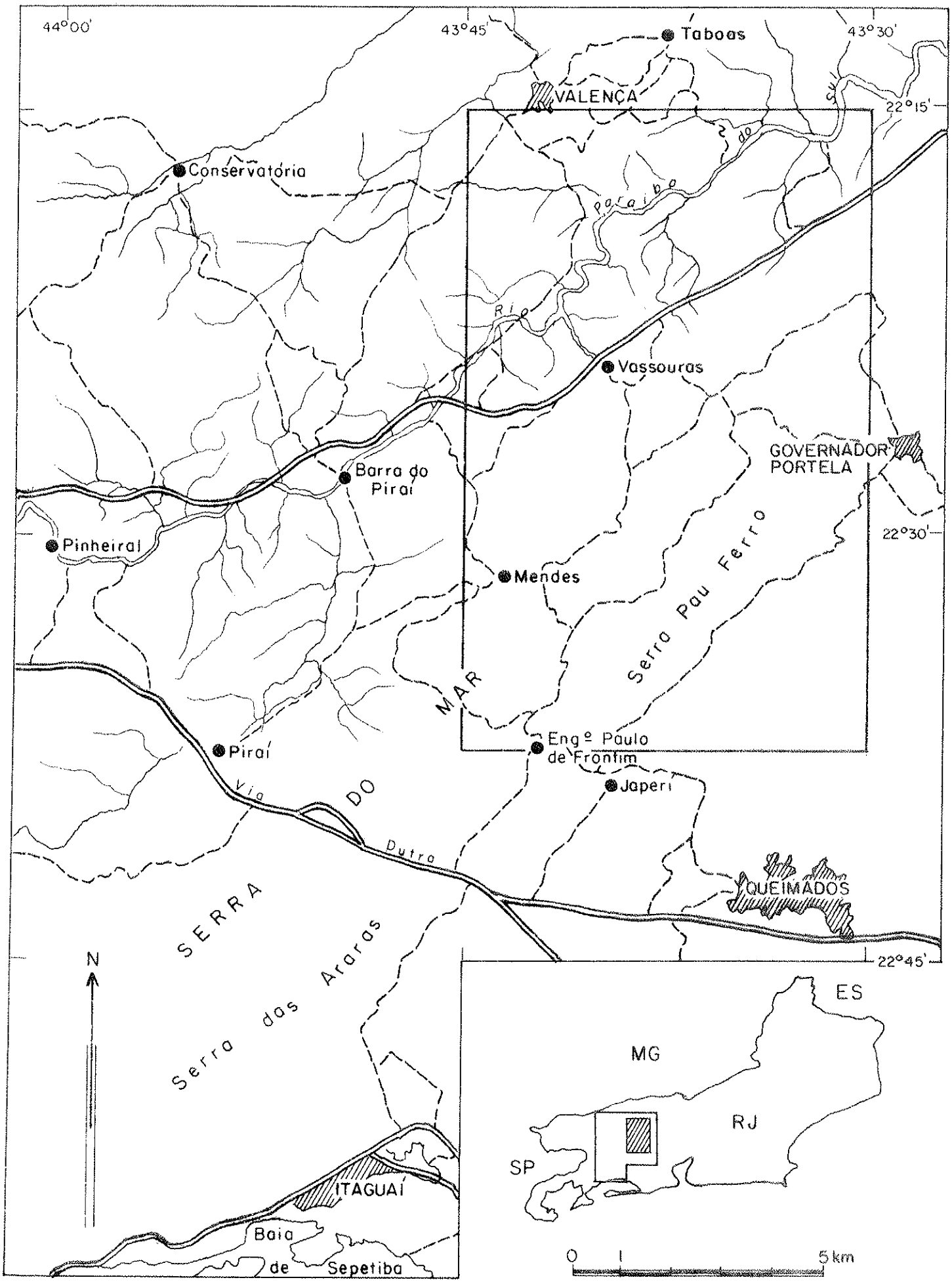


Fig. I - MAPA DE LOCALIZAÇÃO

ção das respectivas serras, recebendo os aportes fluviais oriundos das mesmas. Além disso, aparece outra importante bacia de drenagem da região, próxima ao sopé da Serra da Mantiqueira, na divisa com o Estado de Minas Gerais, representada pelo rio Preto.

Fisiograficamente, a região ocupa o domínio do planalto, com altitudes médias ao redor de 550 a 650 metros, podendo chegar entre 800 a 900 metros em alguns picos isolados como nas proximidades de Paulo de Frontin e Paracambi nas vizinhanças de Valença. Os pontos culminantes da área estudada situam-se na Serra de São Pedro, nos arredores de Arcádia e de Japeri, com 1.254 metros e nos arredores de Valença, no morro do Cruzeiro, com 1.032 m.

Do ponto de vista geomorfológico, King (1956) reconheceu regionalmente três ciclos de erosão: o ciclo Paraguaçu (Pós-Terciário) que ocupa o fundo do vale do rio Paraíba do Sul com cotas de aproximadamente 300 metros; o ciclo Velhas (Terciário Inferior) com formação de vales entre 320 e 400 metros e o ciclo Sul Americano (Terciário Antigo) com aplainamento de topo a 450 metros. A superfície Sul Americana configura-se como um planalto ondulado de colinas arredondadas, enquanto o ciclo Velhas responde pela escavação de vales de aparência jovem, que aumentam para norte, sugerindo que durante o Plioceno a região foi tributária do Rio Grande, como um divisor de águas situado mais a sul.

Destacam-se, na paisagem, feições morfotectônicas alinhadas que marcam vales de afundimento estreitos com orientação NE-SW, aparecendo como mais proeminentes os do rio Paraíba do Sul, do rio Santana e o que baliza a cidade de Vassouras (Foto 1).

1.3 - Metodologia

1.3.1 - Levantamento Geológico

Como base para os levantamentos geológicos, utilizou-se mapas topográficos plani-altimétricos na escala de 1:50.000, do Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística (I.B.G.E.), e foto

grafias aéreas da USAF na escala de 1:60.000, do Serviço Geográfico do Exército.

Os dados coligidos são apresentados em mapas de Afloramento e Geológico na escala de 1:100.000, os quais mostram os afloramentos estudados e as principais unidades lito-estruturais da região e os seus traços tectônicos mais importantes (Fig. 2 e 3, em anexo).

Inicialmente, foram executados perfis geológicos regionais que extrapolavam a área de atuação deste trabalho e que tinham como premissa básica o delineamento do arcabouço tectônico maior da região e a sua correlação nas diferentes escalas.

Os trabalhos de campo foram realizados em várias etapas, sendo precedidos por uma fotointerpretação preliminar, a qual propiciava uma checagem de campo à medida que os trabalhos geológicos prosseguiam.

A fotoanálise seguiu o procedimento descrito em Soares e Fiori (1976) e Fiori (1979), o que possibilitou extrair melhores informações a nível das feições estruturais e litológicas, com boa resposta na separação de domínios fotogeológicos distintos, cuja confirmação foi possível em grande parte no decorrer dos trabalhos de campo.

Em seguida, os estudos foram concentrados na área compreendida pelas folhas de Vassouras e de Paracambi. Procedeu-se a técnica de execução de perfis geológicos transversais às estruturas, orientados na direção NW-SE, com espassamento adequado, de tal modo que as principais seqüências lito-estruturais pudessem ser representadas em, pelo menos, dois perfis com a finalidade de estabelecer a correlação lateral das mesmas e de suas respectivas estruturas.

1.3.2 - Estudo Petrográfico

O estudo petrográfico foi conduzido através de técni-

cas convencionais com o uso de microscópio de luz polarizada marca Leitz. Incluiu a identificação e descrição pormenorizada dos minerais, caracterização composicional e textural, estabelecimento das assembléias mineralógicas, bem como das relações e transformações texturais ensejadas por estas.

A descrição da forma e dos limites de grão, intergranular e intragranular, seguiu a terminologia exposta no livro de texturas metamórficas de Alan Spry (1969).

As determinações mineralógicas são baseadas principalmente nos livros de Rouboault (1963), Kerr (1959) e Tröger (1959). A terminologia petrográfica é baseada em Willians et al (1970) e Winkler (1977).

1.3.3 - Análise Geométrica das Estruturas

A análise geométrica das estruturas foi conduzida principalmente na escala mesoscópica em dois níveis: a nível de afloramento e a nível de mão, analisando estruturas de ordem decimétrica a métrica.

Em ambos os casos os dados obtidos tiveram o mesmo procedimento metodológico, qual seja a tomada de medida sistemática dos elementos planares e lineares relacionados principalmente com as dobras. Procedia-se, inicialmente, o reconhecimento da respectiva fase de dobramento com base principalmente no critério da superposição, quando presente. Outros elementos (ou conjunto de elementos) foram utilizados cautelosamente, como estilo das dobras, relação com a foliação de penetratividade principal da área (foliação de transposição), orientação da dobra, incluindo eixo e plano axial etc.

As medidas foram tomadas ao longo da superfície dobrada de cada fase de geração de dobras, percorrendo, sempre que possível, o perfil da dobra de um ponto de inflexão a outro, obtendo o maior número de dados na zona de charneira quando esta se apresentava bem desenvolvida.

A aplicação de uma análise macroscópica ficou prejudicada em função da própria disposição espacial das dobras tardias, pois elas desenham, na região, estruturas com eixos subhorizontalizados e não expressam fechamento nesta escala.

Por outro lado, a execução de perfis geológico-estruturais através das diversas seqüências possibilita uma correlação aproximada de estilos das estruturas nas escalas mesoscópica e macroscópica. Estes termos são aquí empregados de acordo com a acepção de Turner & Weiss (1963).

A escala mesoscópica cobre as observações diretas desde amostras de mão até grandes exposições contínuas. Além do mais, condiciona o estudo do corpo rochoso em três dimensões. Na escala macroscópica a continuidade do corpo é observada indiretamente e envolve extrapolações a partir da integração das observações mesoscópicas.

1.4 - Terminologia

1.4.1 - Rochas Cataclásticas

No presente trabalho, utilizou-se para as Rochas cataclásticas a classificação de Higgins (1971). Alguns comentários são necessários para justificar o uso desta classificação, a qual, embora ainda não inteiramente satisfatória, apresenta-se, no momento, como sendo a mais fundamentada e a que se baseia num maior número de critérios.

Em relação à classificação de Spry (1966), por exemplo, a de Higgins assume maior importância pelo significado que os termos encerram dentro da mesma e no contexto geológico, pois rochas cataclásticas geradas próximas à superfície refletem em seu "fabric" aspectos diferentes daquelas geradas em profundidade. Acresce-se a isto a possibilidade da utilização de critérios quantitativos quando comparado com as fotomicrografias padrões.

A classificação de Higgins (op. cit.) leva em conta principalmente a relação entre porfiroclastos (ou fenoclastos) e matriz, textura e grau de recristalização. O termo textura é usado como sinônimo de estrutura para definir uma feição produzida por cataclase e que envolve um conjunto de superfícies-S, as quais tipificam uma foliação cataclástica. O autor da classificação considera que estes termos têm conotação de fluxo, e usa-os em analogia ao que ocorre nas rochas vulcânicas félsicas.

Higgins (op. cit.) usa o termo "rochas cataclásticas" para todas as rochas produzidas por cataclase, incluindo milonitos, protomilonitos, blastomilonitos, brechas de falha etc.

As rochas cataclásticas são divididas em dois grupos: rochas cataclásticas sem coesão primária e rochas cataclásticas com coesão primária.

O primeiro grupo está representado por brecha de falha "fault breccia" e por pasta de falha "fault gouge". O segundo grupo é subdividido em duas categorias com base no predomínio da cataclase em relação à recristalização ou vice-versa. Quando a cataclase domina sobre a recristalização podem resultar rochas sem estrutura de fluxo ou rochas com estrutura de fluxo. No primeiro caso aparece microbrecha e cataclasito e, no segundo, a série protomilonito-milonito-ultramilonito. O termo filonito é empregado como uma variedade dos dois últimos membros da série, formado por milonitização sobre uma rocha originalmente granular grosseira.

1.4.2 - Rochas Migmatíticas

Para descrição e caracterização dos migmatitos, utilizou-se a classificação de Mehnert (1968). Este autor considera migmatito como uma rocha composta por duas ou mais porções petrograficamente distintas, sendo uma a rocha original num estágio mais ou menos metamórfico e outra de aspecto geralmente plutônico, pegmatítico, aplítico ou granítico.

Mehnert (op. cit.), na tentativa de evitar conotação

genética de alguns termos na descrição dos migmatitos, sugere o uso de termos petrográficos "similares" como, por exemplo, rochas "tipo granito" ou de "aparência ígnea", assim como sublinha a importância de se utilizar na terminologia de campo a adição do sufixo "óide" para as porções do migmatito ("granitóide", pegmatóide",..).

De acordo com Mehnert (op. cit.) pode-se distinguir nos migmatitos as seguintes porções: o paleossoma, correspondente à rocha mãe ou à rocha original ligeiramente modificada ou não, e o neossoma, correspondente à porção da rocha formada por último. Aqui são distinguidos dois tipos: o leucossoma, representando o material que contém mais minerais claros (quartzo e/ou Feldspato) do que o paleossoma, e o melanossona, representando o material que contém principalmente minerais escuros (máficos), tais como biotita, hornblenda, cordierita etc.

A classificação de Mehnert (op. cit.) fundamenta-se nas estruturas típicas delineadas nos migmatitos a partir da inter-relação paleossoma e neossoma. No conjunto o autor distingue as seguintes estruturas de migmatitos: agmatítica, dictionítica, "shölen" (ou "raft"), flebítica, estromatítica, surreítica (ou de dilatação), dobrada, ptigmática, oftalmítica, estictiolítica, "schlieren", nebulítica e homofânica.

Além desta classificação, o referido autor estabelece dois grupos de rochas genéticas, quais sejam: os metatexitos e os diatexitos; estes para qualificar rochas mais homogêneas que implicam num processo de fusão parcial mais avançado, e aqueles para rochas mais heterogêneas que refletem fusão parcial menos acentuada.

Existem outras classificações sobre os migmatitos como a de Jung & Roques (1972) e a de Bonorino (1972). Todavia, tanto uma como a outra encerram problemas quanto à aplicação. A primeira, embora de fácil utilização no campo, por um lado apresenta conotação genética de alguns termos e, por outro, vincula os migmatitos a uma origem metassomática. A segunda trata-se de um trabalho interessante do ponto de vista de uma revisão crítica sobre a terminologia dos migmatitos e das bases pelas quais deve-se estabelecer

uma classificação. Entretanto, guarda dificuldades devido à introdução de novos termos e quanto a sua aplicação prática.

A classificação de Mehnert (op. cit.) é a que apresenta menores implicações em relação às existentes sobre o assunto, pois fundamenta-se em termos puramente descritivos e cobre praticamente toda a gama de estruturas que ocorre geralmente nos migmatitos.

1.4.3 - Rochas Charnoquíticas

Para descrição e classificação destas rochas utilizou-se a proposição de Streckeisen (1974). Nela, o termo charnoquito é substituído por "série charnoquítica", sendo desvinculado da conotação composicional específica que lhe foi atribuído na acepção original. O citado autor considera-o como uma rocha de textura fanerítica caracterizada pela presença de hiperstênio (ou faialita + quartzo) e feldspatos pertíticos (pertita, mesopertita e antipertita).

1.4.4 - Nomenclatura das Dobras

Para descrição da morfologia das dobras utilizou-se as classificações de Fleuty (1964), Ramsay (1967) e Mattauer (1976). Na primeira, as dobras figuram com modificação de seu plano de perfil, sendo descritas em função do ângulo interflancos e expressas pela medida angular entre planos (ou entre linhas) tangentes aos limbos da dobra nos seus pontos de inflexão. O quadro abaixo indica os intervalos angulares interflancos e as dobras correspondentes.

Ângulo Interflancos	Nome das Dobras
180-120º	Suave
120-70º	Aberta
70-30º	Fechada
30-0º	Cerrada ou Apertada
0	Isoclinal
$\angle$ 0º	Cogumelo ou Bumerangue

Na classificação de Ramsay (op. cit.), as dobras são descritas com base na relação entre as diferentes curvaturas das sucessivas superfícies dobradas, sendo divididas em três classes fundamentais de dobras: classe 1 - quando a curvatura do arco externo é menor do que a do arco interno; classe 2 - quando a curvatura dos arcos interno e externo é a mesma; classe 3 - quando a curvatura do arco externo é maior do que a do arco interno.

A classificação acima fundamenta-se em critérios puramente descritivos e geométricos e permite discutir o comportamento do material rochoso durante o dobramento.

Na classificação de Mattauer (1976), as dobras são relacionadas ao nível estrutural em que foram geradas, ou seja, cada tipo de dobra reflete os mesmos mecanismos dominantes de deformação. São, elas, de dois tipos: dobras isópacas e anisópacas. Naquelas, os estratos dobrados mantêm-se com espessura constante e o mecanismo predominante é o da flexão (flambagem); nestas, verifica-se a mudança de espessura dos estratos, com espessamento na zona de charneira e adelgaçamento nos flancos, ocorrendo a interveniência de mecanismo de achatamento e de fluxo.

CAPITULO II

2 - EVOLUÇÃO DOS CONHECIMENTOS GEOLÓGICOS NA REGIÃO

2.1 - Introdução

As primeiras referências sobre a geologia da região de Vassouras são oriundas de trabalhos de cunho mais geomorfológico que se ocupam principalmente dos sistemas montanhosos das serras do Mar, Mantiqueira e do vale do rio Paraíba do Sul. Todavia, algumas importantes observações geológicas são registradas nesses trabalhos e a análise dos mesmos reflete a profunda capacidade de observação dos geólogos e naturalistas do passado.

Visando dar uma certa organização e delimitar as etapas de evolução do conhecimento geológico da região em pauta, optou-se por uma subdivisão, a qual, sem nenhum demérito, enfeixa inicialmente os trabalhos intitulados de "cunho histórico", aos quais seguem-se os do "contexto geológico regional", cujo limite é demarcado pelas obras dos geólogos HEINZ EBERT e FREDERICO ROSIER, que se revestem no marco mais importante sobre o conhecimento geológico do pré-cambriano do Estado do Rio de Janeiro e do SE de Minas Gerais.

2.2 - Trabalhos Geológicos de Cunho Histórico

Coube provavelmente a HARTT (1870) o relato das primeiras observações geológicas sobre a região. Ao examinar o perfil ao longo da Estrada de Ferro D. Pedro II, desde a localidade de Belém (hoje Japeri) na base da Serra do Mar (localmente Serra de Paracambi) até Ipiranga no vale do rio Paraíba do Sul, HARTT (op. cit.), descreveu a serra como constituída de gnaisse de cor cinzenta escura, bem laminado, com inclinação muito uniforme para norte. Refere-se à serra como um dobramento monoclinal mas com provável repetição das camadas, sendo comuns as falhas. Contudo, menciona que em alguns casos as camadas são muito dobradas.

DERBY (1880), referindo-se à Serra do Mar, onde ela é cortada pela Ferrovia D. Pedro II e a Serra da Mantiqueira ao longo da Ferrovia próxima de Barbacena, concorda com as observações de HARTT (op. cit.) quanto à forma monoclinal das respectivas serras e supõe um grande sinclinal no vale do rio Paraíba do Sul. Menciona, também, ocorrência de calcário e de serpentina e talco associados em vários pontos ao longo do vale deste rio.

WILLIANS (1921), ao executar levantamento geológico para construção de uma usina hidrelétrica ao longo do rio Paraíba do Sul, relata a ocorrência de depósitos manganesíferos-grafitosos nas fazendas Santa Ana e Bela Vista, ambas situadas a SE da Estação de Volta Grande.

MORAES et al (1935) atribuem origem sedimentar para a maior parte dos gnaisses da Serra do Mar pela presença de camadas interestratificadas de calcário cristalino, como por exemplo no vale do rio Santana, Barão de Vassouras e Juparanã. Mencionam a presença de granitos e granitos gnáissicos ("gneissose granites" de SEDERHOLM), cuja textura e estrutura gnáissica foram produzidas durante a intrusão. São encontrados em vários lugares do Estado do Rio de Janeiro, como em Rio Claro, Juparanã, Barra Mansa e outros, segundo OTHON LEONARDOS (in MORAES et al (op. cit.).

LAMEGO (1936) menciona a presença de um gigantesco sinclinal que estender-se-ia desde as abas da Serra da Mantiqueira até o litoral. Ressalta que o curso do rio Paraíba do Sul se ajusta à calha desta estrutura com direção das camadas invulgarmente verticais.

LAMEGO (1937) considera as rochas que formam parte do arcabouço da Serra do Mar, no vale do rio Paraíba, como oriundas de um plagioclásio gnaisse primitivo, cuja textura e composição foram alteradas por metamorfismo de pressão e de injeção, ligado à intrusão de um magma granítico.

GUIMARÃES (1938) descreve petrograficamente o granito de Vassouras como uma rocha com microclina, albita-oligoclásio, quartzo, biotita, muscovita e mirmequita. A microclina contém in-

clusão de quartzo globular e invade o plagioclásio e o quartzo. Este último apresenta extinção ondulante. O processo de formação de feldspato alcalino determinou provavelmente uma neocristalização do plagioclásio, de modo que este foi desdobrado em muscovita, calcita e plagioclásio menos cálcico. Atribui a esta rocha uma origem provavelmente palingenética.

OLIVEIRA & LEONARDOS (1943) consideram os gnaisses xistosos, associados a calcários e dolomitos sacaróides, do fundo do vale do rio Paraíba, como relacionados a uma estrutura geossinclinal e sugerem que eles representam uma formação estratigraficamente inferior aos gnaisses do alto anticlinal da Mantiqueira. Os gnaisses da costa são considerados como superiores mas não obrigatoriamente mais modernos.

RUELLAN (1944) afirma que a escarpa da Serra dos Órgãos (denominação local da Serra do Mar) é devida a uma falha e que a sua vertente meridional representa uma "frente dissecada do bloco falhado". Considera o vale do Paraíba como sendo uma depressão tectônica entre a Serra do Mar e da Mantiqueira do mesmo tipo que a depressão da Guanabara, apenas com descida para o oceano menos acentuada. Os blocos falhados são basculados para norte e noroeste.

LAMEGO (1946), numa extensiva e minuciosa análise morfológica e tectônica do sistema Mantiqueira, notadamente do trecho paulista e fluminense, considera tanto a Serra do Mar como a da Mantiqueira, apesar de diferenciadas pela nomenclatura geográfica, como pertencentes ao mesmo complexo tectônico de relevo regional, o qual, juntamente com o vale do Paraíba, representa um fenômeno estratigráfico exclusivo. LAMEGO (op. cit.) salienta a importância deste vale para compreensão da geomorfologia e da estrutura dessa bacia tão singular entre as demais do litoral.

GUIMARÃES & LEINZ (1951) admitem a existência de um antigo geossinclinal que teria ocupado o atual âmbito da Serra da Mantiqueira e do vale do Paraíba, dada à freqüência de calcários dolomíticos, bem como da inclinação convergente dos gnaisses. Consi-

deram estas rochas como pertencentes a formações arqueanas e ressaltam o efeito da tectônica disruptiva durante o Mesozóico que prossegue até o Pleistoceno.

KING (1956) distinguiu regionalmente três ciclos de erosão: o ciclo Paraguaçu de idade Pós-Terciária; o ciclo Velhas do Terciário Inferior e o ciclo Sul-Americano referido como Terciário Antigo.

2.3 - Trabalhos do Contexto Geológico Regional

Os trabalhos geológicos pioneiros mais importantes e de cunho regional são devidos a ROSIER (1957 e 1965), o qual, juntamente com um mapa geológico da porção oriental do Estado do Rio de Janeiro na escala de 1:500.000, alinhou os principais traços geológicos da região, propondo um modelo de tectônica de "nappes" que foi considerado muito arrojado na época.

ROSIER (op. cit.) definiu nesta porção do Estado, de leste para oeste, as seguintes Faixas e Séries: Faixa Saquarema-Cabo Frio-Macaé (Pós-País); Faixa Maricá-Conceição de Macabu (beira do geossinclinal); Faixa Rio Bonito-Liminar; Série Paraíba-Desengano; Faixa Pedra Lisa; Serra dos Órgãos; Série Paraíba-Desengano e Faixa Eugenópolis Caparaó.

EBERT (1957b, 1965, 1968 e 1971), ao realizar estudos geológicos na porção SE do Estado de Minas Gerais, trouxe importantes contribuições para o conhecimento geológico prê-cambriano do Estado do Rio de Janeiro. Paralelamente aos trabalhos de ROSIER, definiu a Série Paraibuna, substituindo-a posteriormente pela Série (grupo) Paraíba, introduzida por ROSIER (op. cit.). Definiu estruturas mais velhas que chamou de Araxaídes e mais novas, Paraibides, cujo limite em parte é demarcado pela falha de Jacutinga. As primeiras têm vergência tectônica clara para NE, enquanto que as estruturas dos Paraibides não são definidas, sendo substituídas por um conjunto de sinformes e antiformes.

CORDANI et al (1968 e 1973), a partir de um conjunto

de datações geocronológicas pelos métodos K/Ar, Rb/Sr e U/Pb, caracterizaram a presença de três ciclos orogênicos, cujos registros foram encontrados respectivamente nas rochas granitóides da Serra dos Órgãos (Ciclo Brasiliano - 620 m.a.), nos gnaisses granulíticos do Paraíba do Sul (Ciclo Transamazônico - 2.070 m.a.) e nos gnaisses Mantiqueira com 2.800 m.a.

MACHADO FILHO e GOMES (1972), fundamentando-se na concepção das Séries Migmatogênicas introduzidas por COSTA et al (1970), mostram, através de perfis geológico-estruturais passando por Três Rios e Além-Paraíba, uma estruturação geral que denominaram de meganticlinório Serra dos Órgãos, a qual é subdividida em Anticlinório Central (com allomigmatitos e automignatitos) e Sinclinório Paraíba (com metamorfitos).

FYFE e LEONARDOS JR. (1974) enquadram a região num cinturão metamórfico de baixa pressão/temperatura (abukuma) do tipo andalusita-sillimanita, o qual caracterizaria um cinturão Atlântico mais antigo (2.000 m.a.).

ALMEIDA et al (1975) caracterizam o lineamento de Além-Paraíba como uma falha transcorrente dextral que corta diagonalmente as estruturas transamazônicas da "Série Paraíba-Desengano" de ROSIER (1965), sendo certamente ativa durante o Pré-cambriano Superior, com derradeira fase de atividade de idade tardibrasiliana,já paleozóica.

BRANDALISE et al (1976), com base no Projeto Vale do Paraíba do Sul, apresentam um mapa geológico na escala 1:250.000, que abrange a área estudada, agrupando as litologias da região sob a denominação de "Associação Paraíba do Sul", e subdividindo-a num complexo Charnockítico e outro Migmatítico.

ALMEIDA (1976) enquadra a região no sistema de "rifts" da Serra do Mar juntamente com a bacia de Santos e traça sua evolução no contexto geológico regional. Discute a evolução sedimentar, magmática e tectônica dos grabens do Paraíba e da Guanabara.

OLIVEIRA et al (1978) apresentam o mapa geológico do Estado do Rio de Janeiro, na escala 1:400.000, conservando as denominações dos Grupos Paraíba do Sul e Serra dos Órgãos e introduzindo a denominação de Complexo do Litoral Fluminense para a região compreendida entre litoral e o sopé da Serra do Mar. A figura 4 representa um extrato geológico da parte ocidental do Estado do Rio de Janeiro com base nesse mapa.

COSTA e MARCHETTO (1978) dão importantes contribuições sobre a evolução textural e petrográfica dos granulitos da Faixa Paraíba do Sul, na região de São Fidélis, Cambuci e Italva, norte do Estado do Rio de Janeiro.

FONSECA et al (1979), no texto explicativo da carta geológica da folha Rio de Janeiro, na escala 1:1.000.000, introduzem a denominação de Faixa Costeira para uma unidade que corresponde, em parte, no Estado do Rio de Janeiro, à "Série Paraíba-Desengano" e às Faixas Maricá-Conceição de Macabu e Saquarema-Cabo Frio-Macaé de ROSIER (1965) e ao Complexo do Litoral Fluminense de OLIVEIRA et al (op. cit.).

OLIVEIRA (1980) fornece importantes contribuições sobre a evolução petrográfica e petrológica das rochas granulíticas e charnoquíticas da zona limítrofe dos Estados do Rio de Janeiro e Minas Gerais, com base em dados geológico-estruturais, geocronológicos e, principalmente químicos, mineralógicos e petrográficos.

CAMPANHA (1980 e 1981), ao realizar a cartografia geológica da folha de Três Rios, na escala 1:50.000, caracteriza o lineamento de Além-Paraíba num contexto evolutivo (estrutural e metamórfico) de rochas blastomiloníticas com suas sucessivas fases de movimentação e de recristalização. Considera que a fase principal de deformação e metamorfismo se deu no ciclo Brasiliano (620 m.a.).

SIGA JR. et al (1982), com base em cerca de uma centena de datações geocronológicas obtidas pelos métodos Rb/Sr, K/Ar e U/Pb, definem, para a porção setentrional do Estado do Rio de Janeiro, durante o Ciclo Brasiliano, um esquema de zoneamento meta-

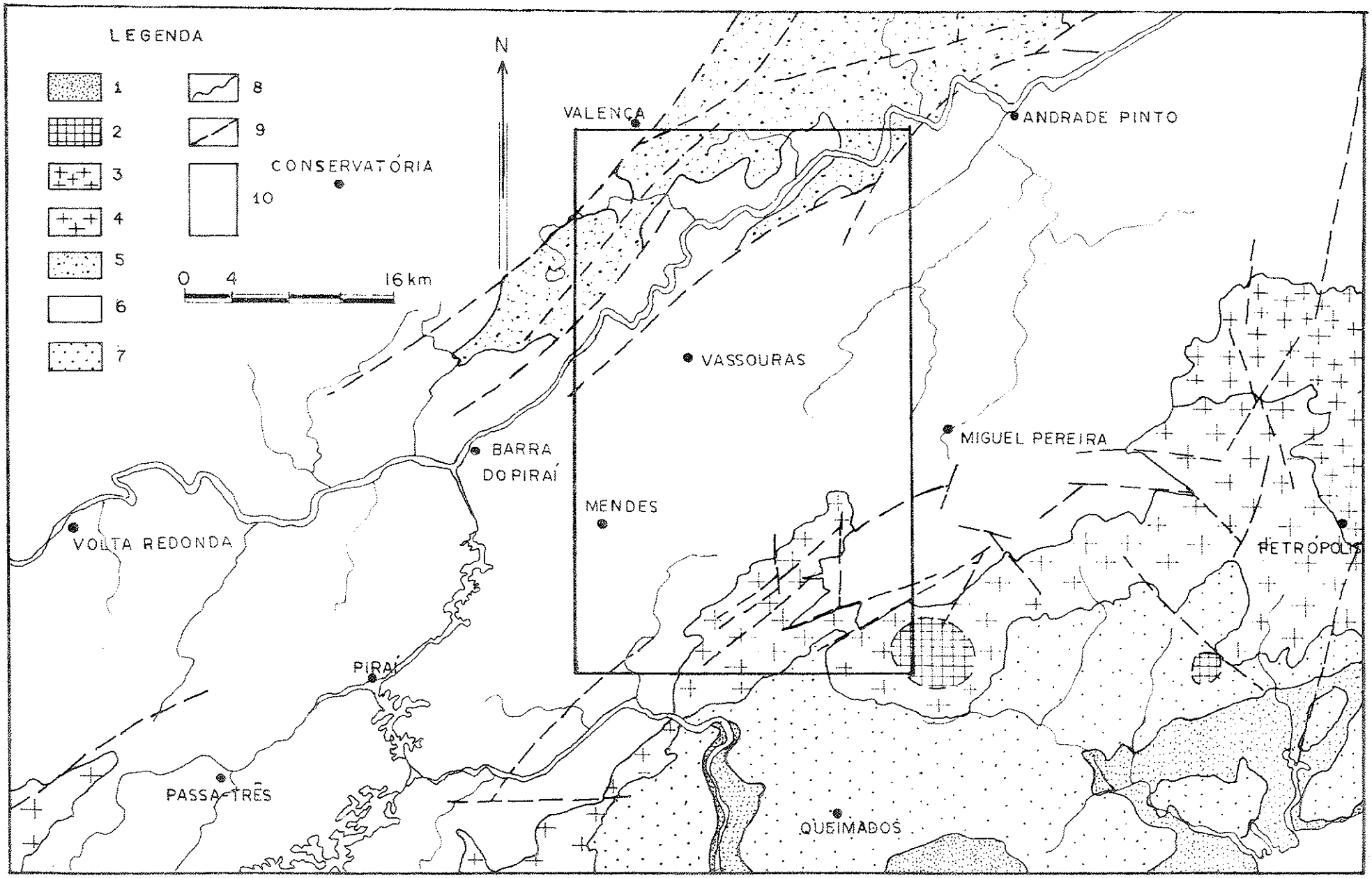


Figura 4 - Esboço Geológico Regional : 1 - depósito aluvionar; 2 - rochas intrusivas alcalinas; 3 - gnaisses granitóides; 4 - migmatitos com gnaisses granitóides subordinados; 5 - gnaisses porfiroblásticos com migmatitos e gnaisses diversos; 6 - gnaisses bandados e/ou laminados; 7 - gnaisses diversos, com biotita gnaisses granitóides (facoidais, porfiroblásticos) e migmatitos; 8 - contato litológico; 9 - falhas e/ou fraturas; 10 - área estudada. Grupos Serra dos Órgãos (3 e 4), Paraíba do Sul (5 e 6) e Complexo do Litoral Fluminense (7). Adaptado de Oliveira et al (1977).

mórfico em epi, meso e catazona, cuja disposição acompanha geograficamente a linha de costa do respectivo Estado.

REIS et al (1982) apresentam um resumo do mapeamento executado na escala 1:50.000, das folhas Três Rios, Paraíba do Sul, Miguel Pereira e Cava.

HASUI et al (1982), na Carta Geológica na escala de 1:2.500.000, introduzem respectivamente as denominações de "Complexo Costeiro" e "Complexo Charnoquítico" em substituição à "Faixa Costeira" de FONSECA et al (1978) e "rochas de associação charnoquítica" de SCHOBENHAUS FILHO (1978), bem como, restringem o Grupo (Complexo) Paraíba ao Estado de São Paulo, figurando em seu lugar, no Estado do Rio de Janeiro, o Complexo Embu.

HASUI (1983) refere-se ao lineamento de Além-Paraíba como uma zona de cisalhamento dúctil empinada, cuja característica principal é o desenvolvimento de uma lineação (Lc) subhorizontal e de dobras em bainha. Considera o evento gerador do processo como de idade Transamazônica.

SADOWSKI (1983) insere o falhamento de Além-Paraíba num contexto de cinturões de cisalhamento dúcteis e estima valores mínimos de deslocamento horizontal de 50 km.

CHAVES (1983) apresenta uma tentativa de integração geológica da zona limítrofe dos Estados do Rio de Janeiro e de São Paulo, com base em levantamentos geológicos de semi-detalhe (escala 1:25.000 e 1:50.000) que vem realizando na região de Rio Claro (RJ) e Bananal (SP). Separa duas seqüências, uma de natureza provavelmente ígnea (mais antiga) e outra metassedimentar. A primeira é correlacionada ao Grupo Serra dos Órgãos (RJ), ao Complexo Costeiro descrito em ALMEIDA et al (1981), enquanto a segunda ao Grupo Paraíba do Sul.

MACHADO (1983) discute a estruturação tectônica regional da Faixa Paraíba do Sul na porção ocidental do Estado do Rio de Janeiro com base em perfis geológicos-estruturais e na análise

das mesoestruturas. Reconhece três fases de dobramento e identifica duas zonas de cisalhamento, uma de alto mergulho e outra de moderado mergulho. Sugere que o Complexo do Litoral Fluminense, pelo menos pro parte, tenha funcionado como antepaís durante as fases de dobramento que afetaram o Grupo Paraíba com vergência para SE.

CAPITULO III

3 - SEQÜÊNCIAS LITOESTRUTURAIS

Na área estudada foi possível separar seis seqüências litoestruturais com base num conjunto de critérios dos quais destacam-se os seguintes: a) textura e estrutura; b) homogeneidade e heterogeneidade - a nível macro e meso; c) espessura, forma, regularidade e composição dos leitos; d) intercalações de calcossilicáticas, quartzitos, anfibolitos e piroxenitos; e) fases de mobilizados; f) presença ou não de minerais metamórficos como granada, por ex.; g) fases de deformação.

Essas seqüências foram definidas com base nos termos litológicos dominantes, pois não raramente observa-se identidade entre termos subordinados de seqüências diferentes. Além disso, a utilização de critérios individuais ou isolados, mesmo dentre os acima mencionados, pode levar a equívocos e confusão entre uma e outra seqüência. Todavia, em certas circunstâncias, conforme será depreendido na descrição que se segue, aspectos individuais podem ser úteis no reconhecimento de uma ou de outra seqüência.

Algumas das seqüências exibem formas de relevo que lhes são características, auxiliando sobremodo na separação e na delimitação das mesmas.

Levando em consideração o acima exposto, foi possível separar 6 seqüências litoestruturais:

1º) Seqüência de Valença - rochas charnoquíticas, gnaisses e anfibolitos associados;

2º) Seqüência de Quirino - biotita plagioclásio gnaisse migmatizado com intercalações de migmatitos bandados e anfibolitos subordinados;

3º) Seqüência de Barão de Vassouras - biotita gnaisse migmatizado com gnaisses granitóides, rochas graníticas e cataclásticas com níveis de calcossilicáticas e mármores associados;

4º) Seqüência de Vassouras - rochas granitóides, migmatíticas e cataclásticas associadas;

5º) Seqüência de Paracambi - gnaisse granitóide porfiroblástico migmatizado com níveis de gnaisse kinzigítico e intercalações de anfibolitos e de calcossilicáticas;

6º) Seqüência de Japeri - migmatitos homogêneos e heterogêneos com gnaisses, granitóides e granitos associados.

3.1 - Seqüência de Valença - Rochas Granulíticas com Charnoquitos, Gnaisses e Anfibolitos Associados

São rochas de menor expressão na área. Ocupam a porção NW da folha de Vassouras, mais especificamente, localizam-se nos arredores da cidade de Valença, a N da rodovia (BR-20) que liga Barra do Piraí à Valença. Intercalam-se tipos maciços e bandados, bem como um nível de anfibolito granadífero.

A compartimentação geomorfológica desta unidade é representada por relevo aplainado, com morros de topo achatado, encostas desnudas, com superfícies lisas e inclinações abruptas. Aqui, a capa de intemperismo é pouco espessa.

De sul para norte, observa-se uma unidade de charnoquitos bandados com intercalação de tipos maciços, homogêneos, constituindo corpos relativamente espessos, os quais são separados, por uma falha de caráter transcorrente e de empurrão, de uma seqüência contendo gnaisse listrado migmatizado com intercalações métricas de charnoquitos maciços e bandados. Para norte, intercalam-se níveis de anfibolitos que portam, localmente, até 10% de granada de ordem milimétrica.

Charnoquitos maciços

Macroscopicamente são rochas que exibem cor esverdeada com tonalidade escura e amarelada, de textura granoblástica, granulação grosseira, maciça, homogênea, melanocrática, sem foliação evidente.

Charnoquitos bandados e gnaisses subordinados

Os charnoquitos são rochas de estrutura bandada, com alternância mais ou menos regular de leitos claros e escuros de ordem centimétrica. Os leitos claros são de composição granítica, leucocráticos, cor amarela-esverdeada, com espessura média de 1,0 cm, podendo atingir até 5,0 cm, de forma tabular ou lenticular-acamado, granulação grosseira, em contatos bruscos. Os leitos escuros são de ordem milimétrica a centimétrica, de forma lenticular, melanocráticos, textura granoblástica, granulação média a grosseira, portando biotita e anfibólio.

Os gnaisses granulíticos são rochas de estrutura bandada, com leitos finos, milimétricos a centimétricos, melanocráticos, contendo biotita e hornblenda, que se alternam com leitos claros, leucocráticos, de granulação grosseira, textura grano-lepido-porfiroblástica, com megacristais de feldspato cor de caramelo de forma lenticular que variam de 3,0 a 5,0 cm no diâmetro maior e de 1,0 a 3,0 cm no diâmetro menor.

Anfibolitos

Macroscopicamente são rochas de cor escura, melanocráticas, finamente foliadas, de granulação fina a média, portando ou não granada de ordem milimétrica. Esta, localmente, pode alcançar até cerca de 10% da mineralogia da rocha.

3.2. Seqüência de Quirino - Biotita Plagioclásio-Gnaisse Migmatizado com Migmatitos Bandados e Anfibolitos Associados

São rochas de grande expressão na área. Afloram a norte do rio Paraíba do Sul e estão bem expostas na Serra da Concórdia. Na base da seqüência ocorre um nível de hornblenda gnaisse que apresenta limite tectônico com a seqüência dos charnoquitos. Ocorrem termos subordinados de biotita gnaisse e migmatitos bandados, perfazendo menos de 10% do volume total desta unidade.

A seqüência ocupa a área de relevo mais acidentado da

região estudada, aparecendo na paisagem com encostas normalmente abruptas, desnudas e lisas, com morros alinhados e formas de relevo pouco evoluídas, algumas vezes ponteagudas, em cotas mais elevadas nas proximidades de Valença. A diferença de nível entre o topo e a base das elevações é da ordem de 200 metros.

De sul para norte, a partir de Barão de Juparanã, inicia-se o aparecimento de biotita plagioclásio-gnaisse homogêneo com intercalações de anfibolitos, que cedem lugar a um nível de gnaisse bandado migmatizado e de migmatito bandado na altura de Quirino, repetindo-se próximo de Valença com numerosas intercalações de anfibolitos. No canto SW desta seqüência, intercalam-se níveis de migmatitos com espessura da ordem de dezenas de metros.

3.2.1 - Biotita Plagioclásio-Gnaisse Migmatizado

A nível macroscópico e de afloramento são rochas homogêneas, foliadas conspicuamente, de granulação sempre grosseira, às vezes porfiróide, mesocrática, localmente leuco e melanocrática, apresentando textura granolepidoporfiroblástica, com feldspato branco de forma lenticular ou irregular, de 1,0 a 2,0 cm, podendo alcançar até 3,0 a 4,0 cm segundo o diâmetro maior, normalmente límpidos, em quantidade sempre maior do que a do quartzo (± 10%), tendo composição tonalítica a diorítica.

São freqüentes intercalações de anfibolitos de ordem decimétrica a milimétrica, geralmente alterados, assumindo cor esverdeada escura, de granulação média, com textura granonematoblástica, em corpos tabulares ou lenticulares, boudinados, xistificados e concordantes com a foliação principal.

Ocorre intercalação de rocha homogênea, concordante, na forma de soleira "sill", com espessura entre 2,0 e 3,0 m, em contatos bruscos, de granulação fina, muito homogênea, maciça, finamente foliada, de composição granítica a granodiorítica, portando biotita, quartzo e feldspato (Foto 2).

3.2.2 - Gnaisses e Migmatitos Bandados

São rochas normalmente associadas, heterogêneas, que ensejam estrutura bandada, na qual alternam-se leitos claros e escuros com repetição irregular de espessura em contatos normalmente bruscos. Nos migmatitos da porção ocidental da área, a NW de Barão de Juparanã, ocorre estrutura estromatítica, subordinadamente tipo "schlieren" e "schölen", com predomínio do neossoma sobre o paleossoma. Os leitos são de ordem centimétrica, irregulares, contendo minerais orientados, leucocráticos, grosseiros, localmente pegmatóides, de composição granítica, com feldspato branco e quartzo. Ocorrem, interacamados, leitos mais espessos, de ordem decimétrica (20 a 30 cm), de aparência não foliada, pegmatóides, concordantes com a foliação principal, tabulares e irregulares, sem persistência lateral, de composição granítica, com feldspato branco, quartzo e pouca mica (biotita). Ocorre localmente feldspato rôseo (3,0 a 4,0 cm) que juntamente com os leitos pegmatóides mais espessos representam provavelmente a segunda fase de mobilizado (Mn + 1).

Os leitos escuros distribuem-se como manchas, de forma lenticular, com espessura milimétrica-centimétrica e extensão decimétrica, de granulação grosseira a média e textura lepidoblástica.

Os migmatitos que afloram nas imediações de Quirino apresentam algumas diferenças. São igualmente bandados (estrutura estromatítica), com estrutura surreítica subordinada, heterogêneos , incluindo leitos de anfibolitos e/ou calcossilicáticas, pegmatóides e de quartzo, com espessura decimétrica, de forma tabular e lenticular. Intercalam-se corpos granitóides, de espessura métrica (6,0 a 7,0 m), não foliados, textura hipidiomórfica, concordantes, leucocráticos, com feldspato caulinizado, quartzo e biotita, apresentando-se esta última em quantidade inferior a 15%. Além disso, ocorrem finos leitos, de ordem centimétrica, de cor cinza escura, leucocráticos, em textura granoblástica, granulação média a grosseira, de composição granodiorítica, com amplo predomínio de feldspato branco sobre o quartzo, portando geralmente menos de 5% de biotita. Este mobilizado pertence à primeira fase, sendo qualificado de Mn.

São relativamente freqüentes dobras cerradas a isoclinais, com charneiras espessadas e flancos adelgaçados. As dobras apresentam amplitude maior do que o comprimento de onda, com fator não inferior a 3, podendo alcançar até 4. Esta fase de dobramento afeta o mobilizado Mn e desenvolve foliação plano axial com transposição completa das estruturas.

Mais para norte, próximo à Valença, os anfibolitos ganham importância em relação aos biotita gnaisses como paleossoma dos migmatitos. Ocorrem em leitos de cor marrom-acastanhado e amarelado, de ordem decimétrica a métrica, que realçam a estrutura bandada do migmatito, com níveis milimétricos a centimétricos de biotita, em textura granonematoblástica, de granulação média, melanocráticos, de forma lenticular e boudinados. Os leitos pegmatóides são idênticos aos dos migmatitos anteriores, refletindo igualmente a primeira fase de mobilizados.

Tais migmatitos apresentam predomínio de neossoma sobre o paleossoma e estão afetados por dobras abertas, tipo "chevron", formando ângulos interflancos aproximadamente retos. Os leitos claros pegmatóides encontram-se, muitas vezes, boudinados, sem, entretanto, ocorrer estrangulamento dos mesmos.

O paleossoma é constituído essencialmente de biotita gnaisse, muito rico em biotita, podendo localmente, como nas proximidades de Valença, constituir-se de anfibolito.

3.2.3 - Hornblenda Biotita - Gnaisse Migmatizado

Trata-se de uma rocha relativamente homogênea que ocorre como espesso pacote na base da seqüência. O contato com os charnoquitos é tectônico. Possui estrutura bandada, com leitos de ordem milimétrica a centimétrica, de forma tabular e lenticular, foliados, de cor esbranquiçada, leuco a mesocráticos, de granulação grosseira, textura granolepidonematoblástica e granolepidoporfiroblástica, contendo feldspato branco, quartzo e hornblenda. Existe afloramentos em que a hornblenda alcança cerca de 20% da rocha to-

tal, com o desenvolvimento de cristais idiomórficos, pintalgando a rocha, com tamanho que pode alcançar até 2,5 cm. Ocorre porfiroblasto de feldspato branco, de forma arredondada, lenticular e elipsoidal, de 3,0 a 5,0 cm no diâmetro maior e de 1,0 a 3,0 cm no diâmetro menor.

São freqüentes dobras com perfis cerrados a isoclinais, com charneiras espessadas e flancos adelgaçados que afetam leitos de mobilizado da fase Mn (Foto 3). São dobras interfoliares que desaparecem lateralmente. Observa-se a participação de mecanismo de cisalhamento na evolução destas dobras.

3.3 - Seqüência de Barão de Vassouras - Biotita Gnaisse Migmatizado com Gnaisses Granitóides, Rochas Graníticas e Cataclásticas com Níveis de Calcossilicáticas e Mármores Associados

São rochas que ocupam uma faixa compreendida entre o rio Paraíba, a norte, e a BR-116 a sul. Inclui uma seqüência bastante heterogênea, localmente migmatizada, com variações litológicas laterais e transversais, limitadas, às vezes, por importantes zonas de cisalhamento, uma delas separando duas unidades com tipos litológicos ligeiramente diferentes. A primeira tem predominância de biotita gnaisse fitado granadífero, contendo intercalações de calcossilicáticas, mármore e anfibolitos. A segunda apresenta biotita gnaisse porfiróide bandado e biotita gnaisse laminado com intercalações de hornblenda gnaisse e níveis de calcossilicáticas menos expressivos do que o anterior.

O contato com a seqüência anterior é aparentemente tectônico, pelo menos na porção ocidental da área nas promixidades de Barão de Juparanã e do Instituto de Zootecnia. Aqui observa-se uma importante zona de cisalhamento, com desenvolvimento de rochas cataclásticas, incluindo milonito gnaisse e milonito xisto, que afloram nas proximidades da Estação Experimental de Zootecnia.

Aqui, de norte para sul, da base para o topo, inicia-se a primeira unidade com uma seqüência de biotita gnaisse fitado,

migmatizado, com intercalações de calcossilicática, anfibolito e piroxenito, cedendo lugar, nos arredores de Barão de Juparanã, a um espesso pacote de mármore. Este encontra-se encimado por biotita gnaisse granitóide homogêneo que passa para biotita gnaisse fitado, portando granada, com níveis de calcossilicática, mármore e anfibolito.

A segunda unidade é separada por uma extensa zona de cisalhamento, sendo representada na porção ocidental por biotita gnaisse bandado, com leitos porfiróides grosseiros dominando sobre leitos não porfiróides finos, portando localmente granada e níveis de anfibolitos e de calcossilicáticas. Na porção oriental aparece biotita gnaisse laminado, com domínios porfiróides ou não, migmatizado, e uma seqüência de hornblenda gnaisse. Intercalam-se localmente anfibolitos e, mais raramente, calcossilicáticas.

O contato desta seqüência em direção ao topo se faz de modo aparentemente transicional, com decréscimo dos níveis de calcossilicáticas e do conteúdo em granada, aparecendo termos mais porfiróides, bandados, heterogêneos, que paulatinamente perdem o bandamento conspícuo e tornam-se mais homogêneos.

Esta seqüência apresenta formas de relevo menos evoluídas nas imediações do rio Paraíba do Sul, com encostas normalmente abruptas, com desnível entre a base e o topo de cerca de 150 m. Na direção sul, este relevo torna-se mais evoluído, com diferenças menores de cotas, sendo mais suavizado, dando lugar a formas de relevo do tipo meia laranja.

3.3.1 - Granada Biotita Gnaisse Migmatizado com Níveis de Calcossilicáticas

São rochas que ocupam principalmente o lado sul do rio Paraíba e representam a unidade principal da seqüência. Aparece intercalação freqüente de gnaisse granitóide porfiróide, com níveis de calcossilicáticas, mármore e anfibolito. O conjunto está migmatizado e contém freqüentemente granada.

A nível macroscópico são rochas heterogêneas, de estrutura tipicamente bandada, com alternância de leitos claros e escuros, incluindo níveis de calcossilicáticas e de anfibolitos. Os leitos claros são de dois tipos principais: o primeiro, de ordem milimétrica a centimétrica, leucocrático, de granulação fina a grosseira, com textura em geral granoblástica, foliado, contendo quartzo e feldspato branco, pouco biotita, de composição granítica, em contatos bruscos com os leitos escuros; o segundo, de ordem centimétrica a decimétrica, leucocrático, de granulação grosseira a pegmatítica, textura granoblástica, não foliado, com minerais às vezes orientados, de forma tabular, ligeiramente boudinados, de composição intermediária, com predomínio de feldspato branco sobre o quartzo, e biotita, quando presente, em quantidade inferior a 5%.

Os leitos escuros são de ordem milimétrica a centimétrica, podendo chegar até decimétrica. São foliados, melanocráticos, de granulação grosseira, portando biotita, feldspato branco e quartzo. Localmente ocorrem leitos ricos em biotita com espessura decimétrica e extensão métrica (4,0 a 5,0 m), de forma tabular que se adelgaçam lateralmente, em contato brusco com os leitos claros.

Intercalam-se bancos de biotita gnaisse de ordem decimétrica a métrica, homogêneos, de granulação fina a média, leucocráticos, contendo feldspato branco, quartzo, biotita e granada. São finamente foliados, e têm contato brusco com os demais leitos. Além disso, ocorrem leitos subordinados de gnaisse porfiróide, de aspecto homogêneo, leucocráticos, foliados, contendo feldspato branco de forma lenticular com tendência à poligonização.

Ao conjunto intercalam-se corpos de anfibolitos e piroxenitos, de ordem normalmente decimétrica, na forma de lentes, de elipsóides ou arredondados, de cor verde escura a preta, com granulação média a grosseira, textura granonematoblástica, foliados, contendo anfibólio e/ou piroxênio e feldspato branco. Ocorre com freqüência, lado a lado, biotita com anfibólio, cuja proporção local faz com que a rocha seja qualificada de biotitito.

São comuns intercalações de calcossilicáticas, as quais

ganham em importância e freqüência nas proximidades do rio Paraíba do Sul, tendo dimensões variáveis, dominando, porém, as de ordem decimétrica a métrica, incluindo formas quadráticas, lenticulares e arredondadas, boudinadas, com textura granoblástica, granulação fina a grosseira. Localmente tais níveis cedem lugar a corpos espessos de mármores, como na pedreira explorada pela CSN, nos arredores de Barão de Juparanã, cuja espessura alcança mais de uma centena de metros. O contato no topo se faz através de um nível de anfibolitos.

Ocorre trato subordinado de gnaisse porfiróide com características diferentes das dos gnaisses porfiróides descritos acima, bem como de outros tipos porfiróides observados na região. Expõem-se a NE e a sul da Estação de Sebastião Lacerda, nas margens do rio Paraíba do Sul, recobrindo o biotita gnaisse com nível de calcossilicática.

Macroscopicamente trata-se de uma rocha homogênea, de cor cinza-escura, foliada, mesocrática, com textura granoporfiroblástica, contendo cristais na forma de glóbulos arredondados, achatados, alongados, laminados, de 1,0 a 4,0 cm, que se ressaltam em relevo na superfície da rocha, perfazendo cerca de 30% do volume total. Estes cristais, provavelmente de plagioclásio, são recobertos por mineral de cor esbranquiçada, às vezes transparente, com hábito fibroso (fibroradial e acicular), lamelar, de ordem milimétrica. Localmente, aparece granada de cor rosa de ordem milimétrica.

Lateralmente, os cristais perdem em importância com decréscimo de granulação, surgindo leitos escuros contendo biotita milimétrica, em alternância com leitos claros pouco mais espessos, com textura granoblástica, portando mineral acicular acima citado e granada rosa de ordem milimétrica.

Aqui são observados leitos de quartzo com pouco feldspato na forma de bolsões, boudinados, de ordem decimétrica, relacionados provavelmente à 2ª fase de mobilizados (Mn + 1). Estes leitos são afetados por dobras de perfis abertos, sem modificação de

espessura dos flancos e da zona de charneira, apresentando comprimento de onda maior do que a amplitude, numa relação que pode ser expressa por fator não superior a 2. Esta fase de dobramento é superposta por outra de perfil mais aberto, muito suave, com diferente orientação geométrica.

Os leitos claros mais finos representam a primeira fase de mobilizados e estão afetados por dobras com perfis cerrados a isoclinais, ocasionalmente assimétricas, com foliação plano axial, em níveis com evidências de uma transposição, apresentando espessamento de charneiras, adelgaçamento e rompimento de flancos. Localmente, as charneiras são tão espessadas que o seu comprimento torna-se mais expressivo do que o dos flancos.

Os leitos claros mais espessos tipificam a 2ª fase de mobilizados (Mn + 1), sendo afetados por dobras de perfis abertos, possuindo comprimento de onda maior do que as da primeira fase, com ausência de charneiras espessadas e de flancos adelgaçados, desenvolvendo, localmente, uma xistosidade plano axial incipiente preenchida por veios de quartzo (3ª fase de mobilizado - Mn + 2). O ângulo interflancos se aproxima de 90^{o}. Esta fase superpõe-se à das dobras isoclinais.

3.3.2 - Biotita Gnaisse Bandado Porfiróide Migmatizado com Gnaisse Granitóide Associado

São rochas que afloram principalmente na porção sudoeste da seqüência, ao longo da BR-116, no trecho Vassouras-Barra do Piraí, entre o acesso de Mendes e a ponte do rio Paraíba do Sul. O contato, para norte, com as unidades anteriores, se dá através de uma zona de cisalhamento que inclui movimento sinistral. Para sul, a unidade transiciona para migmatitos diatexíticos porfiróides, com o desaparecimento gradativo da estrutura bandada.

A nível mesoscópico, tipifica-se por estrutura bandada, com alternância de leitos milimétricos a métricos de biotita gnaisse porfiróide e não porfiróide. Os primeiros, porfiróides, são

de cor cinza clara, leucocráticos, granulação grosseira-média, textura granoporfiroblástica, foliados, de forma tabular, em contatos bruscos, contendo feldspato branco e rosado (localmente alcança 40-50% da rocha), biotita e pouco quartzo. Os megacristais são de forma lenticular, com tamanho médio entre 0,5 e 0,7 cm, podendo atingir até 2,0 cm.

Dos leitos não porfiróides fazem parte biotita gnaisses diversos, de forma tabular, decimétricos, foliados finamente, homogêneos, de aspecto maciço, meso a leucocráticos, granulação fina a média, textura granoblástica, em contatos bruscos, localmente discordante da foliação principal. Neste caso trata-se com toda probabilidade de corpos intrusivos concordantes a subconcordantes do tipo soleiras.

Localmente, ocorre gnaisse granitóide com textura porfiróide, grosseiro, sem foliação evidente, contendo enclaves de tipos petrográficos diversos, como piroxenito, calcossilicática "hornfels", biotitito e biotita gnaisse fino. São xenólitos de tamanho centimétrico, orientados, de forma quadrática, retangular e elipsoidal.

São relativamente freqüentes intercalações de anfibolitos e/ou piroxenitos desde cor verde garrafa até escuro a preta, decimétricos, de forma lenticular e elipsoidal, granulação média a grossa, textura granonematoblástica, foliados, boudinados, às vezes com estrutura tipo "pinch swell". Os piroxenitos apresentam impregnações locais de sulfetos com calcopirita e pirita.

Ocorre, escassamente, intercalações de calcossilicáticas na forma de lentes, arredondadas, elipsoidais, quadráticas, de tamanho decimétrico, homogêneas, muito recristalizadas, com textura granoblástica, granulação fina, em meio a leitos porfiróides. Observa-se intercalações rotacionadas com a foliação interna perpendicular a foliação da rocha encaixante.

3.3.3 - Biotita Gnaisse Laminado (Milonito Gnaisse)

Afloram a leste da cidade de Vassouras, imediatamente

a norte da BR-116, ao longo das estradas que levam às Estações Teixeira Leite e Sebastião de Lacerda, às margens do rio Paraíba do Sul.

Macroscopicamente são rochas com laminação tectônica pronunciada, estrutura bandada, com alternância de leitos claros e escuros de ordem milimétrica a centimétrica. Aqueles contêm feldspato, quartzo, biotita (pequena quantidade), com granulação média e ocasionalmente grosseira. Neste caso, aparecem megacristais de feldspato com até 1,5 cm. Os contatos são bruscos com os leitos escuros. Estes constituem-se essencialmente de biotita de granulação média com textura lepidoblástica.

Em meio aos leitos claros e escuros são freqüentes leitos milimétricos com quartzo na forma de fitas ou em cordões, lenticulares, concordantes, associados provavelmente a um evento de cataclase regional.

A migmatização é aparentemente restrita nesta unidade mas, quando presente, domina a estrutura estromatítica com subordinações de estruturas de tipos venulares (venulitos e arteritos). Distinguem-se três tipos diferentes de mobilizados. O primeiro e mais antigo configura-se na forma de leitos tabulares e lenticulares, boudinados, milimétricos a decimétricos, granulação grosseira e pegmatóide, foliado, com textura gráfica e granoblástica, contendo feldspato róseo e quartzo, às vezes diferenciados lateralmente como pegmatito complexo, com quartzo no centro, feldspato e quartzo nas bordas. Os leitos do segundo mobilizado são mais espessos, de ordem decimétrica, tabulares e lenticulares, boudinados, orientados, mas não foliados, de cor branca, leucocráticos, concordantes e subconcordantes, de granulação pegmatóide e grosseira, com textura granoblástica, contendo feldspato branco, quartzo e biotita. Esta última, quando presente, aparece em quantidade inferior a 2%. Além disso, ocorrem leitos de granulação média a fina, leucocráticos, não foliados, concordantes, com textura sacaroidal, contendo quartzo e feldspato. O terceiro mobilizado ocorre na forma de veios pegmatóides, discordantes, de ordem decimétrica, leucocráticos, não foliados e não orientados, contendo feldspato branco (3,0 a 4,0 cm), -

quartzo e pequena quantidade de magnetita. Tais veios preenchem pequenas falhas com deslocamento direcional ou são seccionados pelas mesmas. Estas falhas possuem orientação E-W e NW-SE (S45E/90).

A primeira fase de mobilizado é afetada por dobras de perfis cerrados, com flancos paralelizados, tipo isoclinal, com charneiras espessadas e flancos adelgaçados. Estes, são, muitas vezes, estirados e rompidos, com aparecimento de estrutura do tipo "rootless" ao lado de aspectos evidentes de transposição. As dobras desta fase (Dn + 1) são interfoliares, de tamanho decimétrico, aparecendo como estruturas isoladas em meio a um bandamento transposto. Localmente, observam-se dobras com morfologia em caixa sem variação aparente de espessura de flanco e de charneira, cuja vinculação se faz aparentemente com a 3ª fase de dobramento (Dn+2). A segunda fase de mobilizado e os leitos não porfiróides, representados por soleiras, são afetados por dobras de perfis fechados e abertos, podendo apresentar espessamento de charneira e pequeno adelgaçamento de flancos. Desenvolve-se clivagem de fratura preenchida por mobilizado relacionado à 3ª fase (Mn + 2).

À fase Dn + 2 vinculam-se dobras "en échelon" encontradas na porção oriental da seqüência. Tais dobras são de ordem decimétrica a métrica, possuindo perfis cerrados com tendência à paralelização dos flancos, com ou sem espessamento de charneiras, refletindo no conjunto dobras com recobrimento sucessivo segundo a direção de caimento dos eixos.

O mobilizado Mn + 2 apresenta ondulações suaves, sendo substituído localmente por dobras de perfis abertos, decimétricas a métricas, com grande comprimento de onda e pequena amplitude, numa relação em torno de 5:1. Os leitos não apresentam variação de espessura ao longo da superfície dobrada.

3.4 - Seqüência de Vassouras - Rochas Granitóides, Migmatíticas e Cataclásticas Associadas

São rochas que ocupam a porção sul da cidade de Vassou

ras e da BR-116, possuindo grande expressão na área, tendo suas melhores exposições ao longo da antiga Estrada de Ferro Central do Brasil que liga Vassouras, Barão do Amparo, Sacra Família do Tinguá e Governador Portela. O contato com a seqüência anterior é em parte transicional e em parte tectônico, tipificado pelo desaparecimento parcial da estrutura tipicamente bandada e pela perda de heterogeneidade, entre outros aspectos que serão abordados mais adiante.

Esta seqüência expressa morfologia semelhante à da anterior, com formas de relevo suaves, maduras, aplainadas, tipo meia-laranja, colinosas, também alongadas, tipo "serrotes", cuja vinculação se faz com a estruturação regional imposta por extensas zonas de cisalhamento que condicionam grandemente o relevo.

De norte para sul, a estrutura bandada perde em importância, passando a ser subordinada à estrutura maciça, com aparecimento de um conjunto mais homogêneo, tipificado pela freqüente textura granoporfirocataclástica. Observa-se também que, paulatinamente, os feldspatos de forma arredondada e elipsoidal aparecem lado a lado com feldspatos de forma quadrática e retangular em tamanhos geralmente maiores. Além disso, dobras cerradas a isoclinais são pouco freqüentes.

Nas imediações de Ferreiros e de Sacra Família do Tinguá reaparece a estrutura tipicamente bandada tão comum na seqüência anterior. Porém, tais seqüências guardam entre si relações de textura com o aparecimento freqüente de tipos porfiróides.

De resto, salvo escassa intercalação de um fino leito de quartzito na porção leste da folha de Vassouras, no perfil Maçambará estrada para Avelar, e de um afloramento de calcossilicática dentro do perímetro urbano de Vassouras, não são registrados níveis e/ou intercalações de anfibolitos e de calcossilicáticas, cuja importância se faz sentir na seqüência anterior.

3.4.1 - Descrição Meso e Macroscópica

São rochas com predomínio de estrutura maciça sobre a

estrutura bandada (ocorre subordinada), homogêneas, tipificadas pela textura granoporfirocataclástica. Convêm salientar que nos domínios nitidamente cataclásticos a estrutura bandada está presente com freqüência, aparecendo lado a lado com leitos decimétricos de rochas cataclásticas como blatomilonito, milonito gnaisse, milonito e ultramilonito (Foto 4).

Estas rochas apresentam cor cinza clara a escura, com tipos meso e leucocráticos, predominando os primeiros. Possuem granulação média a grosseira, foliadas, porfiróides e com superfície cataclástica. Apresentam feldspato branco e rosado, de forma lenticular, arredondado e elipsoidal, que cedem lugar, na direção sul, aos de forma quadrática e retangular. Aqueles alinham-se na foliação principal, sendo geralmente límpidos, com biotita amoldando-se nos seus contornos. Distribuem-se em duas faixas de tamanho,uma de 0,5 a 0,8 cm e outra de 1,5 a 2,5 cm, não sendo infreqüentes os de 3,0 e 4,0 cm; enquanto estes, os de forma quadrática e retangular, cortam a foliação principal, sendo às vezes visível a macla de "carlsbad".

Intercalações de anfibolitos são escassas e não se registrou ocorrência de calcossilicáticas, exceção feita a um afloramento no perímetro urbano de Vassouras. A granada ocorre localmente, porém não em quantidade suficiente para fazer parte do nome da rocha.

Merece destaque a freqüência de rochas cataclásticas com textura e estrutura de fluxo sempre presentes, sendo representadas por termos em que a recristalização domina sobre a cataclase, como blastomilonitos e milonito gnaisse, e em termos que dominam a moagem como milonitos, ocorrendo lado a lado, em faixas de ordem geralmente decimétricas, conferindo estrutura bandada à rocha (Foto 4). Nelas alternam-se bandas com e sem porfiroclastos.

São freqüentes leitos decimétricos ricos em biotita "biotititos" de forma tabular dispostos lado a lado com milonitos típicos, os quais apresentam cor cinza-esbranquiçada, aspecto farinhento e estriações conspícuas.

3.5 - Seqüência de Paracambi - Gnaisse Granitóide Porfiroblástico Migmatizado com Níveis de Gnaisse Kinzigítico e Intercalações de Anfibolitos e de Calcossilicáticas

São rochas que ocupam a porção da Serra de Paracambi, desde a altura das cidades de Mendes e Ferreiros até o vale do rio Santana.

As melhores exposições aparecem ao longo da antiga Estrada de Ferro Central do Brasil que liga Governador Portela a Morro Azul e Sacra Família do Tinguá, na estrada de rodagem que liga Paracambi a Engenheiro Paulo de Frontin, bem como no trecho entre Arcádia e Morro Azul.

Esta seqüência ocupa área de relevo bastante acidentado, tipo "serrano", com encostas abruptas, tanto mais dissecado quanto mais próximo do "front" da Serra de Paracambi, com diferenças de cotas entre a base e o topo das elevações da ordem de 120 metros.

No vale do rio Santana, esta morfologia cede lugar a um compartimento geomorfológico distinto, aparecendo formas de relevo bem evoluídas, maduras, que contrastam com o relevo serrano. São morros colinosos, com encostas de perfil suave, tipo meia-laranja, alongados, que transicionam, em direção à serra, para superfícies de erosão em degraus, escalonadas, com inclinação para NE. No vale do rio Santana, entre Japeri e Arcádia, contam-se pelo menos cinco dessas superfícies com altitudes crescentes em direção ao "front" da Serra de Paracambi. O topo da respectiva serra é nivelado por uma superfície de erosão com altitudes médias em torno de 650 e $\pm$ 50 m.

Esta seqüência é limitada a sul pela zona de falha do rio Santana e a norte por uma extensa zona de rochas cataclásticas que baliza as cidades de Mendes e de Ferreiros.

Trata-se de uma seqüência que no conjunto mostra grande homogeneidade lateral e transversal, com a foliação principal

mergulhando em torno de 50° para NW. São freqüentes intercalações de anfibolitos e localmente de calcossilicáticas. Na subida da Serra de Paracambi para Engenheiro Paulo de Frontin, já próximo ao topo da mesma, ocorre um nível de gnaisse kinzigítico, o qual se repete também no perfil da antiga Estrada de Ferro que liga Governador Portela a Morro Azul, próximo da localidade de Cilândia.

O traço característico desta unidade é a presença quase invariável de granada, em quantidade normalmente acima de 5%, com freqüência entre 5 e 10%.

Mesoscopicamente, são rochas com estrutura bandada, sem muita regularidade das bandas na vertical, alternando-se leitos leucocráticos, mesocráticos e melanocráticos. Os dois primeiros são sempre grosseiros, textura granoporfiroblástica, orientados, foliados, granadíferos, de forma tabular, contatos bruscos, espessura geralmente decimétrica, às vezes até métrica, com extensão lateral pelo menos métrica a decamétrica. Os leitos melanocráticos são de granulação fina a média, textura lepidoblástica, orientados, foliados, de forma tabular-lenticular, espessura geralmente centimétrica a decimétrica, com extensão lateral decimétrica a métrica, em contatos bruscos.

Os leitos leucocráticos contêm feldspato branco, quartzo, pouco biotita (< 5%), granada em quantidade geralmente suficiente para entrar no nome da rocha. Os porfiroblastos de feldspato ocorrem em duas faixas de tamanho, uma entre 0,2 e 0,8 cm e a outra entre 1,0 e 2,5 cm, podendo localmente alcançar 3,0 a 4,0 cm. Os primeiros estão contidos na foliação principal, sendo alongados, lenticulares, enquanto os demais tendem à poligonização, subretangulares e subquadráticos, cortando às vezes a foliação principal. A quantidade de feldspato é tão expressiva que não raramente alcança entre 60 e 70% dos constituintes minerais da rocha.

Os leitos mesocráticos encerram a mesma mineralogia dos anteriores, porém são mais ricos em biotita, geralmente entre 20 e 30%, com menor quantidade em granada, de composição granodiorítica. Os porfiroblastos ocorrem igualmente em duas faixas de ta-

manho. Aqui observa-se claramente que a biotita se amolda em torno dos porfiroblastos de feldspato.

A granada, tão freqüente nestas rochas, ocorre geralmente em maior quantidade nos leitos leucocráticos do que nos mesocráticos, dispondo-se ao longo da foliação principal, com forma arredondada e alongada, de ordem milimétrica a centimétrica, geralmente entre 0,4 e 0,8 cm, não sendo incomuns os tamanhos entre 1,5 e 2,0 cm, principalmente no nível de gnaisses kinzigíticos.

Os leitos melanocráticos são constituídos principalmente por biotita ($>$ 50%), feldspato e quartzo. Estes leitos perfazem, em afloramento, geralmente menos do que 10% do volume total da rocha. A sua possível ausência implica num bandamento muito discreto, às vezes quase imperceptível na escala de amostra de mão.

Nesta seqüência, são observadas estruturas de migmatitos do tipo "schlieren" nos leitos leucocráticos, e estrutura estromatítica na associação dos leitos com interferência de leitos pegmatóides introjetados ao longo da foliação principal. Localmente aparecem estruturas surreítica, dobrada e nebulítica.

São distinguidos dois tipos principais de mobilizados. O primeiro e mais antigo é invariavelmente deformado, fortemente estirado, na forma lenticular ou de bolsões, com espessura decimética e extensão métrica, concordante, leucocrático, orientado, foliado, de granulação muito grosseira, pegmatóide, tendo feldspato branco, o qual domina amplamente em relação ao quartzo, biotita ($<$ 5%) e granada. Ocorre também outro tipo de mobilizado, aparentemente contemporâneo, com textura sacaroidal, igualmente deformado, em leitos mais finos, geralmente centimétricos, em contatos bruscos, leucocráticos, portando feldspato rôseo, branco e quartzo. Um terceiro tipo de mobilizado relacionado a esta fase é constituído essencialmente por quartzo com espessura notadamente centimétrica.

A segunda fase de mobilizados (Mn + 1) ocorre como veios pegmatóides, grosseiros (3,0 a 6,0 cm), tabulares-lenticulares, na forma de rosário, que se adelgaçam lateralmente mas sem rompimento

em "boudins", com espessura decimétrica e extensão métrica a decamétrica, não foliados, leucocráticos, de composição granítica, com feldspato rôseo e branco (>80 ou 90% da rocha), com ou sem quartzo, pouco biotita (<3%), portando granada milimétrica a centimétrica, com tamanho médio de 0,5 cm, e não raramente entre 1,0 e 1,5 cm, podendo alcançar localmente de 5 a 10% da rocha.

A primeira fase de mobilizados (Mn) é afetada por dobras decimétricas de perfis cerrados e isoclinais, isoladas, com espessamento de charneira e adelgaçamento de flancos, transpostas, com amplitude maior que o comprimento de onda, numa relação expressa por um fator em torno de 3. São comuns dobras tipo similares com o arco externo mais fechado do que o arco interno. Observa-se a presença de estrutura tipo "rootless" e aspectos evidentes de transposição, com desenhos de dobras comprimidas entre faixas com foliação de transposição Sn + 1 truncando a foliação mineral Sn dobrada anteriormente.

3.6 - Seqüência de Japeri - Migmatitos Homogêneos e Heterogêneos com Gnaisses, Granitóides e Granitos Associados

3.6.1. Unidade dos Migmatitos com Gnaisses e Granitóides Associados

São rochas que flanqueiam o lado oeste da Serra da Bandeira, na porção Setentrional da folha de Paracambi, tendo como limites, oeste e leste, respectivamente, a zona de falha do rio Santana e as rochas granitóides que ladeiam a parte oposta da serra.

Trata-se de uma faixa muito estreita, com pouco mais de 2,0 km de largura, ocupando o domínio da encosta da Serra da Bandeira de relevo muito escarpado, pobremente servida de estradas, com afloramentos restritos praticamente ao longo das drenagens e ravinas.

O topo desta serra é nivelado por uma superfície de erosão aplainada equivalente à da Serra de Paracambi, sendo susten

tada, em grande parte, por rochas granitóides correlativas ao Grupo Serra dos Órgãos.

Esta unidade apresenta no seu conjunto grande heterogeneidade lateral e transversal em termos litológicos e petrográficos. A foliação principal é fortemente influenciada pela zona de falha do rio Santana com mergulhos para NW no intervalo de 50 a 65°. São freqüentes estreitas faixas de rochas cataclásticas com mergulhos por volta de 75° para o mesmo quadrante.

De norte para sul a unidade em pauta inicia-se a partir do contato com rochas cataclásticas (ultramilonitos) da zona de falha do rio Santana e com um nível de rochas calcossilicáticas que afloram também dentro do vale deste mesmo rio, passando para migmatitos heterogêneos com paleossoma anfibolítico e biotítico com vários tipos de leucossomas. Tais rochas, nos arredores de Japeri, dão lugar a migmatitos homogêneos como nebulitos.

Os migmatitos heterogêneos são rochas que ensejam estrutura tipicamente bandada, repetindo-se irregularmente leitos porfiróides e pegmatóides.

Os leitos porfiróides são de espessura geralmente decimétrica (10-60 cm), tabulares-lenticulares, com extensão acima de 10 metros, em contatos bruscos, às vezes com estrutura surreítica, foliados, textura granoporfiroblástica, granulação grosseira, contendo feldspato, quartzo, pouca biotita ($<$ 10%), de composição granítica. Os porfiroblastos de feldspatos são alongados, lenticulares, arredondados, também poligonizados, interrompendo a foliação, com tamanhos freqüentes entre 2,0 e 4,0 cm. Localmente ocorre feldspato róseo de 8,0 a 10 cm. Alguns destes leitos são mais ricos em porfiroblastos de feldspato ($>$ 50%), enquanto outros apresentam quantidades inferiores a 30%, com distribuição irregular dos mesmos.

Os leitos não porfiróides são leucocráticos e mesocráticos, tabulares, com espessura geralmente decimétrica entre 0,40 e 0,60 cm e extensão acima de 10 m, apresentando contatos bruscos, mais ou menos equigranulares, textura granoblástica, granulação

média a grosseira, de composição granítica, contendo quartzo, feldspato e biotita.

Os leitos melanocráticos são menos expressivos em volume no conjunto, igualmente tabulares, com contatos bruscos, espessura decimétrica entre 0,10 e 0,60 m e extensão métrica a decamétrica, foliados, textura granoblástica e granolepidoblástica, às vezes granoporfiroblástica, de composição granodiorítica a diorítica, dominando geralmente biotita em relação ao feldspato e ao quartzo.

Distingue-se 3 fases de mobilizados. A primeira e mais antiga (Mn) apresenta-se deformada, com forma lenticular e lenticular-tabular, espessura centimétrica a decimétrica e extensão geralmente decimétrica, sempre concordante com a foliação principal, leucocrática, geralmente grosseira, portando essencialmente feldspato róseo e às vezes, apenas quartzo ou ambos, possuindo pequena quantidade de biotita ($< 5\%$). O mobilizado da 2ª fase (Mn + 1) é bastante restrito na seqüência, aparecendo de forma lenticular-tabular, deformado, com adelgaçamento ao longo dos leitos, porém sem rompimento dos mesmos, concordante a subconcordante, de composição granítica, grosseiros, leucocráticos, com quartzo dominando sobre o feldspato. O mobilizado de 3ª fase (Mn + 2) ocorre como veios pegmatóides, tabulares, discordantes, de ordem geralmente métrica, muito grosseiros, contendo feldspato róseo com tamanho médio de 10 cm, quartzo e pouca biotita ($< 5\%$). Esta última ocorre como placas de 5,0 a 10 cm.

O mobilizado Mn é afetado por dobras decimétricas com flancos paralelizados, tipo isoclinais, interfoliares, com um flanco mais estirado do que o outro, possuindo espessamento de charneira, sendo transpostas, com amplitude maior que o comprimento de onda. A ocorrência isolada destas dobras dificulta determinar a relação entre estes dois parâmetros. As dobras de mesmo estilo, eixo e plano axial, encontradas nos níveis calcossilicáticos, revelam igualmente maior amplitude do que o comprimento de onda, numa relação expressa por fator geralmente não inferior a 2 ou 2,5.

Localmente foram observadas formas de tipo meia-lua, re

fletindo padrão de interferência tipo 2 (de Ramsay, 1967), com superfície dobrada irregular, lobada, desenvolvendo foliação plano axial de transposição ao longo da qual orientam-se as biotitas e os porfiroblastos de feldspatos.

O mobilizado Mn + 1 é afetado por dobras com perfis abertos, em joelho, com ângulo interflancos em torno de 90°, apresentando-se levemente boudinado, sem espessamento de charneira, com comprimento de onda maior do que a amplitude.

Ocorrem também dobras de perfis muito abertos, com estilo diferente das anteriores e comprimento de onda maior do que a amplitude, numa relação normalmente não inferior a 3 vezes. Estas dobras têm eixo com plunge forte em torno de 50° para o quadrante noroeste e planos axiais caindo em torno de 80° para sudoeste.

3.6.2 - Unidade Granítica com Migmatitos Subordinados

São rochas de pequena expressão na área estudada. Afloram no flanco sul da Serra da Bandeira, em contatos tectônicos na base e no topo, limitando-se a norte com a seqüência de migmatitos heterogêneos e a sul com o denominado Complexo do Litoral Fluminense, de Oliveira et al (1977).

A unidade ocupa área de relevo escarpado, paredões abruptos, desnudos, alongados, realçados aqui e acolá por picos mais altos, ao lado de uma superfície de erosão mais elevada, entre 900 e 1.000 m, na Serra de São Pedro, com padrão morfológico distinto, sustentada pelo maciço alcalino do Tinguá.

Esta unidade é constituída basicamente por rochas graníticas, foliadas ou não, com domínios subordinados de migmatitos bandados e gnaisses-granitóides. Estes assumem aspectos de corpos estratóides com desenvolvimento de foliação no lado sul com mergulho muito baixo entre 20 e 25° para NW.

Dominam amplamente as rochas graníticas, as quais são

finamente foliadas, bastante homogêneas, de cor cinza clara, leucocráticas, com granulação fina a média, às vezes microporfiríticas, com feldspato mais grosseiro do que a biotita e o quartzo, de composição granítica a granodiorítica.

Em perfil executado a partir de Arcádia, do topo para base da unidade, de NW para SE, em contato tectônico com a seqüência precedente, inicia-se a unidade com ortognaisse, foliado, homogêneo, não bandado, grosseiro, de composição granodiorítica, com pórfiros orientados, em contato tectônico com granitóides foliados. Estes apresentam diferentes tipos petrográficos, granulação fina a média, sendo leucocráticos e mesocráticos. Na base da unidade, já fora dos limites da área, ocorre um corpo de composição granítica, rosado, leucocrático, grosseiro, não foliado, muito homogêneo, com aspectos e características completamente distintas dos demais.

A unidade granítica tem subordinações de migmatitos heterogêneos, com estrutura bandada mais antiga e venulítica mais nova, idêntico aos da unidade anterior, aflorando principalmente em duas pedreiras nos arredores de Japeri. Estes migmatitos que aparentemente envolvem o corpo principal de rocha granítica, contêm paleossoma de gnaisse granitóide e de biotita hornblenda-gnaisse. Aquele é muito grosseiro, foliado, orientado, com textura granoporfiroblástica, mesocrático, de composição diorítica a granodiorítica, portando porfiroblastos de feldspato branco com tamanho de 1,0 a 4,0 cm, alongados, lenticulares e quadráticos. O paleossoma de biotita hornblenda-gnaisse é de granulação média, foliado, orientado, não bandado, textura lepidogranoblástica, melanocrático, cor verde-escura, de composição diorítica, portando biotita,hornblenda e menor quantidade de feldspato e quartzo.

Ocorrem leitos leucocráticos de ordem centimétrica a decimétrica, de cor cinza-clara, homogêneos, em contatos bruscos, concordantes, foliados finamente, de granulação fina, com predomínio de feldspato sobre quartzo, pouca biotita, com ou sem granada. De fase mais tardia, relacionam-se granitóides na forma de soleiras, com espessura decimétrica a métrica, de granulação média a grossa, leucocráticos, subconcordantes, dominando amplamente felds

pato e quartzo sobre a biotita, tendo enclaves de gnaisses granitóides.

Observam-se leitos granadíferos com pouca biotita e quartzo predominando sobre feldspato, de espessura centimétrica a decimétrica e extensão decamétrica a métrica, boudinados, de forma lenticular-tabular. São cortados por veios pegmatóides não deformados, muito grosseiros, com feldspato róseo de 10 a 20 cm, pouco quartzo (< 10%) e biotita em placas de 5,0 a 10 cm. Contemporâneos aos veios pegmatóides, ocorrem veios quartzo-feldspáticos, grosseiros, não foliados, leucocráticos, discordantes e concordantes, de composição granítica, portando biotita grosseira (0,5 a 1,0 cm) e hornblenda na forma de placas que flutuam na massa félsica.

Os migmatitos contêm dobras isoladas, de perfis cerrados, afetando o paleossoma rico em biotita, com arco externo mais fechado do que o arco interno, de flancos rompidos e charneiras espessadas, com evidências de transposição. A foliação plano axial é bastante evidente e tem forma de leque com fechamento em direção ao extrado, assinalando dobras da classe 3 de Ramsay (1967). Ocorrem leitos quartzo-feldspáticos, de granulação fina, textura sacaroidal, afetados por esta fase cuja relação amplitude/ comprimento de onda é em torno de 4 vezes.

Aparecem também dobras com perfis entre aberto e fechado que são posteriores aos migmatitos de estrutura bandada e anteriores aos migmatitos de estrutura venular.

CAPÍTULO IV

4. ANÁLISE PETROGRÁFICA

4.1 - Rochas Charnoquíticas (Seqüência de Valença)

As rochas charnoquíticas são de pequena expressão na área estudada. Incluem tipos de estrutura maciça e bandada, dominando aquela na escala de afloramento e esta na escala de mão. Na escala microscópica a textura cataclástica (blastomilonítica) se torna mais expressiva, subordinando a textura granoblástica.

As rochas charnoquíticas exibem granulação média a grossa, cores geralmente escuras, esverdeado a preta, meso a melanocráticas, portando ou não ortopiroxênio. Composicionalmente, são rochas que caem de maneira dominante no campo dos tonalitos (hiperstênio tonalitos ou enderbitos) e dos quartzo dioritos (hiperstênio quartzo-dioritos), segundo a classificação de Streckeisen (1974).

Como minerais essenciais aparecem sistematicamente plagioclásio (antipertítico), feldspato potássio (pertítico), quartzo, anfibólio (clino), biotita, piroxênio (clino e orto), sendo o orto menos freqüente do que o clino. Eventualmente pode ocorrer granada como constituinte essencial.

Os minerais acessórios estão representados mais freqüentemente por apatita, zircão, titanita, opacos e microclíneo.

Plagioclásio

Ocorre geralmente em cristais geminados segundo as leis da albita e do periclíneo. A macla de Carlsbad é encontrada ocasionalmente. Os cristais possuem tamanho de 0,2 a 3,5 mm, com valor médio em torno de 0,5 mm. São deformados, fraturados, com lamelas encurvadas, extinção ondulante, parcialmente sericitizados, tanto nas bordas quanto no núcleo, aparecendo amiúde como porfiroclastos.

Possuem tendência equidimensional, com limites inter e intragranulares curvado, reto e embainhado, aparecendo os cristais maiores com bordas invariavelmente corroídas, acentuando-se nos exemplares com textura cataclástica (Fotomicrografia 1 e 2).

São freqüentes inclusões de quartzo de forma subarredondada e mais raramente poligonizada. Ocorrem também cristais de apatita como inclusões. O teor de An do plagioclásio é mais comum do tipo andesina, podendo chegar algumas vezes até labradorita. O plagioclásio do tipo oligoclásio também é registrado. Ocorrem cristais de felspato de potássio pertíticos e de plagioclásio antipertíticos (Fotomicrografia 3).

Quartzo

Ocorre em cristais xenomórficos, equidimensionais ou não, inequigranulares, de forma irregular e amebóide, com extinção ondulante (geralmente fortíssima), fraturados ou não, limites intergranulares curvos, irregulares e embainhado, podendo ser reto no domínio intragranular. São comuns inclusões de plagioclásio e de apatita. As características ópticas de alguns grãos de quartzo deixam transparecer aspectos evidentes de recuperação dos mesmos. O tamanho oscila entre 0,5 a 1,5 mm, com valor médio de 0,4 mm.

Distinguem-se duas gerações de quartzo: a primeira e mais antiga apresenta forte extinção ondulante e fraturamento muito intenso; a segunda, mais nova, tem extinção ondulante mais fraca e fraturamento menos intenso.

Um aspecto marcante nas amostras com textura cataclástica é o aparecimento de quartzo na forma de fitas ou de cordões alongados, fortemente orientados, juntamente com outros minerais, principalmente biotita, e que ora contornam os porfiroclastos e ora se constituem como tal. Aqui observa-se uma matriz granular de quartzo com textura "mortar" que envolve os porfiroclastos.

Biotita

Aparece em lamelas orientadas, fortemente pleocróicas, variando de marrom escuro e pardacento até o marrom claro (pálido), geralmente não deformadas, contendo inclusões de apatita e de zircão, bem como de opacos ao longo de seus traços de clivagem. Guarda algumas vezes relação morfológica com o anfibólio, dispondo-se tanto ao longo de seus traços de clivagem quanto nas suas bordas, chegando a formar verdadeiras coroas de alteração.

Numa amostra de blastomilonito constatou-se a presença de palhetas de biotita deformadas lado a lado com anfibólio, conferindo orientação à rocha juntamente com outros minerais.

Clinoanfibólio (Hornblenda)

Ocorre como cristais prismáticos, de pleocroísmo forte, variando de verde garrafa a amarelo pálido, com limite intragranular geralmente reto e intergranular curvo, irregular e igualmente reto. As inclusões mais comuns são de quartzo. O ângulo de extinção Z∧C é por volta de 21º. Em alguns casos verifica-se a passagem para biotita.

É freqüente, nas amostras com textura cataclástica, o aparecimento de cristais com bordas corroídas, muito deformados, com extinção ondulante, os quais geralmente se destacam numa matriz fina, constituindo-se em verdadeiros porfiroclastos (Fotomicrografia 4).

Piroxênio (Clino e Orto)

O clinopiroxênio é mais comum e mais freqüente do que o ortopiroxênio. Este é caracterizado como sendo hiperstênio, e aquele como membro da série diopsídio-hedembergita. O primeiro possui extinção reta, com pleocroísmo distinto, variando de verde pálido a rosa salmom, biaxial (-) e ângulo 2V grande. O segundo tem

ângulo de extinção Z∧C em torno de 38º e apresenta pleocroísmo que oscila entre verde claro a incolor, geralmente associado com o anfibólio.

O clino e ortopiroxênio ocorrem geralmente como relictos nos anfibólios ou como porfiroclastos em meio a um mosaico recristalizado com textura granoblástica ou blastomilonítica.

Acessórios

Estão representados principalmente por opacos, apatita, zircão e menos freqüentemente por granada e feldspato de potássio. Os opacos ocorrem associados com biotita e anfibólio, dispondo-se comumente em seus planos de clivagem ou ocorrendo isoladamente.

A apatita aparece como inclusões de forma idiomórfica no quartzo, no plagioclásio, na biotita e, eventualmente, no anfibólio. O zircão é mais comum como inclusão na biotita. Quando isolado, é fortemente pleocróico, com desenvolvimento de halos característicos. O feldspato de potássio é do tipo microclíneo e possui geminação em grade pobremente desenvolvida.

A granada ocorre em cristais subarredondados, geralmente isolados, fraturados, de pleocroísmo distinto (rosa claro a escuro), com inclusões de quartzo, anfibólio e plagioclásio (Fotomicrografia 5).

4.2 - Biotita Plagioclásio Gnaisse Migmatizado com Intercalações de Migmatitos Bandados e Anfibolitos Subordinados (Seqüência de Quirino)

Os biotita plagioclásio-gnaisses ocupam grande extensão na área estudada. Têm aspecto homogêneo com estrutura discretamente bandada na escala de afloramento e maciça-orientada na escala mesoscópica. Ao microscópio domina amplamente a textura grano-

blástica.

São rochas que apresentam granulação média a grosseira, bem foliadas, de cor cinza escura, geralmente mesocráticas, tipificadas pela abundância de feldspato branco (cm), o qual ocorre em maior quantidade do que o quartzo. Composicionalmente são rochas que ocupam, no diagrama de Streckeisen (1976), principalmente os campos 3B, 4,5 e 9-10, correspondendo respectivamente aos campos dos granitos, dos granodioritos, dos tonalitos, dos quartzo monzodioritos e quartzo-dioritos.

Os minerais essenciais estão representados por plagioclasio antipertítico e não pertítico, K-feldspato (principalmente microclíneo), quartzo e biotita.

Os minerais acessórios são constituídos por apatita, titanita, opacos, zircão, carbonato, clorita e muscovita.

Plagioclásio

Aparece mais freqüentemente como cristais geminados segundo a lei da albita. São menos comuns os geminados do periclíneo e de Carlsbad. Possui tendência subidiomórfica, também idiomórfica e xenomórfica (como porfiroclastos), equidimensionais, equi e inequigranulares, limites geralmente retos (intragranular), curvos, irregulares, embainhados e retos (intergranular); ocorrendo geralmente agrupados com textura intragranular freqüentemente de equilíbrio, formando ângulos de 120º. Os cristais são parcialmente sericitizados, muitas vezes inclusos no microclineo(Fotomicrografia 6); quando deformados, possuem lamelas curvadas, fraturadas, com bordas corroídas (como porfiroclastos), ocorrendo em grãos maiores (megacristais) e menores. Aqueles podem ser antipertíticos e ao lado dos cristais da matriz assumem formas de contornos poligonais, incluindo quadráticos, retangulares, hexagonais e em bastonetes.

São comuns inclusões de apatita (idiomórfica e de quartzo subarredondado). O plagioclásio é do tipo andesina-oligoclásio,

podendo eventualmente ser mais cálcico (andesina-labradorita).

K-feldspato

Ocorre principalmente como microclíneo e mais raramente como ortoclásio. Distingue-se nitidamente duas fases de microclíneo; a primeira, e mais antiga, como porfiroclastos, e a segunda, mais nova, que faz parte da matriz.

O microclíneo de 1ª fase ocorre em grandes cristais (megacristais), com uma relação de tamanho que chega até 10 a 12 vezes o tamanho médio dos cristais da matriz. São cristais inequigranulares, xenomórficos, invariavelmente deformados (porfiroclastos), de bordas corroídas, limites curvos e embainhados (intra e intergranulares), pertíticos, com inclusões poligonizadas de plagioclásio, às vezes sericitizados, e arredondadas de quartzo. Este último, por sua vez, pode igualmente conter inclusões.

O microclíneo de 2ª fase ocorre em cristais menores, não pertíticos, intersticiais ou como parte da matriz, pobres em inclusões, muito límpidos, com tendência equigranular, subidiomórficos, geralmente não deformados, limites intergranulares curvo, reto, irregular e embainhado, e intragranular reto com textura de equilíbrio.

Nos termos cataclásticos os cristais de microclíneo alinham-se com seu comprimento maior segundo a orientação da foliação cataclástica.

Quartzo

Ocorre em cristais xenomórficos, de forma irregular, subarredondados ou amebóides, inequigranulares, agrupados ou isolados, com tendência equidimensional, possuindo limites inter e intragranulares curvado e embainhado, às vezes reto, deformados ou não, com extinção ondulante e aspectos evidentes de recuperação de

grão. No contato com o microclíneo e plagioclásio desenvolve-se não raramente mirmequita. Observa-se inclusões de plagioclásio e de apatita.

Biotita

Dispõe-se como lamelas suborientadas, circundando muitas vezes porfiroclastos ou porfiroblastos de plagioclásio e K-feldspato, fortemente pleocróicas, variando de marrom escuro ou pardacento até marrom claro ou amarelo pálido, não deformadas, idiomórficas, passando localmente para clorita, tanto ao longo dos planos de clivagens quanto nas suas bordas.

São comuns inclusões de apatita, zircão, quartzo e mais raramente de titanita. Ocorrem também opacos intimamente associados à biotita, principalmente quando esta enseja passagem para clorita. Observa-se também a ocorrência de biotita juntamente com o anfibólio quer seja nas suas bordas ou através de seus traços de clivagem.

Acessórios

Ocorrem mais freqüentemente apatita, titanita, zircão e opacos, sendo menos comum granada, carbonatos, zoisita, clorita e muscovita. Estes quatro últimos minerais são provavelmente de origem secundária. A apatita ocorre como cristais incolores de contornos poligonais, idiomórficos, inclusos na biotita, no plagioclásio e no quartzo. A titanita aparece em cristais prismáticos, isolados, em seções losangulares, de cor marrom, com pleocroísmo distinto, ocorrendo como inclusões na biotita da mesma forma que os cristais de zircão.

4.3 - Biotita Gnaisse Migmatizado com Gnaisses Granitóides, Rochas Graníticas e Cataclásticas com Níveis de Calcossilicáticas e Mármores Associados (Seqüência de Barão de Vassouras)

Trata-se de um conjunto de rochas heterogêneas, com estrutura tipicamente bandada e cataclástica, incluindo níveis de calcossilicáticas, mármores e anfibolitos, cuja descrição petrográfica é feita em outro capítulo. Além disso, inclui faixas de gnaisses laminados, rochas cataclásticas, biotita gnaisses e biotita plagioclásio-gnaisses, estes últimos de composição idêntica aos que ocorrem a norte do rio Paraíba do Sul. Ocorre também gnaisses granitóides grosseiros com rochas graníticas e granitóides associadas, as quais serão destacadas na descrição petrográfica que se segue.

4.3.1 - Rochas Graníticas

As rochas graníticas, aqui descritas, ocorrem na forma de corpos concordantes, do tipo soleiras, e podem se ligar temporalmente aos corpos graníticos que são descritos separadamente em outra seqüência. São rochas com estrutura maciça, homogêneas, de cor cinza claro, leucocráticas, com matriz de granulação fina a média, equigranulares, com megacristais grosseiros e portando pequena quantidade de biotita.

Ao microscópio são marcadas pela presença de quartzo, K-feldspato (ortoclásio), plagioclásio (oligoclásio-albita), biotita, e como minerais acessórios aparecem apatita, zoisita, clinozoisita e epídoto.

Quartzo

Ocorre em cristais inequigranulares e equigranulares, com superfície límpida, de forma irregular, amebóide e arredondado, possuindo limites curvo e embainhado, extinção ondulante, com deformação e recristalização nas bordas dos grãos. Presença de inclusões de plagioclásio e de biotita.

K-feldspato (Ortoclásio)

Aparece em cristais subidiomórficos, com superfície

mosqueada, de contornos freqüentemente poligonizados, agrupados, equigranulares, tendo limites intragranular reto e intergranular reto e curvo, com evidências de deformações nos limites de grão. Textura de equilíbrio é comum no domínio intragranular.

O K-feldspato pode ocorrer juntamente com o quartzo, em matriz muito fina, num arranjo granofírico e mirmequítico, de hábito fibroso, emoldurando cristais maiores de ortoclásio (Fotomicrografia 7).

Plagioclásio (Oligoclásio)

O plagioclásio aparece geralmente em cristais geminados segundo as leis da albita, de Carlsbad e do periclíneo. São subidiomórficos, equigranulares e inequigranulares, sericitizados ou não, de forma amebóide e irregulares, com limites embainhado, denteado e reto, neste caso com textura de equilíbrio (Fotomicrografia 8). Ocorre inclusões principalmente de quartzo com forma arredondada. Alguns cristais de plagioclásio são antipertíticos. Presença de deformação e recristalização nos limites de grão.

Biotita

Ocorre geralmente em pequena quantidade, na forma de lamelas suborientadas, fortemente pleocróicas, oscilando entre marrom escuro a amarelo claro, cloritizadas ou não, com inclusão de zircão.

4.3.2 - Rochas Granitóides

As rochas granitóides diferem das anteriores pela granulação geralmente mais grosseira, com presença abundante de megacristais, de ordem mm a cm, podendo chegar até 2,0 cm, os quais se intercalam muitas vezes a leitos não porfiróides, conferindo a rocha uma estrutura bandada grosseira.

Ao microscópio constituem-se mineralogicamente de microclíneo, plagioclásio, quartzo e biotita, aparecendo como acessórios comuns, zircão, apatita e opacos.

K-feldspato (Microclíneo)

Ocorre em proporção que varia geralmente entre 20 e 30% da mineralogia total da rocha. Aparecem dois tipos de cristais de microclíneo: a) os megacristais (porfiroblastos ou porfiroclastos); b) os cristais da matriz. Aqui a maioria dos megacristais de microclíneo estão muito recristalizados, apagando em grande parte os vestígios de deformações anteriores.

Os cristais de microclíneo da matriz apresentam geminação em grade, muitas vezes incipiente, em geral não deformados, apenas fraturados localmente, sendo inequigranulares, subidiomórficos e xenomórficos, de forma irregular, subretangular e subquadrático. Possuem limites intragranular reto e curvo, intergranular curvo, irregular, denteado, embainhado e reto. Ocorrem inclusões de biotita, quartzo arredondado, plagioclásio, às vezes sericitizado, apatita e turmalina.

É evidente a relação de interpenetração do microclíneo no plagioclásio e o desenvolvimento de intercrescimento mirmequítico e gráfico de uma fase aparentemente contemporânea. Verifica-se em algumas amostras a presença de microclíneo intersticial, muito límpido, sem inclusões, que contrasta com cristais maiores portando minerais inclusos e com evidências de deformação.

Plagioclásio

Participa em proporção variando entre 15 e 25% da mineralogia principal. São mais freqüentes os cristais geminados segundo a lei da albita, ocorrendo também segundo as leis do periclíneo e de Carlsbad. São subidiomórficos, xenomórficos e idiomórficos, com limite irregular, embainhado, curvo e reto, tanto intragranu

lar quanto intergranular. É comum a presença de sericitização do plagioclásio ao lado de outros minerais como epídoto, zoisita, clinozoisita e carbonato.

Em algumas amostras ocorre antipertitas no plagioclásio, de contornos poligonais, em formas geralmente losangular, retangular ou triangular. Verifica-se, também, a presença de inclusão de quartzo com forma arredondada e elipsoidal. O plagioclásio é freqüentemente invadido pela microclina e apresenta corrosão de borda. O ângulo de extinção das lamelas de plagioclásio indica basicidade correspondente a do tipo oligoclásio-albita.

Quartzo

Ocorre em proporção que perfaz cerca de 20 a 30% da mineralogia total. São cristais inequigranulares, xenomórficos, de forma arredondada, discóide, amebóide e irregular, com presença de extinção ondulante. São deformados ou não (por fratura), límpidos, com limite intragranular reto (localmente) e integranular curvo, embainhado e irregular, podendo conter inclusões de biotita, plagioclásio e do próprio quartzo. Verifica-se o aparecimento de cristais vermiformes com intercrescimento mirmequítico.

Biotita

Perfaz em média cerca de 20% da mineralogia total da rocha. Dispõe-se na forma de lamelas suborientadas e orientadas, fortemente pleocróicas, oscilando de marrom escuro até marrom claro, com pouca ou nenhuma deformação, portando inclusões de opacos nos seus traços de clivagem, passando localmente para clorita. Possui tamanho médio de 0,3 mm, tendo como valores máximo e mínimo 0,8 e 0,04 mm.

4.3.3 - Biotita Gnaisses e Gnaisses Granitóides

As rochas aqui qualificadas como gnaisses, caracteri-

zam-se por uma estrutura tipicamente bandada, com uma mineralogia mais diversificada do que a das anteriores, incluindo, muitas vezes, granada como mineral essencial e biotita em quantidade mais expressiva.

Além dos minerais supramencionados, aparece, também, quartzo, plagioclásio e microclíneo como essenciais, incluindo sillimanita (fibrolita), apatita, zircão, clorita, muscovita e carbonato como acessórios.

Plagioclásio

Aparece em proporção geralmente superior ao do K-feldspato. Encontra-se normalmente presente os três geminados (albita, Carlsbad e periclíneo). São cristais subidiomórficos e xenomórficos, deformados, possuindo limites (intra e intergranular), curvado, irregular e reto, com inclusões de quartzo e de biotita. Encontram-se parcialmente sericitizados.

K-feldspato (Microclíneo)

Ocorre invariavelmente na forma de microclíneo, com presença de geminação em grade, deformado ou não, com limite mais freqüentemente curvado e irregular, localmente reto, com inclusões de quartzo arredondado e de plagioclásio sericitizado.

Distingue-se dois tipos de microclíneo: a) cristais que se destacam da matriz (megacristal) e, b) cristais menores que compõem a matriz. Os primeiros são mais deformados, com bordas corroídas, mais ricos em inclusões e possuem formas com tendência subarredondadas e elipsoidais, cuja orientação se faz com o eixo maior segundo a foliação principal da rocha.

Os cristais da matriz aparecem geralmente agrupados, límpidos, não pertíticos, pobres em inclusões, dispostos, muitas vezes, em cristais menores (microgranulares) ao redor dos megacristais.

Quartzo

Ocorre como cristais xenomórficos, inequigranulares, deformados, com extinção ondulante generalizada, tendo limite (intra e intergranular), curvado, reto, denteado, embainhado e irregular. Contém inclusões abundantes de minerais prismáticos e fibrosos, bem como de biotita e de granada.

Biotita

Aparece na forma de lamelas orientadas, de pleocroísmo forte, oscilando de marrom escuro a amarelo pálido, geralmente agrupadas, por vezes ao redor da granada. São comuns inclusões de quartzo, de zircão e de granada. Localmente pode estar deformada e associada com muscovita.

Granada

Localmente pode atingir proporções elevadas nessas rochas, entre 10 e 15% da mineralogia total. São cristais arredondados, esqueléticos, fraturados, de cor rosa clara, xenomórficos, inequigranulares, ocorrendo geralmente agrupados e sendo circundados pela biotita e pelo quartzo. Estes minerais são encontrados freqüentemente inclusos na granada.

Acessórios

Destaca-se a presença de sillimanita do tipo fibrolita, a qual possui hábito fibroso, asbestiforme, em cristais alongados, dispondo-se geralmente agrupados ou na forma de finos leitos com certa continuidade lateral. Possui alongamento positivo e extinção reta. Os demais acessórios como sericita, clorita e muscovita, ocorrem normalmente associados a outros minerais como produtos de alteração.

4.4 - Gnaisse Granitóide Migmatizado Porfiroblástico Bandado com Níveis de Gnaisse Kinzigítico e Intercalações de Anfibolitos e de Calcossilicáticas (Seqüência de Paracambi)

São rochas que apresentam boa expressão na área estudada. Incluem tipos com estrutura bandada na escala de afloramento, a qual pode ser discreta na ausência de leitos mais ricos em biotita e maciça-orientada na escala de mão. Ao microscópio domina a textura granoblástica com vestígios de textura cataclástica anterior.

Predominam leitos leuco e mesocráticos, de granulação geralmente grosseira, pobres em biotita, de cor cinza clara e esbranquiçada, portando freqüentemente granada de cor rósea. São rochas que dão, no diagrama de Streckeisen (1976), composição dominantemente granodiorítica e granítica do tipo 3B.

Os minerais essenciais estão representados pelo quartzo, K-feldspato, plagioclásio (oligoclásio e oligoclásio-andesina), biotita e, eventualmente, clinoanfibólio (hornblenda marrom).

Os minerais acessórios são constituídos por apatita, zircão, opacos, granada, muscovita, sillimanita e mais raramente por titanita.

Quartzo

Dominam cristais lamelares, placóides, alongados, com extinção ondulante fortíssima, xenomórficos, de limites curvos, em bainhado e cuspado (inter e intragranulares), circundando amiúde os megacristais (porfiroclastos) de microclíneo e de plagioclásio. Contêm inclusões de biotita, de plagioclásio, às vezes sericitizado, microclíneo, anfibólio e de finas agulhas de rutilo. São freqüentes cristais de quartzo dispostos na forma de leitos (Fotomicrografia 9).

Um aspecto comum nos grãos de quartzo é a presença de borda límpida em contraste com a porção central pontilhada de pe-

queníssimas inclusões, as quais conferem um aspecto esponjoso na superfície dos cristais. Além disso, ao lado de extinção ondulante fortíssima, são evidentes aspectos de recuperação dos grãos com inclusões diversas (Fotomicrografia 10)

K-feldspato

Está representado principalmente pelo microclíneo e apenas localmente pelo ortoclásio. Reconhece-se dois tipos principais de microclíneo: a) como megacristais que representam porfiroclastos com tamanho que alcança de 5 a 10 vezes o do tamanho médio da matriz e, b) como cristais intersticiais e como integrantes da matriz.

Os primeiros possuem tamanho que varia de 1,0 a 3,2 mm, com bordas corroídas, limites curvo e embainhado, muito deformados, com forte extinção ondulante, caracteristicamente pertíticos, na forma de bastonetes, lenticulares e em gotas. Ocorrem inclusões de turmalina sem orientação aparente. O microclíneo intersticial e da matriz ocorre em cristais menores, com tamanho que varia de 0,2 a 0,8 mm, geralmente límpidos, com limites muitas vezes reto e textura de equilíbrio (intragranular), equidimensionais, geralmente agrupados, subidiomórficos, também xenomórficos e idiomórficos, fraturados ou não, freqüentemente deformados, com ausência de pertitas, invadindo preferencialmente o plagioclásio. Aparecem inclusões de quartzo arredondado, plagioclásio (muitas vezes idiomórfico) e de turmalina não orientada.

Plagioclásio

Ocorre em cristais geminados segundo as leis da albita, do periclíneo e de Carlsbad. Estes dois últimos são menos freqüentes do que o primeiro. São dois tipos de plagioclásio: a) os megacristais (porfiroclastos) e, b) os cristais da matriz.

Os primeiros são invariavelmente maiores e ocorrem em

proporções inferiores, com tamanho oscilando entre 1,5 e 4,0 mm, sendo bastante deformados, com contornos corroídos, parcialmente sericitizados, limites curvos, côncavos e reentrantes, contendo inclusões na forma de finas agulhas de turmalina ou de rutilo, bem como de quartzo subarredondado e de biotita. Os cristais da matriz são menores, com tamanho que oscila de 0,2 a 2,5 mm, com valor médio de 0,7 mm, sericitizados ou não, geralmente em cristais de tendência equigranular e equidimensional, subidiomórficos, com limite intragranular freqüentemente reto e textura de equilíbrio.

Em algumas lâminas observa-se a tendência do plagioclásio agrupar-se em leitos com uma certa continuidade lateral. O teor de anortita do plagioclásio indica como tipo mais freqüente o oligoclásio ou oligoclásio-andesina. Cristais de antipertita são pouco freqüentes.

Biotita

Ocorre em proporções geralmente inferiores a 20% da rocha total, em média 10%, aparecendo em alguns casos como mineral acessório. Aparece como lamelas fortemente pleocróicas, variando de marrom avermelhado ao amarelo pálido, orientadas, não deformadas, contornando porfiroblastos e porfiroclastos, idiomórficas, geralmente agrupadas, dispondo-se, às vezes, em leitos finos, de continuidade lateral, conferindo orientação à rocha.

Os cristais de biotita possuem tamanho médio de 0,7 mm e contêm inclusões de apatita e de zircão e apresentam opacos dispostos em seus traços de clivagem. Encontram-se localmente sericitizados. Quando da presença de anfibólio na rocha, a biotita apresenta relações de contato que sugerem sua formação a partir do mesmo.

Acessórios

São constituídos por apatita, zircão, granada, opacos,

sillimanita, muscovita e carbonato, sendo estes dois últimos de origem provavelmente secundária. A titanita é encontrada apenas ocasionalmente. A apatita e o zircão ocorrem como inclusões na biotita, enquanto os opacos se dispõem geralmente em seus traços de clivagem. A granada ocorre como porfiroblastos e/ou porfiroclastos, deformados, fraturados, de forma subarredondada, com pleocroísmo fraco, oscilando de incolor a rosa claro, em cristais isolados, de continuidade lateral e com formação de biotita na zona de sombra de pressão (Fotomicrografia 11).

A sillimanita ocorre em cristais prismáticos, alongados, com extinção reta, com 2V (+) pequeno. Observa-se que os cristais desenham dobras de perfis abertos, com ângulo interflancos por volta de 90º (Fotomicrografia 12).

4.5 - Granitóides (Seqüência de Vassouras)

Os granitóides representam uma suite de rochas de grande expressão na área estudada. São rochas, no conjunto, homogêneas, ensejando estrutura maciça-orientada tanto na escala de afloramento quanto na de mão. Ao microscópio apresentam textura granoblástica-cataclástica ou granoporfirocataclástica.

A nível macroscópico destacam-se megacristais de feldspato de cor branca e rosada, em duas faixas de tamanho, os menores entre 0,5 e 0,8 cm e os maiores entre 1,5 e 2,5 cm. Dominam os termos leucocráticos e mesocráticos, de cor cinza claro e escuro, de granulação média a grossa, na qual destacam-se megacristais grosseiros, de ordem geralmente centimétrica.

A classificação dessas rochas de acordo com o diagrama de Streckeisen (1976) é dominantemente de composição granítica, caindo nos campos 3B e 3A do citado autor. Ocorrem termos subordinados de composição granodiorítica e ocasionalmente de composição quartzo monzo-diorítica e tonalítica.

Os minerais essenciais estão representados pelo micro-

clíneo, quartzo, plagioclásio (oligoclásio), biotita e eventualmente granada.

Dos minerais acessórios aparecem apatita, zircão, opacos, titanita, muscovita e, mais raramente, sericita, allanita, calcita, zoisita, clinozoisita, turmalina e rutilo.

K-feldspato

Encontra-se representado principalmente pelo microclíneo e apenas raramente pelo ortoclásio. Ocorre como parte da matriz ou como cristais intersticiais e como megacristais cujo tamanho pode variar de 5 a 10 vezes o tamanho da matriz.

Os megacristais (microclíneo de 1ª geração) são geralmente pertíticos, com geminação em grade distinta, bordas invariavelmente corroídas, de contornos reentrantes, embainhados, de forma subquadrática, elipsoidal e subarredondada. São fraturados, com inclusões freqüentes de quartzo arredondado (Fotomicrografia 13), apatita, plagioclásio idiomórfico, parcialmente sericitizado, e de finas agulhas não orientadas, provavelmente de rutilo.

As pertitas são orientadas e assumem formas de gotas e de bastonetes. Observa-se em alguns megacristais de microclíneo manchas esbranquiçadas de plagioclásio de contornos muitas vezes difusos que preservam localmente a geminação da albita (Fotomicrografia 14).

O microclíneo da matriz é límpido e ocorre normalmente agrupado, sendo comum com limite intragranular reto, com excelentes pontos tríplices (Fotomicrografia 15). Pode ser também curvo e irregular, com cristais de tendência equigranular, equidimensionais, deformados (por fratura) ou não, com extinção ondulante homogênea, podendo ocorrer circundando os porfiroclastos (maiores), principalmente nas suas zonas de sombra de pressão (Fotomicrografia 13). As inclusões são pouco freqüentes.

O microclíneo intersticial ocorre em cristais isolados, não deformados por fratura, permeando a rocha ou circundando principalmente o plagioclásio e contendo ocasionalmente inclusões límpidas de quartzo.

As relações de contato e de inclusão indicam que o microclíneo da matriz e intersticial é posterior ao dos porfiroclastos (Fotomicrografias 13 e 15). Inclusões de plagioclásio parcial ou totalmente sericitizados são as mais freqüentes.

Ocorre mirmequita e micropegmatito, com este último invadindo ou envolvendo visivelmente os megacristais de microclíneo mais antigos.

Quartzo

Ocorre em proporção que varia de 20 a 30%. São cristais xenomórficos, equidimensionais ou não, inequigranulares, arredondados, amebóides, discóides, alongados, lamelares, orientados, ocorrendo limite intragranular reto com textura de equilíbrio e intergranular curvo, irregular, cuspado, denteado e também reto.

Observa-se a ocorrência lado a lado de cristais de quartzo deformados e não deformados, sugerindo gerações distintas dos mesmos. Algumas vezes a deformação produz o quebramento do grão, incluindo arqueamento das fraturas. Ocorrem inclusões de apatita, turmalina, placioclásio e biotita.

Plagioclásio

Ocorre em proporção que varia geralmente de 10 a 20% da mineralogia total. São cristais geminados segundo as leis da albita e do periclíneo, raramente segundo Carlsbad. Fazem parte da matriz e dos cristais maiores (megacristais), tendo estes últimos de 4a 10 vezes o tamanho médio da matriz. Possuem forma subarredondada e subquadrática, com trituração nas bordas, sendo rotaciona-

dos, com lamelas encurvadas e limites curvados e embainhados.Possuem forte extinção ondulante, parcialmente sericitizados, às vezes apenas no centro do cristal, com ângulo de extinção máximo das lamelas de albita em torno de 15º, indicando plagioclásio do tipo oligoclásio.

Observa-se num mesmo megacristal de plagioclásio posições de extinção distintas, de tal forma que nas bordas indica plagioclásio mais sódico e no centro mais cálcico . Ocorre localmente plagioclásio antipertítico, com lamelas orientadas, de forma retangular, cuneiforme e irregular. Na zona de sombra de pressão dos megacristais há a formação de quartzo e de microclíneo não deformados. Associam-se clinozoisita, zoisita, calcita, muscovita e sericita, como prováveis produtos de alteração secundária.

Os cristais da matriz são geralmente subidiomórficos, também idiomórficos, com limites intragranulares retos, também curvados e irregulares, ensejando textura de equilíbrio. São comumente agrupados, equidimensionais, fraturados ou não, freqüentemente geminados segundo a lei da albita e, ocasionalmente, do periclíneo e de Carlsbad.

Biotita

Participa na composição global da rocha em proporção que varia normalmente de 10 a 20%. Dispõe-se na forma de lamelas suborientadas, contornando os porfiroclastos, sendo fortemente pleocróicas, oscilando de marrom escuro (ou castanho) a amarelo pálido, não deformadas, localmente cloritizadas, contendo inclusões de apatita, zircão e opacos nos seus traços de clivagem. Quando da presença de anfibólio na rocha a biotita ocorre geralmente nos seus planos de clivagem.

Acessórios

Dos acessórios a apatita e o zircão ocorrem como inclu

sões principalmente na biotita. O primeiro ocorre também no microclíneo, no quartzo e no anfibólio, sendo que este último contém inclusão de titanita.

A granada ocorre como porfiroblastos de forma irregular, esquelética e subarredondada, cujos cristais são invariavelmente fraturados, de pleocroísmo fraco, oscilando em torno do rosa claro, com opacos associados e inclusões de quartzo e biotita cloritizada. A turmalina e o rutilo aparecem como inclusões não orientadas no microclíneo e no quartzo.

4.6 - Migmatitos Homogêneos e Heterogêneos com Gnaisses e Granitóides Associados (Seqüência de Japeri)

São aqui reunidos nesta denominação um conjunto de rochas com tipos bem diversificados, tanto a nível geral quanto de afloramento, incluindo desde migmatitos com estrutura tipicamente bandada (estromatítica) até migmatitos homogêneos com estrutura nebulítica e schlieren, sendo em geral homofânicos. Inclui também granitos e granitóides diversos, foliados e não foliados, finos a grosseiros, porfiróides ou não, leuco e mesocráticos, incluindo tipos alaskíticos e hololeucocráticos com menos de 5% em biotita. Ocorre também gnaisses diversos, englobando biotita gnaisse, hornblenda gnaisse e gnaisse granitóide.

Estas rochas dispõem-se em volta do corpo granítico (e granodiorítico) da Serra da Bandeira, na forma de envelope, tendo suas melhores exposições nas vizinhanças do povoado de Japeri.

Composicionalmente são rochas que se estendem numa ampla gama de composição, incluindo desde termos tipicamente graníticos (3A e 3B), passando para termos de composição granodiorítica e até tonalítica e quartzo diorítica, de acordo com o diagrama de Streckeisen (1976). Em função disso, far-se-á uma descrição petrográfica, em conjunto, dos termos composicionais que representam as rochas originais transformadas, agora como melanossomas, não focalizando neste item os tipos mais diferenciados de composição graní

tica. Tais rochas cobrem principalmente os campos dos granodioríticos e dos tonalitos.

Os minerais essenciais são principalmente biotita, quartzo, plagioclásio (andesina-oligoclásio), K-feldspato (microclíneo) e, menos comumente, clinoanfibólio (hornblenda) e clinopiroxênio (diopsídio).

Os minerais acessórios mais comuns são titanita, apatita, zircão e opacos. Carbonatos e clorita são secundários.

Biotita

Ocorre em proporções variáveis, entre 10 e 20% da mineralogia total, aparecendo como lamelas orientadas, com tamanho médio de 0,8 mm, fortemente pleocróicas (marrom escuro ou pardacento ao amarelo pálido), idiomórficas, deformadas ou não, dispondo-se, às vezes, na forma de leitos ou associando-se ao clinopiroxênio, quando presente. Os cristais de biotita são geralmente ricos em inclusões de apatita, zircão, titanita e opacos nos traços de clivagem.

Quartzo

Participa em proporções variáveis que oscilam na faixa de 10 a 35% da mineralogia total. São cristais xenomórficos, de forma subarredondada, discóide, amebóide e irregular, com tamanho médio de 0,8 mm, podendo atingir até 3,0 mm, com limites embainhado e curvado, fraturados, de extinção ondulante e às vezes com evidências de recuperação no contato de grão. Contém inclusão de plagioclásio sericitizado com limite tipicamente embainhado.

Plagioclásio

Aparece em proporção que varia entre 20 e 35% da mine-

ralogia total. Ocorre em cristais geralmente geminados segundo as leis da albita, do periclíneo e de Carlsbad. São subidiomórficos, equidimensionais, com extinção ondulante, agrupados, configurando limite intragranular freqüentemente reto com textura de equilíbrio. As inclusões são de apatita e de quartzo. A basicidade do plagioclásio é mais comumente do tipo andesina-oligoclásio.

Em algumas amostras registra-se a presença de porfiroblastos de plagioclásio que se destacam da matriz e contêm inclusões de biotita dispostas às suas bordas de tal modo a contornar o cristal. Trata-se de um plagioclásio maclado segundo a lei da albita, cuja forma tende para idiomorfismo.

K-feldspato (Microclíneo)

O K-feldspato está representado essencialmente pelo microclíneo, o qual participa de 10 a 35% em volume da rocha. Ocorre em cristais com geminação em grade e com extinção ondulante. Distinguem-se dois tipos principais: a) cristais maiores formando porfiroclastos e, b) cristais menores que integram a matriz.

Os primeiros são geralmente pertíticos e contêm inclusões de apatita, quartzo, plagioclásio e de K-feldspato (Fotomicrografias 16 e 17). São deformados, com forte extinção ondulante, limites curvo e embainhado, de contornos reentrantes, xenomórficos e equidimensionais. Os cristais da matriz são equidimensionais, subidiomórficos, geralmente límpidos, com menor quantidade de inclusões, não pertíticos, menos deformados, de extinção ondulante, com formas poligonizadas, limites intragranular reto ou lobado e intergranular curvo, embainhado e irregular. São comuns relações de interpenetração nos cristais de plagioclásio. Além disso, desenvolve-se, com freqüência, no limite de grão entre microclíneo e plagioclásio, uma franja de tonalidade mais clara de reação entre os dois minerais (Fotomicrografia 18).

Clinopiroxênio e Clinoanfibólio

São minerais que se associam a alguns tipos de rochas do conjunto migmatítico e aparecem notadamente naquelas de composição mais tonalítica e quartzo diorítica.

O clinopiroxênio ocorre em cristais subidiomórficos, com tamanho médio de 0,6 mm, chegando até 3,0 mm, tendo pleocroísmo distinto, variando de verde claro a incolor e amarelo claro, tendo limites curvados e bordas corroídas. Possui sinal óptico biaxial (+), ângulo 2V grande, maior do que 60º, e ângulo de extinção em torno de 45º, podendo ser qualificado como piroxênio da série diopsídio-hedembergita.

O clinoanfibólio ocorre em cristais fortemente pleocróicos, oscilando de verde garrafa ao verde amarelado, em proporção que corresponde cerca de 5% da rocha total. Associa-se freqüentemente ao clinopiroxênio ao lado da biotita. Possui sinal óptico biaxial (-), com ângulo de extinção ao redor de 25º, sendo caracterizado como anfibólio do tipo hornblenda.

Acessórios

A titanita é a mais expressiva de todos, ocorrendo muitas vezes em proporção elevada para um mineral acessório. São cristais fortemente pleocróicos, oscilando de marrom escuro a amarelado, de forma xenomórfica e subidiomórfica, ocorrendo associado ao clinopiroxênio.

A apatita ocorre como inclusão na biotita, enquanto os opacos dispõem-se nos seus traços de clivagem ou aparecem isoladamente, sendo muitas vezes de cor avermelhada. O carbonato ocorre associado principalmente ao plagioclásio como provável produto de alteração.

4.7 - Granitos

São aqui reunidas as descrições petrográficas de mas-

sas graníticas com aspectos evidentes de rochas intrusivas e que por razões de colocação temporal tardia escaparam aos processos metamórficos e das deformações que afetaram amplamente as rochas da região estudada. Os granitos são encontrados tanto na forma de pequenos corpos, como aqueles assinalados respectivamente a SE a e NE de Vassouras, quanto em corpos mais expressivos como o que ocupa todo o flanco oriental da Serra da Bandeira, no canto sudeste da área estudada.

Os corpos dos arredores de Vassouras estão representados por granitos muito homogêneos, de granulação fina a fina-média, finamente foliados, com orientação conferida pelas palhetas de biotita, perceptível nas escalas de mão e microscópica.

No corpo granítico da Serra da Bandeira comparecem termos petrográficos diversos, dominando, porém um tipo muito semelhante ao dos acima referidos. Trata-se de uma rocha com estrutura maciça, com pouco mais de biotita do que as anteriores, de granulação fina a média, às vezes com textura porfirítica, finamente foliada, com índice de coloração de leuco a mesocrática. Inclui tipos petrográficos subordinados, principalmente no canto oriental da Serra da Bandeira, nas proximidades de Arcádia, comparecendo termos mais grosseiros, geralmente leucocráticos, portando menos biotita, em proporção geralmente inferior a 10%. Ocorrem tipos hololeucocráticos.

Os granitos aqui mencionados são rochas que cobrem dominantemente os campos 3A e 3B do diagrama de Streckeisen (1976), podendo figurar de forma mais restrita no campo dos granodioritos.

A mineralogia principal é caracterizada por K-feldspato, dominando microclina em relação ao ortoclásio, com plagioclásio do tipo oligoclásio, quartzo e biotita.

A mineralogia acessória é tipificada pelo anfibólio (hornblenda), apatita, zircão e opacos, principalmente.

K-feldspato (Microclíneo)

Domina amplamente microclíneo em relação ao ortoclásio, perfazendo cerca de 35% da mineralogia total da rocha. São cristais equigranulares, na matriz ou intersticial, subidiomórficos e idiomórficos, limite intragranular reto com excelentes pontos tríplices, geminação em grade com ângulo reto e oblíqua, tendo inclusões de quartzo arredondado e de plagioclásio.

Plagioclásio (oligoclásio)

Participa em média de 15 a 25% da mineralogia total da rocha. São cristais geminados, com tamanho médio de 0,6 mm, oscilando entre 0,3 e 2,0 mm, subidiomórficos-idiomórficos, limites intra e intergranulares reto e curvo, com textura de equilíbrio, em grãos equidimensionais e inequigranulares, sericitizados localmente, com inclusões de quartzo (arredondado) e intercrescimento mimerquítico com o microclíneo.

Os cristais maiores de plagioclásio apresentam, muitas vezes, deformações nos limites de grão, resultando contornos do tipo embainhado e denteado. O ângulo de extinção das lamelas indica plagioclásio de baixa basicidade como do tipo oligoclásio ou até oligoclásio-albita.

Quartzo

Ocorre em quantidades percentuais acima de 20%. Aparece em cristais com a superfície límpida, sendo xenomórficos, equidimensionais e inequigranulares, com tamanho médio de 0,5 mm, variando de 0,2 a 1,0 mm, de forma arredondada, amebóide e irregular, limite intra e intergranular curvo, embainhado, localmente reto, com extinção ondulante, contendo inclusão de apatita.

Biotita

Ocorre geralmente em pequenas proporções, perfazendo no máximo de 10 a 15% em volume da rocha. Constitui-se no mineral que confere orientação aos granitos. Dispõe-se em lamelas suborientadas, de pleocroísmo forte, oscilando de marrom avermelhado ao amarelo pálido, não deformadas, às vezes sericitizadas, contendo inclusões de zircão e de apatita. A biotita contorna comumente os cristais maiores de plagioclásio.

Acessórios

Destaca-se a presença de hornblenda verde nos granitos e granodioritos (subordinados) da Serra da Bandeira. A apatita ocorre geralmente como inclusão na biotita e os opacos alinham-se principalmente nos seus traços de clivagem.

4.8 - Anfibolitos

São aqui descritos conjuntamente os anfibolitos intercalados nas seqüências de Quirino, de Barão de Vassouras e da Serra de Paracambi.

Macroscopicamente são rochas muito similares, com estrutura maciça-foliada, de granulação média, cor escura ou esverdeada, melanocráticas, ocorrendo como corpos lenticulares e tabulares, de ordem geralmente decimétrica a métrica. A nível microscópico revelam textura granonematoblástica.

Alguns anfibolitos exibem particularidades que os diferem dos anfibolitos normais, como a presença de quartzo integrando a mineralogia principal. Isto ocorre principalmente nos anfibolitos associados às seqüências de Quirino e da Serra de Paracambi. Além disso, algumas amostras intercaladas tanto na seqüência de Quirino quanto na de Barão de Vassouras apresentam piroxênio (clino) em proporção equivalente ou ligeiramente superior ao do clino-

anfibólio.

Composicionalmente são rochas que incluem tipos de composição quartzo diorítica, gábrica e ultramáfica. Quanto à origem destas rochas, se orto ou paraderivados, é muito difícul uma conclusão definitiva sem o apoio de análises químicas. Todavia, existe muita chance de que os anfibolitos associados a seqüência de Quirino sejam de origem ígnea. Da mesma forma alguns corpos de composição ultramáfica, da seqüência de Barão de Vassouras, que contêm sulfetos disseminados, sugerem o mesmo tipo de origem. Com relação aos demais corpos, os dados petrográficos são insuficientes para optar por uma ou por outra origem.

A mineralogia principal é constituída por clinoanfibólio (hornblenda ou eventualmente por um dos membros das séries da tremolita ou da cummingtonita), clinopiroxênio (diopsídio ou diopsídio-hedembergita), plagioclásio (tipo labradorita) e às vezes quartzo.

Da mineralogia acessória faz parte titanita que pode atingir quantidades significativas para um mineral acessório, em torno de 5%, opacos, apatita, zircão, carbonato, epídoto, clorita e,eventualmente, epídoto e turmalina.

Clinoanfibólio (Hornblenda)

Participa em proporções variáveis; em algumas amostras encontra-se por volta de 30 a 40%, enquanto em outras alcança de 80 a 90% da mineralogia total.

Ocorre em cristais com tamanho médio de 0,7 mm, variando de 0,2 até 3,0 mm, distintamente pleocróicos, variando de verde escuro a amarelado e amarelo esverdeado, subidiomórficos é idiomórficos, agrupados ou isolados, às vezes circundando o plagioclásio, orientados, com limite intragranular reto e textura de equilíbrio. Encontram-se também limites curvos, porém, com maior freqüencia no contato de grãos.

O clinoanfibólio aparece em cristais prismáticos, longos e curtos, geminados ou não, tendo ângulo de extinção por volta de 20º, com sinal óptico biaxial (-), ângulo 2V grande, portando inclusões de quartzo (subarredondado), plagioclásio, clinopiroxênio (na forma de manchas ou prismáticos), evidenciando com este último relações que indicam passagem para o anfibólio (Fotomicrografia 19).

Clinopiroxênio (Diopsídio)

Pode alcançar em algumas amostras proporções em torno de 30% da mineralogia total, enquanto que em outras ao redor de 10%, podendo inclusive fazer parte dos minerais acessórios. Possui pleocroísmo fraco, às vezes distinto, variando de incolor a verde azulado e até rosa claro com tonalidade salmon, subidiomórficos, com limites curvos e bordas corroídas, embainhado, irregular e reto, tanto intragranular quanto intergranular, não raramente com textura de equilíbrio (Fotomicrografia 20).

Opticamente é caracterizado por ângulo 2V grande, sinal óptico biaxial (+) e com ângulo de extinção entre 38 e 40º. Desenvolve-se anfibólio nas suas bordas e nos seus traços de clivagem (Fotomicrografia 19).

Plagioclásio (Labradorita)

Perfaz cerca de 10% da mineralogia total, podendo alcançar eventualmente até 20%. Possui tamanho médio de 0,5 mm, variando de 0,2 a 3,0 mm, geralmente maclado segundo as leis da albita e de Carlsbad. São agrupados ou isolados, equidimensionais, sericitizados ou não, idiomórficos-subidiomórficos, limites reto e curvo (inter e intragranular), com textura de equilíbrio, aparecendo como inclusão idiomórfica no quartzo. Alguns cristais de plagioclásio contém inclusões de quartzo, de forma irregular, de apatita (idiomórfica), bem como de piroxênio e de anfibólio, sendo este último idiomórfico ou não.

Quartzo

Ocorre em algumas amostras como parte da mineralogia essencial, perfazendo cerca de 5% do conjunto dos minerais. São cristais xenomórficos, de limites curvos, equidimensionais, com extinção ondulante, de forma subarredondada e irregular, isolados ou em agregados, ocupando às vezes os espaços intergranulares do clinoanfibólio.

Acessórios

A titanita é o mais expressivo de todos acessórios, ocorrendo em proporção tão elevada que pode integrar a mineralogia principal. Aparece em cristais prismáticos, de forma losangular e subarredondada, ou em cunha, com pleocroísmo distinto, variando de incolor a rosa salmon ou amarelo claro, isolados ou em agregados, ocupando espaços intergranulares, dispostos com ou sem orientação nos traços de clivagem do anfibólio ou nas suas bordas e no contato de grão do mesmo.

Segue-se apatita, zircão e opacos, com este último sendo provavelmente ilmenita ou hematita, face à presença de grande quantidade de titanita na maioria das amostras.

4.9 - Calcossilicáticas

São encontradas principalmente nas seqüências de Barão de Vassouras e da Serra de Paracambi, sendo mais freqüentes e ganhando maior expressão na primeira seqüência. Ocorrem subordinadamente na seqüência de Japeri.

Aparecem na forma de lentes, ou de lentes-camadas, boudinadas, às vezes esféricas e elipsoidais, de ordem geralmente decimétrica a métrica. Incluem tipos de estrutura maciça e bandada a nível de afloramento e, maciça, na escala de mão. A nível microscópico caracterizam-se por textura granoblástica.

As calcossilicáticas apresentam granulação geralmente fina, de tonalidades claras, variando de cinza esbranquiçado a esverdeado, homogêneas, portando às vezes cristais de granada que se destacam da matriz. Constituem-se basicamente de silicatos aluminosos de cálcio e de magnésio.

A mineralogia principal é composta por quartzo, plagioclásio (tipo andesina-labradorita), clinopiroxênio (diopsídio), clinoanfibólio (hornblenda) e às vezes titanita.

Os minerais acessórios são representados por granada, apatita, titanita e opacos.

Quartzo

Ocorre em proporção que varia comumente de 15 a 30%. São cristais xenomórficos, de limites curvo, embainhado e irregular, às vezes reto (intragranular), sendo equidimensionais, com bordas límpidas e o centro pontilhado de pequenas inclusões. São fraturados, com evidências de recuperação de grão, tendo extinção ondulante e inclusão de plagioclásio de forma geralmente idiomórfica.

Plagioclásio

Perfaz cerca de 20 a 30% da composição total da rocha. Possui tamanho médio de 0,25 mm, variando de 0,1 a 1,5 mm, em cristais subidiomórficos e idiomórficos, com limites intergranular curvo, irregular e reto (intragranular), apresentando este último textura de equilíbrio. Ocorre em domínios geralmente agrupados, delineando, muitas vezes, níveis mais ricos em plagioclásio. São mais comuns os cristais com a macla polissintética da albita do que os com a de Carlsbad. A basicidade do plagioclásio é do tipo andesina-labradorita.

Clinopiroxênio (Diopsídio)

Comparece em proporção média de 30% em volume da rocha total. Possui tamanho médio de 0,25 mm, variando de 0,1 até 1,5 mm. São cristais subidiomórficos, de pleocroísmo fraco, oscilando de incolor a rosa claro ou salmon, com limites intragranular reto e intergranular curvo, reto e irregular, aparecendo muitas vezes com bordos corroídos e circundados pelo anfibólio. Ocorre textura de equilíbrio com os cristais de piroxênio. Possuem sinal óptico biaxial (+) e ângulo de extinção em torno de 40º.

Clinoanfibólio (Hornblenda)

Perfaz em média 20% da mineralogia total da rocha. São cristais subidiomórficos-xenomórficos, fortemente pleocróicos (verde a amarelo esverdeado), em geral contatos curvos, retos ou embainhados, associados geralmente ao clinopiroxênio, tanto nos seus planos de clivagem quanto nas suas bordas. Contém inclusões de quartzo, plagioclásio e de clinopiroxênio, com este último na forma de manchas.

Acessórios

Destacam-se cristais de granada na forma de porfiroblastos e/ou porfiroclastos, subarredondados e irregulares, fraturados, englobando cristais de quartzo. A titanita é comum em proporção de 3 a 4% da mineralogia total da rocha, de forma idiomórfica ou não, em cristais pleocróicos que se associam com freqüência ao clinopiroxênio.

4.10 - Gondito

Restringe-se a uma única ocorrência no domínio da seqüência de Barão de Vassouras. Macroscopicamente caracteriza-se pela presença de óxidos de maganês secundários formados a partir da

alteração supergênica de granada do tipo espessartita ou espessartita-almandina. Ao microscópio o gondito apresenta-se com textura granoblástica, constituído principalmente por granada (60 a 70%), quartzo (30 a 40%) e proporções menores de mica (flogopita), opacos de biotita.

A granada ocorre em cristais arredondados, inequigranulares, com pleocroísmo distinto, oscilando de incolor a rosa claro, com limites intragranular reto, às vezes curvo apresentando textura de equilíbrio (Fotomicrografia 21). Possui tamanho que varia de 0,08 a 1,6 mm, com valor médio ao redor de 0,3 mm.

São freqüentes inclusões de quartzo de contornos poligonais ou arredondados. Os cristais dispõem-se freqüentemente agrupados e circundados por material secundário, de cor amarelada, provavelmente de óxido de ferro, que emoldura os cristais de granada ou deixa vestígios de seu molde.

Os cristais de quartzo são inequigranulares, límpidos, com extinção ondulante, fraturados, limites geralmente curvados e irregulares. Possuem tamanho médio de 0,9 mm, com valores extremos oscilando entre 0,1 a 2,6 mm.

4.11 - Mármore

O mármore restringe-se à seqüência de Barão de Vassouras e ocorre em dois níveis principais que margeiam o rio Paraíba do Sul, um deles nos arredores da cidade de nome homônimo e o outro, o mais importante, nos arredores de Barão de Juparanã.

O primeiro nível ocorre em bancos maciços, homogêneos, de cor branca nos domínios mais puros e acinzentada nos impuros, destacando-se neles manchas amareladas de flogopita. Possui textura sacaroidal, de granulação fina a média, podendo ser grosseira nos domínios com flogopita e outros silicatos associados.

O mármore dos arredores de Barão de Vassouras associa-

se a níveis de calcossilicáticas e de minerais micáceos (flogopita e biotita), conferindo estrutura bandada, na qual ele aparece em leitos de ordem centimétrica a decimétrica, de granulação média a grosseira, muito recristalizado, às vezes com leitos silicosos, cuja espessura oscila entre 2 e 5 cm. Associa-se a todo um cortejo de minerais silicatados, como anfibólio do tipo tremolita-actinolita e diopsídio. Este na forma de manchas em meio ao mármore e aquele, em cristais prismáticos de até 8 cm, com hábito fibroradial. Ocorre também manchas de flogopita.

Ao microscópio revela textura granoblástica, com predomínio amplo de carbonato, o qual pode constituir em até 90% da mineralogia total da rocha. Ocorre também flogopita, clinopiroxênio, zoisita, clinozoisita e apatita.

O carbonato ocorre num mosaico com textura de equilíbrio, com excelentes pontos tríplice (Fotomicrografia 22). São cristais idiomórficos e subidiomórficos, com tamanho médio de 0,6 mm, variando de 0,2 a 1,7 mm, equidimensionais, inequigranulares, geminados ou não, com pleocroísmo distinto, oscilando de incolor a marrom claro.

A flogopita ocorre em cristais isolados, agrupados, de hábito fibroradial, em cristais incolores, de pleocroísmo fraco, birrefringência baixa, com tamanho médio de 0,40 mm, e valores extremos entre 0,2 e 0,8 mm.

O clinopiroxênio ocorre em cristais geralmente fragmentados, subidiomórficos, incolores, com pleocroísmo correspondente ao membro mais magnesiano da série diopsídio-hedembergita.

A apatita aparece em grande quantidade, integrando muitas vezes a mineralogia principal. São cristais incolores, prismáticos, idiomórficos, ocorrendo isoladamente.

CAPÍTULO V

5. ANÁLISE TEXTURAL E METAMÓRFICA

5.1 - Relações Mineralógicas e Texturais

São discutidas, neste capítulo, as relações mineralógicas e texturais das diferentes seqüências de rochas que foram descritas no capítulo de petrografia e que são caracterizadas no mapa geológico como unidades distintas de mapeamento.

5.1.1 - Rochas Granulíticas e Charnoquíticas

Estas rochas apresentam evidências texturais que denotam ocorrência contemporânea de processos de deformação e de recristalização, ora dominando este (textura granoblástica - Fotomicrografia 23), ora dominando aquele (textura blastomilonítica - Fotomicrografias 1, 2 e 4). Além disso, aparecem minerais deformados como porfiroclastos em meio a uma matriz granoblástica com plagioclásio, hornblenda, orto e clinopiroxênio, os quais apresentam evidências de texturas "vestigiais", que foram geradas por um processo de deformação anterior ao que acompanhou a recristalização das rochas granulíticas.

As relações de contato entre a biotita e o anfibólio bem como a sua disposição nas bordas e ao longo dos traços de clivagem do anfibólio são indicativas de uma paragênese em desequilíbrio nos granulitos.

Dois caminhos interpretativos decorrem das observações anteriores para explicar a formação da biotita como parte de outra paragênese. Um deles é de que a biotita representa uma fase tardia do processo e teria sido gerada pela hidratação do anfibólio neoformado, promovida por um processo de cataclase num estágio derradeiro.

Uma outra possibilidade pode ser atribuída à superposi

ção de novo processo metamórfico regional de mais baixa energia, o qual teria promovido a desidratação dos piroxênios e anfibólios neoformados, conduzindo à formação de uma nova paragênese mineral. Todavia, isto dificilmente explicaria a preservação de orto e clinopiroxênio nessas rochas, porque a simples presença dos mesmos indica que a recristalização se deu em condições anidras. Além disso, é marcante nas amostras estudadas a ausência generalizada de microclíneo na matriz e sob a forma de porfiroclasto. Todavia, este aspecto pode estar vinculado à própria composição das rochas, visto que os granulitos em questão possuem composição essencialmente tonalítica e, como tal, são deficientes em potássio.

A presença de granada com inclusões de quartzo, plagioclásio e anfibólio indica que se trata provavelmente de um mineral metamórfico relacionado à paragênese dos orto e clinopiroxênios (Foto 5).

O aparecimento de plagioclásio na forma de profiroclasto e como integrante da matriz é indicativo de que ele foi gerado em duas ocasiões, a primeira em associação paragenética com o orto e clinopiroxênio e a segunda em associação com os demais minerais que se recristalizam na matriz.

5.1.2 - Seqüência de Quirino

Esta seqüência caracteriza-se pelo aparecimento de textura granoblástica bem equilibrada, na qual é possível o reconhecimento de vestígios de uma deformação anterior.

A textura dessas rochas reflete o predomínio da recristalização sobre a deformação. Isto é confirmado pelo registro de textura de equilíbrio, com limites intragranulares retos tanto no plagioclásio quanto no microclínio de 2ª geração.

Registra-se a presença de cristais de microclíneo de primeira geração que permite distinguir dos de segunda geração encontrados na matriz, com um conjunto de características, tais como inclusões abundantes, bordas corroídas e pertíticos. Da mesma forma são encontrados cristais de plagioclásio como porfiroclastos e

como integrantes da matriz. Estes aspectos são indicativos de que os porfiroclastos de microclíneo e de plagioclásio de primeira geração passaram por um processo deformacional que precede a recristalização da matriz. Nesta, houve formação de uma nova paragênese com plagioclásio e microclíneo de segunda geração.

A presença de cristais de microclíneo de segunda geração como parte da matriz pode ser decorrente tanto do microclíneo de primeira geração, por deformação e recristalização, incluindo a destruição das pertitas e das inclusões, como ligado a um episódio de migmatização que teria precedido a recristalização. Além disso, existe possibilidade de que os cristais de microclíneo intersticiais estejam vinculados a um outro episódio de migmatização tardio ou posterior ao evento de recristalização responsável pela textura granoblástica.

A presença de corpos de anfibolitos, que se tornam mais freqüentes na base da seqüência, encerram, em sua mineralogia principal, clinoanfibólio (hornblenda marrom-parda com presença ou não de clinopiroxênio diopsídio), biotita, quartzo e microclíneo. A composição dessas rochas cai freqüentemente no campo dos quartzo dioritos e dos tonalitos. Os anfibolitos acima, a julgar pelas observações de campo, podem ser interpretados de duas maneiras: como restitos de uma rocha original migmatizada e como intercalações originais que sofreram metamorfismo regional. No primeiro caso, a rocha original teria uma composição mais ou menos básica, situando-se aproximadamente no campo dos quartzo dioritos a dioritos, podendo ter sido originalmente ígnea ou sedimentar. No segundo caso, elas representariam originalmente antigos paleossomas, agora transformados (melanossomas), os quais guardariam, pelos menos parcialmente, o registro mais próximo da mineralogia e da composição da rocha original. Outra possibilidade a ser postulada é a de que esses corpos representariam resíduos ou concentrações de máficos decorrentes da formação e mobilização de líquidos graníticos por ocasião de processos anatéticos (anatexia parcial) que acompanhariam o metamorfismo regional.

As rochas aqui discutidas apresentam boa correlação

com parte da unidade dos migmatitos da Serra da Bandeira, tanto a nível mineralógico e textural, quanto a nível composicional, diferindo apenas pelo aparecimento de um cortejo de rochas bem diversificadas e por se apresentarem tectônicamente mais deformadas.

5.1.3 - Seqüência da Serra de Paracambi

São rochas que apresentam textura granoblástica, granítica, granoblástica-cataclástica e cataclástica, aparecendo nestas últimas termos como protomilonitos, milonito gnaisses etc. Muitas vezes a recristalização se superpõe à deformação de tal modo que os antigos porfiroclastos se apresentam recristalizados e passam a assumir aspectos de porfiroblastos. Os vestígios de uma deformação anterior podem ser reportados nos porfiroclastos.

São distinguidas duas gerações de microclíneo e de plagioclásio: a primeira na forma de porfiroclastos, com microgranulação nos bordos, e a segunda fazendo parte da matriz, num mosaico granoblástico, sendo freqüentes texturas de equilíbrio. O microclíneo de segunda geração apresenta relações de interpenetração com os outros minerais, principalmente com o plagioclásio. Além disso, ele é encontrado na forma de cristais intersticiais permeando a rocha.

Um aspecto que chama atenção nessas rochas, a nível de lâmina, é a tendência de alguns minerais, como a biotita e o plagioclásio, por exemplo, de se agruparem em leitos com certa continuidade lateral. Na maioria das amostras, é marcante a pobreza em biotita, perfazendo esta em média 10% da mineralogia total. Este mineral é encontrado com freqüência circundando cristais porfiroblásticos ou porfiroclásticos de microclíneo e de plagioclásio da primeira geração.

A granada e a sillimanita são freqüentemente registradas nessas rochas, ganhando maior expressão principalmente ao nível dos gnaisses tipo kinzigitos, ocasião em que os cristais de granada podem chegar a ter de 1,5 a 2,0 cm. Esta última pode ocorrer como porfiroclasto ou como porfiroblasto e levar ao desenvolvi

mento de zona de sombra de pressão (Fotomicrografia 11).

A sillimanita dispõe-se em cristais agrupados no plano de foliação principal, desenhando dobras com perfis abertos (Fotomicrografia 12).

5.1.4 - Seqüência de Barão de Vassouras

As rochas graníticas exibem evidências de deformação nos limites intragranulares e intergranulares, embora não o suficiente para romper as texturas de equilíbrio estabelecidas durante a cristalização das mesmas (Fotomicrogradia 8).

A presença nessas rochas de lamelas de biotita suborientas e de quartzo com extinção ondulante, ao lado de deformação nos limites granulares, é indicativa de que as deformações ainda persistiam durante a época de sua colocação ("emplacement"). Ressalta-se a ocorrência de textura com arranjo granofírico e mirmequítico, fazendo parte de uma matriz de granulação mais fina, emoldurando cristais maiores de K-feldspato (ortoclásio) e de quartzo, podendo aparecer este último em cristais com formas angulosas (Fotomicrografia 7). Isto pode ser indicativo de uma cristalização magmática com uma organização textural em condições relativamente próximas à superfície.

As rochas granitóides diferem das acima mencionadas principalmente devido à granulação mais grosseira, presença de megacristais, textura porfiróide e maior riqueza em máficos (biotita ± 20%). A textura destas rochas mostra vestígios de deformação especialmente nos megacristais de microclíneo e de plagioclásio. Este último exibe corrosão de borda mais freqüente do que o primeiro. Além disso, os cristais de plagioclásio apresentam-se geralmente sericitizados, ao lado de outros minerais como epídoto, clinozoisita e carbonato.

Em algumas amostras, o plagioclásio é antipertítico e encontra-se invadido pelo microclíneo tardio, que é correlativo, no tempo, ao intercrescimento mimerquítico e gráfico, ambos não de

formados.

Os gnaisses são caracterizados por textura geralmente granolepidocataclástica ou granocataclástica, dependendo da maior ou menor quantidade de biotita. Destaca-se a presença de microclíneo e de plagioclásio de duas gerações. O microclíneo de primeira geração ocorre como porfiroclasto de contorno reentrante e é circundado amiúde pelo microclíneo de segunda geração em equilíbrio intragranular com a matriz.

Algumas dessas rochas apresentam, com freqüência, predominância de plagioclásio sobre o K-feldspato, resultando numa composição granodiorítica a tonalítica, de forma semelhante ao que foi descrito no capítulo anterior para a seqüência dos biotita plagioclásio-gnaisses que afloram entre o rio Paraíba do Sul e a cidade de Valença.

Todavia, as rochas ora em questão apresentam diferenças substanciais do ponto de vista textural, pois as deformações a que foram sujeitas estão amplamente registradas em seus minerais e são refletidas em suas texturas. Um traço mais ou menos característico nestas rochas é a presença de granada. Este mineral comparece algumas vezes como parte da mineralogia principal e, nestes casos, é acompanhado geralmente pela formação de sillimanita de aspecto fibroso (fibrolita). Ocorre como porfiroblasto, geralmente deformado (porfiroclasto) e contém inclusões freqüentes de quartzo, biotita e, eventualmente, plagioclásio.

5.1.5 - Rochas Cataclásticas

Apresentam um desenvolvimento generalizado na região estudada, afetando rochas de natureza e composições variáveis. Incluem principalmente tipos em que a recristalização é um traço textural característico, resultando daí todo um cortejo de rochas cataclásticas recristalizadas.

As observações de campo indicam que os processos de deformação cataclástica afetaram rochas com história metamórfica an-

terior, incluindo entre elas rochas com estrutura migmatítica.

A textura destas rochas é marcada pela presença de uma matriz fortemente orientada, de granulação mais fina, a qual contrasta com grãos maiores que constituem os porfiroclastos. A matriz é muito recristalizada, numa organização granoblástica ou granolepidoblástica, com mosaico granular freqüentemente equilibrado.

É marcante o aparecimento de quartzo, alinhado na forma de cordões ou de fitas, em cristais que se agregam lateralmente, de forma lamelar ou placóide, que responde juntamente com a biotita pela orientação da rocha.

Reconhece-se pelo menos duas gerações distintas de microclíneo. A primeira, e mais antiga, como porfiroclastos, muito deformados, com forte extinção ondulante, e a segunda, recristalizada juntamente com outros minerais. Ocorrem ainda cristais intersticiais de microclíneo, permeando a matriz previamente recristalizada, sendo indicativos de uma terceira geração de fase tardia à deformação.

O plagioclásio, da mesma forma, aparece como integrante da matriz e como porfiroclasto, sendo freqüentemente sericitizado e de difícil caracterização quanto ao teor de An.

Os porfiroclastos apresentam-se invariavelmente com extinção ondulante, bordos corroídos, assumindo formas elipsoidais e arredondadas, com recristalização dos grãos menores que os circundam. Na presença de zona de sombra de pressão, nas extremidades dos porfiroclastos, desenvolve-se agregado mineral com a mesma composição da matriz.

5.1.6 - Rochas Granitóides

São rochas que exibem sistematicamente texturas granocataclástica e granoporfirocataclástica, e que refletem deformações contemporâneas as suas colocações "emplacement". Os cristais

de microclíneo e de plagioclásio ocorrem numa matriz com textura de equilíbrio e como megacristais com bordas corroídas (porfiroclastos), sendo aqueles geralmente pertítico e este ocasionalmente antipertítico. O quartzo também indica duas gerações. São visíveis cristais de mirmequita e de micropegmatito cortando os porfiroclastos e que estão ligados a uma fase mais tardia, a qual prosseguiu no tempo após ter cessado a deformação.

Em algumas lâminas, o plagioclásio apresenta evidências de zoneamento com a borda menos cálcica do que o interior, passando de plagioclásio do tipo albita para o tipo oligoclásio.

5.2 - Análise das Fases de Mobilizados

São discutidos neste capítulo as diferentes fases de mobilizados, que foram reconhecidas na região estudada e que se ligam provavelmente a episódios distintos de migmatização. Esta dedução é baseada principalmente na correlação com as fases de dobramento que as afetam e com suas respectivas sucessões temporais.

5.2.1 - Primeira Fase de Mobilizado (Mn)

Ocorre geralmente na forma de leitos tabulares e lenticulares, invariavelmente deformados, fortemente estirados, de granulação grosseira e pegmatóide, às vezes como tipo pegmatito complexo, com predomínio de feldspato em relação a quartzo, portando pouca biotita ($< 5\%$) e sendo comum a presença de granada.

Esta fase de mobilizado (Mn) é afetada por dobras de perfis apertados e isoclinais, geralmente isoladas e interrompidas por outra fase de mobilizado mais nova. Estes aspectos são freqüentemente observados nas seqüências de Barão de Vassouras e de Paracambi.

5.2.2 - Segunda Fase de Mobilizado (Mn+1)

É caracterizada pela presença de leitos pegmatóides mais

espessos e com extensão lateral maior do que os da primeira fase. São de forma tabular e lenticular, com adelagaçamento lateral, na forma de "boudins", mas geralmente não rompidos, concordantes e subcordantes com a foliação principal, sendo constituídos muitas vezes essencialmente de Feldspatos que podem perfazer de 80 a 90% da mineralogia total da rocha. São pobres em biotita e podem constituir-se apenas de quartzo.

Esta fase de mobilizado trunca geralmente a fase mais antiga e encontra-se afetada por dobras de perfis entre aberto e fechado, as quais são de uma geração mais nova do que aquelas que afetam a primeira fase do mobilizado (Fotos 9 e 5).

5.2.3 - Terceira Fase de Mobilizado (Mn+2)

Esta fase encontra-se geralmente expressa por veios discordantes que seccionam os das fases anteriores. Tais veios podem preencher fraturas e falhas, sendo às vezes seccionados pelas últimas e isentos de dobramento. Localmente, em leitos subconcordantes, podem ocorrer pequenas ondulações que podem evoluir para dobras de perfis muito abertos. São grosseiros, pegmatóides, não foliados e não orientados, podendo conter pequena quantidade de magnetita.

Esta fase de mobilizado ocorre também na forma de finos leitos que se dispõem, ao longo de uma clivagem de fratura de posição plano axial, nas dobras de quarta geração (Fig. 8.3).

5.3 - Análise do Metamorfismo

A análise conjunta dos dados petrográficos e texturais contidos nos capítulos anteriores é indicativa de que estamos na presença de uma região de evolução muito complexa, com superposição de metamorfismo e de deformação, afetando rochas de diferentes níveis crustais. Estes aspectos têm sido demonstrados por outros autores que trabalharam no segmento norte da Faixa Paraíba do Sul, como Costa e Marchetto (1978), Campanha (1980) e Oliveira (1980 e 1983). A superposição de ciclos orogênicos já é conhecida desde os

trabalhos de geocronologia de Cordani et al (1969 e 1973).

5.3.1 - Metamorfismo de Facies Granulito

O metamorfismo de facies granulito é registrado numa estreita faixa de rochas que ocupa a porção noroeste da área estudada. Os dados petrográficos demonstram que estas rochas tiveram uma evolução anterior de facies granulito e que foram sujeitas a novo episódio metamórfico que as recristalizou em facies metamórfico mais baixo. O registro desta evolução anterior está evidenciado na presença de porfiroclastos de orto e clinopiroxênios. Tais minerais ocorrem em meio a uma matriz recristalizada com assembléia mineralógica compatível com o facies anfibolito.

Com base nas informações petrográficas e nas associações de facies anfibolito, juntamente com o apoio da literatura especializada sobre o assunto, algumas considerações podem ser efetuadas sobre as condições de metamorfismo.

Tomando como referência as associações mineralógicas observadas numa mesma lâmina delgada, e assumindo que elas estiveram em equilíbrio antes da deformação, podem-se estabelecer as seguintes assembléias minerais:

(1) Hornblenda + plagioclásio + quartzo + clinopiroxênio.

(2) Hornblenda + plagioclásio + clinopiroxênio + granada + quartzo ± ortopiroxênio.

(3) Hornblenda + plagioclásio + clinopiroxênio + ortopiroxênio + quartzo.

Lambert & Heier (1968), ao estudarem rochas granulíticas do escudo australiano, reconheceram três tipos de terrenos granulíticos: os de baixa, de média e de alta pressão. Relacionam ao primeiro tipo uma maior proporção de rochas ácidas, e aos segundo e terceiro, de rochas intermediárias e básicas. Para os terrenos granulíticos de média pressão, descrevem a associação de plagioclásio + hiperstênio ± clinopiroxênio + quartzo. A associação olivina

+ plagioclásio torna-se incompatível. A cordierita é instável, aparecendo sillimanita e depois cianita. Para os de alta pressão referem a associação granada + clinopiroxênio + hiperstênio + plagioclásio.

Miyashiro (1975) considera que no facies granulito de média e de alta pressão há ausência de cordierita e a relação Fe^{2+}/Mg é menor do que no de baixa pressão.

De Waard (1965) discute a ocorrência de granada em terrenos de facies granulito na região de Adirondack e demonstra que sua presença, ou não, é função inicialmente da composição global da rocha. Nos charnoquitos aluminosos ocorre a formação concomitante de granada e ortopiroxênio, enquanto nos tipos cálcicos isto não se verifica. Da mesma forma, não se registra a ocorrência de granada nos metabasitos mais cálcicos. Além disso, esse autor apresenta uma série de reações que marcam a passagem do facies amandina-anfibolito para facies granulito.

De Waard (1967) estima que a temperatura mínima para o início do facies granulito na região de Adirondack é por volta de 700ºC, e que este valor marcaria o aparecimento da isógrada do hiperstênio. Para a isógrada da granada-clinopiroxênio, ele sugere temperatura mínima de 760ºC. Além do mais, admite para muitas rochas da região temperatura mínima de 800ºC com pressão de carga de até 10 Kb e profundidade por volta de 35 km.

Green & Ringwood (1967) discutem os resultados de investigações experimentais a partir da cristalização de rochas basálticas, em condições de alta temperatura e pressão, bem como relacionam estes estudos a assembléias minerais observadas em gabros, piroxênio-granulitos e eclogitos, estabelecendo daí critérios para subdivisão das rochas de facies granulito em tipos de alta, intermediária e baixa pressão.

Griffim & Heier (1969), ao estudarem rochas de facies granulito no norte da Noruega, descrevem a ocorrência extensiva de granada como mineral secundário nessas rochas e creditam sua forma

ção às condições de média pressão, de acordo com o que foi definido por Green & Ringwood (1967).

O facies granulito de alta pressão é caracterizado pela associação granada + clinopiroxênio + quartzo, sendo incompatíveis hiperstênio e plagioclásio, enquanto o de pressão intermediária é caracterizado pela associação de ortopiroxênio + plagioclásio, sendo incompatíveis olivina e plagioclásio. Finalmente, o de baixa pressão é caracterizado pela associação de olivina + plagioclásio e pela ocorrência de cordierita.

Manna & Sen (1974), ao estudarem a origem da granada em granulitos básicos nos arredores de Saltora, India, concluíram que a presença da mesma não representa um subfacies de pressões mais elevadas no facies granulito. Descrevem várias texturas de intercrescimento simplectítico, especialmente entre granada-ilmenita e granada-quartzo (± albita), que seriam favoráveis à dupla reação hornblenda + quartzo $\Longrightarrow$ piroxênio cálcico + granada + albita + H_2O e ortopiroxênio + anortita $\Longrightarrow$ granada.

A faixa estimada de condições de temperatura e de pressão a partir dos dados experimentais situa-se no intervalo de 750 a 830ºC e de 6 a 8,5 Kb.

Os autores concluem que, para a região de Saltora, a granada foi desenvolvida em decorrência do resfriamento numa composição mais rica em ferro e não devido ao aumento da pressão, conforme tem sido discutido extensivamente por De Waard (1964, 1965 e 1967) para os terrenos granulíticos da região de Adirondack.

Wood (1975), ao estudar a influência da pressão e da composição global no aparecimento de granada em ortognaisses do sul de Harris, Escócia, estimou, com base em modelos termodinâmicos de soluções sólidas, para as reações olivina + plagioclásio $\Longrightarrow$ granada + plagioclásio + quartzo, temperaturas de 800 a 860ºC e pressões de 10 a 13 Kb.

A correlação dos dados petrográficos e texturais dos

granulitos estudados com as informações petrológicas colhidas na literatura permite apontar algumas considerações gerais sobre as condições metamórficas dessas rochas, quais sejam:

1º) As assembléias mineralógicas determinadas se enquadram no metamorfismo catazonal de facies granulito de diversos autores, a saber: subfacies hornblenda granulito de Turner & Verhoogem (1960) e subzona hiperstênio - plagioclásio granulito com hornblenda de Winkler (1977).

2º) O não registro de cianita e de cordierita nas rochas estudadas afasta a possibilidade de se considerá-las como integrantes de terreno granulítico de alta e baixa pressão, respectivamente.

3º) Tomando por referência a classificação de Lambert & Heier (1968), as rochas granulíticas da região estudada encontram correspondência com os terrenos granulíticos de média pressão, haja visto a equivalência das associações mineralógicas (1) e (3) e uma boa aproximação dos tipos composicionais. A presença de granada na associação (2) pode ser devido à composição da rocha original, de forma análoga ao que é discutido em Manna & Sen (1974) e Miyashiro (1975). Da mesma forma, as associações (1) e (3) correspondem aproximadamente à associação de média pressão, definida por Green & Ringwood (1967) a partir de dados experimentais.

4º) A ausência generalizada de K-feldspato nas assembléias mineralógicas (1), (2) e (3) foi determinada provavelmente pela composição original das rochas pré-granulitizadas, haja visto a presença de termos deficientes em K-feldspato, conforme fica demonstrado através da composição essencialmente tonalítica dessas rochas.

5º) O aparecimento de granada (tipo almandina) numa assembléia mineral ao lado do ortopiroxênio (2) pode ser devido à presença de tipos mais aluminoso com deficiência de cálcio (De Waard 1965). Manna & Sen (1974), ao contrário de De Waard (op.cit.), não atribuem a formação de granada ao aumento da pressão, mas sim a uma composição mais rica em ferro na rocha original.

Griffim & Heier (1969) atribuem às condições de pressão média de acordo com o trabalho de Green & Ringwood (1967). Miyashiro (1975) considera que a formação e a composição da granada são fortemente controladas pela razão $Al_2O_3/(Mg) + FeO)$ e FeO/MgO e pelas condições de oxidação da rocha.

6º) Com base no aparecimento de granada numa das assembléias estudadas (2) podem-se considerar os seguintes parâmetros de pressão e de temperatura para formação das rochas granulíticas em questão: 6-8,5 Kb e 750-830ºC (Manna & Sen,1974); 10 a 13 Kb e 800 a 860ºC (Wood, 1975); 5 a 10 Kb e 700 a 850º C (Hensen & Green, 1973); 10 Kb e 760ºC (como valores mínimos - De Waard, 1967).

Esses dados são, no geral, coerentes com os parâmetros de temperatura e pressão, calculados por Oliveira (1980 e 1981) para as rochas granulíticas do segmento norte da Faixa Paraíba do Sul, a partir da coexistência de orto e clinopiroxênio nessas rochas, com valores situados entre 850º e 880ºC e pressões totais inferiores a 8 Kb. A partir destes dados, estima uma profundidade de cerca de 30 km para a formação dessas rochas, com gradiente geotérmico entre 30 e 35ºC/km para o arqueano nessa região.

5.3.2 - Metamorfismo de Facies Anfibolito

O metamorfismo de facies anfibolito deixa o seu registro na maioria das rochas que ocorrem na região e a sua caracterização fica evidenciada através das associações mineralógicas, incluindo mineral índice de metamorfismo, e presença generalizada de migmatização em grande parte das seqüências.

Mesmo os granulitos discutidos anteriormente apresentam, na sua matriz, uma associação mineralógica compatível com o facies anfibolito, diferindo fundamentalmente das outras seqüências pela ausência de K-feldspato recristalizado na matriz e pela composição mineralógica notadamente diferente dos porfiroclastos. Enquanto nos granulitos dominam porfiroclastos de orto e clinopiroxênio ao lado de plagioclásio antipertítico, nas rochas de facies

anfibolito ocorrem essencialmente microclíneo pertítico e plagioclásio.

A correlação dos dados petrográficos e das transformações texturais com as associações mineralógicas observadas numa mesma lâmina, às vezes com textura de equilíbrio, torna possível trazer à luz algumas informações relativas ao significado metamórfico e deformacional dessas rochas, bem como da provável natureza do material original. Abaixo são listadas as associações mineralógicas identificadas nas diferentes seqüências de rochas estudadas:

I - Associação Mineralógica da Seqüência de Quirino

1º) biotita plagioclásio-gnaisse

A) Plagioclásio + quartzo + K-feldspato (microclíneo) + biotita

B) Plagioclásio + quartzo + K-feldspato (microclíneo) + biotita ± hornblenda

2º) Anfibolitos e/ou calcossilicáticas

C) Hornblenda + clinopiroxênio + plagioclásio

D) Hornblenda + plagioclásio + biotita ± quartzo

E) Hornblenda + plagioclásio + biotita + quartzo + titanita

II - Associação Mineralógica da Seqüência de Barão de Vassouras

1º) Gnaisses migmatíticos, granitóides e rochas cataclásticas

F) K-feldspato (microclíneo) + quartzo + plagioclásio + biotita

G) K-feldspato (microclíneo) + quartzo + plagioclásio + biotita ± granada

H) Quartzo + plagioclásio + biotita + granada ± sillimanita

2º) Anfibolitos

I) Hornblenda + plagioclásio + quartzo

J) Hornblenda + plagioclásio + quartzo + clinopiroxênio

K) Tremolita/actinolita ou cummingtonita/grunerita

3º) Rochas calcossilicáticas

L) Clinopiroxênio + hornblenda + plagioclásio + quartzo ± titanita ± granada

4º) Mármore

M) Carbonato + flogopita ± clinopiroxênio

N) Carbonato (calcita) + clinopiroxênio + flogopita ± zoisita e clinozoisita

III - Granitóides

O) Quartzo + K-feldspato (microclíneo) + plagioclásio + biotita

P) Quartzo + K-feldspato (microclíneo) + plagioclásio + biotita ± hornblenda

IV - Associação mineralógica da Seqüência da Serra de Paracambi

1º) Gnaisse Granitóide e Kinzigítico

Q) Quartzo + microclíneo + plagioclásio + biotita

R) Quartzo + microclíneo + plagioclásio + biotita ± granada ± sillimanita

2º) Anfibolitos

S) Hornblenda + plagioclásio + clinopiroxênio + quartzo

T) Hornblenda + plagioclásio + clinopiroxênio

3º) Rochas calcossilicáticas

U) Quartzo + plagioclásio + clinopiroxênio + hornblenda

Para Turner (1981), o facies anfibolito é caracterizado pelo aparecimento do par hornblenda e plagioclásio (An $\geq$ 25) nas rochas básicas e de almandina, estaurolita e polimorfos Al_2SiO_5 (sozinhos ou associados) nas pelíticas. O limite inferior é marcado pela substituição da actinolita por hornblenda aluminosa e do plagioclásio do tipo albita pelo tipo oligoclásio. O limite superior é marcado pela desidratação das micas e dos anfibólios com o surgimento de assembléias minerais anidras como piroxênios (clino e orto), feldspatos, sillimanita (ou cianita), granada rica em almandina e cordierita (Turner, op. cit.).

O facies anfibolito corresponde ao metamorfismo de grau médio de Winkler (1977), cujos limites são definidos por reações minerais específicas. O limite inferior é estabelecido pelo aparecimento de estaurolita ou cordierita, ao lado de biotita a partir da transformação nas rochas pelíticas, de clorita na presença de muscovita e geralmente de quartzo. Estas reações são as mesmas assinaladas por Winkler (1965 e 1967). O limite superior é fixado pelo desaparecimento de muscovita na presença de quartzo com formação de feldspato ao lado de Al_2SiO_5 mais água, sob condições de pressão d'água de 4 Kb e temperatura da reação a 680ºC ($\pm$ 10ºC).

Para Winkler (op. cit.), o aparecimento dos migmatitos é indicativo para se estabelecer o limite do metamorfismo de grau forte.

É importante na discussão do metamorfismo o conceito de "séries de facies metamórfica" e da "linhagem metamórfica" (Metamorphic lineage) introduzidos respectivamente por Miyashiro (1973)e Dentex (1965). Este conceito tem um significado tectônico e distribui os terrenos metamórficos, no primeiro caso, em terrenos de baixa, média e alta pressão, e, no segundo, em de alta temperatura,intermediária e alta pressão.

Os anfibolitos representam associação mineralógica com hornblenda e plagioclásio, ao lado geralmente de clinopiroxênio e quartzo. A formação de minerais anidros se deve mais provavelmente à deficiência em água da rocha original do que a um facies de meta

morfismo mais elevado.

Os dados petrográficos permitem situar essas rochas na porção superior do facies anfibolito de Turner (1981) e de Winkler (1965 a 1977) ou no limite superior do grau médio de Winkler (1977), bem como enquadrá-las num tipo bárico de pressão intermediária, de acordo com as classificações de Miyashiro (1973) e de Dentex (1965).

A natureza do material original dos gnaisses é muitas vezes difícil de ser deduzida, exceto quando aparecem associações de minerais aluminosos com granada e sillimanita ou de quantidades expressivas de biotita e quartzo, os quais são mais indicativos de uma derivação sedimentar. Acresce-se a isto, nos gnaisses, a presença generalizada de textura com aspecto plutônico. Mesmo assim, apesar da ausência de dados geoquímicos, podem-se fazer algumas considerações sobre o material pré-metamórfico dos gnaisses.

A Seqüência de Quirino, representada principalmente pelos biotita plagioclásio-gnaisses migmatizados, a julgar pela grande homogeneidade petrográfica e de campo, bem como pela ausência de assembléias mineralógicas de origem tipicamente sedimentar, sugere derivação de material original ígneo.

A Seqüência de Barão de Vassouras apresenta níveis de origem nitidamente sedimentar, com mármore e calcossilicáticas associados, ao lado de biotita gnaisses contendo assembléia mineralógica com granada e sillimanita. Todavia, esses termos de derivação sedimentar representam, aparentemente, subordinações no conjunto.

A Seqüência de Paracambi, apesar de seu aspecto granitóide, apresenta caracteristicamente a ocorrência de granada ao lado de sillimanita, em pelo menos um nível na serra homônima, o qual possui persistência lateral ao longo da serra de Paracambi e das Araras. Inclui ainda intercalações de calcossilicáticas. São gnaisses oriundos provavelmente de rochas sedimentares tipo arcoseanas e quartzo-feldspáticas ou até mesmo de sedimentos arenosos impuros para o nível dos gnaisses tipo kinzigitos.

A análise conjunta dos dados petrográficos e texturais com os das assembléias mineralógicas dos diferentes conjuntos de gnaisses, ao lado das observações de campo e do apoio das informações obtidas na literatura, torna possível discutir alguns aspectos das condições metamórficas evolutivas dessas rochas.

A correlação dos dados petrográficos indica que os gnaisses em questão tiveram uma evolução metamórfica e deformacional anterior, compatível com o nível crustal do facies anfibolito, cujo vestígio da assembléia mineral correspondente encontra-se expresso através dos porfiroclastos, principalmente de microclíneo, plagioclásio e granada. A superposição de outra fase de metamorfismo nessas rochas foi acompanhada de deformação em alguns lugares, enquanto que, em outros, os vestígios foram obliterados, pois a recristalização foi mais intensa do que a deformação.

A relação das fases de metamorfismo com as fases de mobilizados é indicativa da ocorrência de migmatização no curso das duas culminações do metamorfismo.

Um aspecto generalizado nessas rochas é a presença bimodal de feldspatos, tanto na matriz quanto nos porfiroclastos, variando apenas nas suas proporções e nas suas relações, de tal modo que as seqüências possuem composição que varia desde granítica (3A e 3B), passando por granodiorítica e tonalítica, até quartzo diorítica.

A assembléia mineralógica dominante nas diferentes seqüências de gnaisses é expressa principalmente por quartzo, microclíneo, plagioclásio, biotita e, eventualmente, mais hornblenda. Algumas incluem granada e sillimanita. As seqüências diferem fundamentalmente nas proporções entre estes minerais.

CAPÍTULO VI

6. ANÁLISE DAS ESTRUTURAS

6.1 - Mesoestruturas (Dobras)

6.1.1 - Morfologia das Dobras de Primeira Fase (Dn)

As dobras de primeira fase são encontradas apenas localmente. Possuem morfologia semelhante ao das dobras de segunda fase e resultam por superposição um padrão de interferência do tipo 3 de Ramsay (1967, Figs. 5.1, 5.2, 5.3 e 5.4). O estilo das dobras desta fase é muito semelhante ao da fase subseqüente e o reconhecimento seguro de uma delas é tarefa geralmente difícil, pois uma transposição intensa nessas rochas oblitera os vestígios das fases de dobramentos precoces.

A presença de estruturas disruptas, com dobras sem raízes, tipo "rootless", exibindo forte achatamento tectônico perpendicular à foliação principal (de transposição - Sn+1), geralmente atribuídas à segunda fase de dobramento, podem vincular-se a esta fase mais precoce.

6.1.2 - Morfologia das Dobras de Segunda Fase (Dn+1)

As dobras de segunda fase são comuns nas seqüências estudadas e o seu desenvolvimento é generalizado na região. A nível de afloramento, materializam-se por dobras isoladas, interfoliares, sem continuidade lateral, em meio ao bandamento gnássico que enseja características evidentes de transposição. Tais dobras afetam um bandamento metamórfico anterior, com melanossoma e leucossoma bem diferenciados (Foto 6), este último tendo sido caracterizado como primeira fase de mobilizado.

As dobras desta fase possuem perfis cerrados e isoclinais, de ordem geralmente decimétricas, com amplitude maior do que o comprimento de onda, numa relação expressa por fato em torno

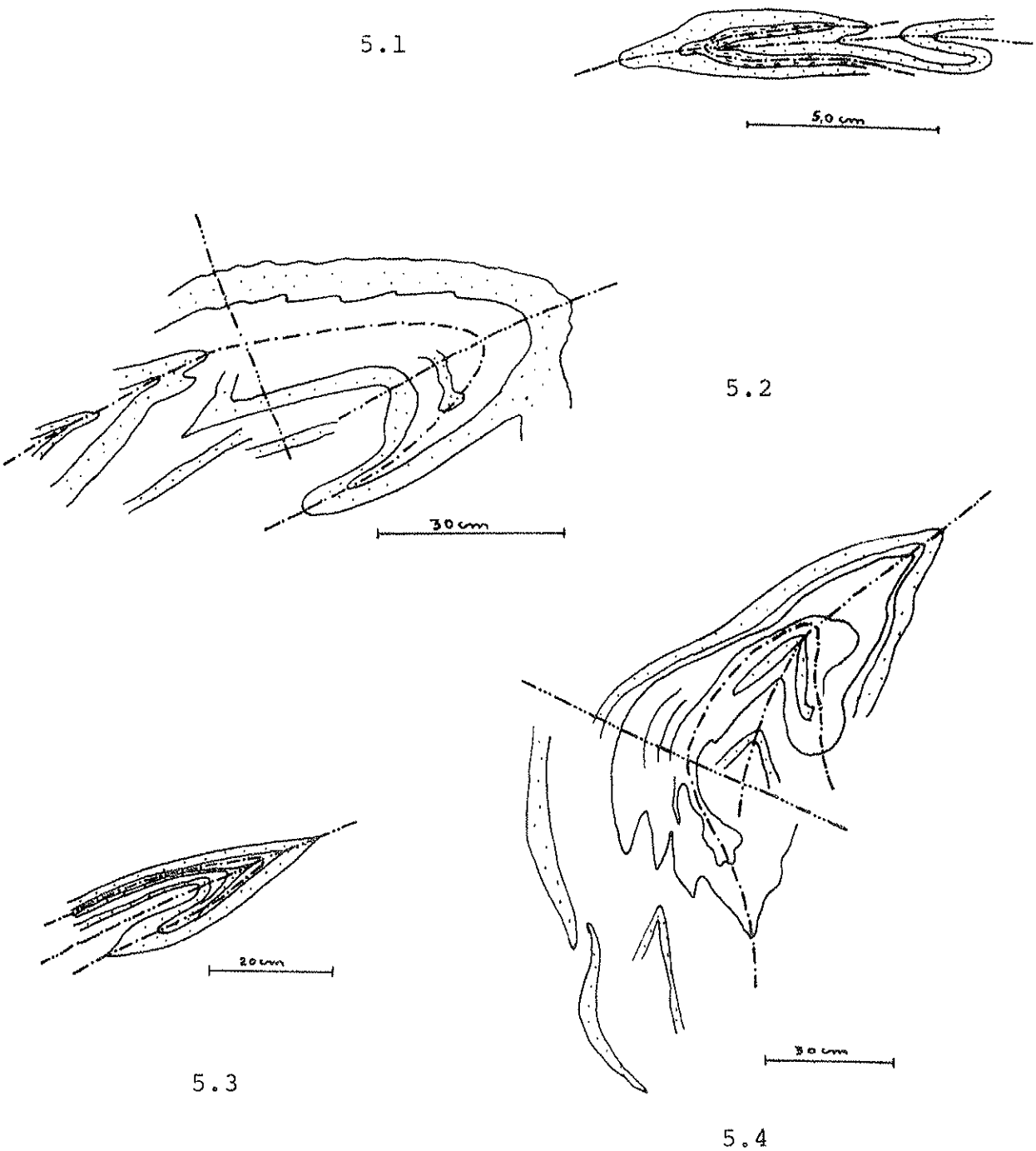


Fig. 5.1 - Dobras Dn e Dn + 1, com padrão de interferência do tipo 3, afetando mobilizado de fase Mn. São dobras isoclinais a cerradas com espessamento de charneira e adelagaçamento de flancos. Seqüência de Paracambi.

Fig. 5.2 e 5.4 - Idêntico à fig.anterior, com superposição de dobras Dn+2 de perfis abertos, em biotita plagioclásio gnaisse migmatizado da seqüência de Quirino.

Fig. 5.3 - Dobras superpostas (tipo 3) com ápices agudos e charneiras espessadas. A fase Dn é isoclinal e a Dn+1 cerrada com flancos bem desenvolvidos. Afetam biotita plagioclásio-gnaisse migmatizado da seqüência de Quirino.

2,5 vezes (Foto 7). Ocorrem dobras tipo similares, com o arco externo mais fechado do que o arco interno (Figs. 6.1 e 6.2).

Existe uma certa dependência na configuração das zonas de charneira das dobras desta fase com a litologia. Nas rochas calcossilicáticas elas são geralmente mais desenvolvidas do que nas outras litologias (Figs. 6.1, 6.3, 6.4, 6.5, 6.6, 6.7 e 6.8). Nestas são mais freqüentes charneiras com ápices agudos (Figs. 6.9, 6.10 e 6.11). Todavia, podem ocorrer exemplos, embora raramente, em que os dois tipos de charneiras aparecem lado a lado na mesma dobra (Fig. 6.13). Isto foi registrado apenas em leitos quartzo-feldspáticos ligados à migmatização. Ocorre um tipo de dobra pouco comum com ângulo interflancos negativo, assumindo formas complexas do tipo "Ômega" (Fig. 6.14).

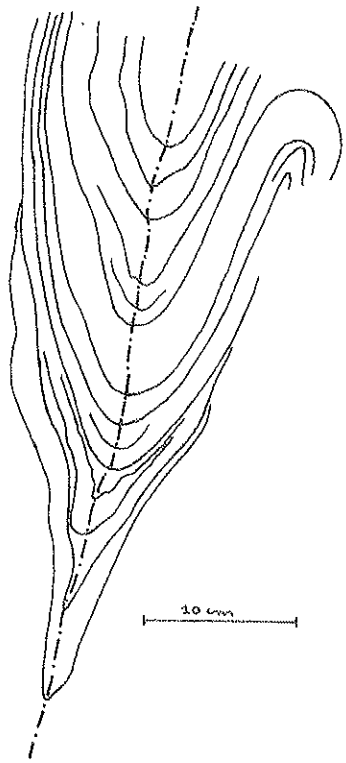
São comuns estruturas tipo "rootless" que, segundo alguns autores, como Whitten (1968), por exemplo, representam evidências de transposição das estruturas (Fig. 6.35). Tais estruturas denotam rompimento nos flancos e representam aparentemente os estágios mais evoluídos da transposição, pois ocorrem dobras que são muito sugestivas de estágios intermediários (Figs. 6.15, 6.16, 6.17 e 6.18).

Essas dobras desenham, muitas vezes, formas em "Z" ou "S" que são indicativas da polaridade das estruturas relacionadas a esta fase (Figs. 6.15, 6.16, 6.19 e 6.20).

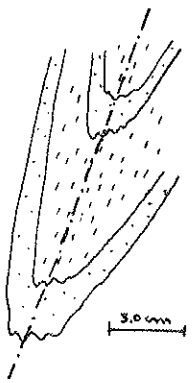
O plano axial dessas dobras possui direção concordante com a da foliação principal e inclinação dependente da sua localização nas dobras de terceira fase. O rumo dos eixos acompanha igualmente o da direção da foliação principal, com caimento muito fraco, geralmente inferior a 10º, sendo respectivamente para os quadrantes NE e SW.

6.1.3 - Morfologia das Dobras de Terceira Fase (Dn+2)

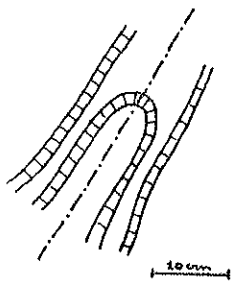
As dobras de terceira fase são muito freqüentes na porção setentrional da área estudada e ocorrem tanto na escala mesos-



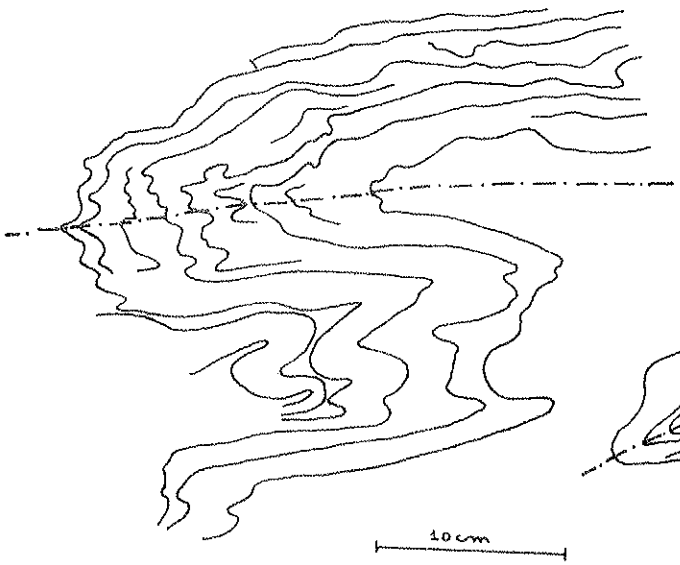
6.1



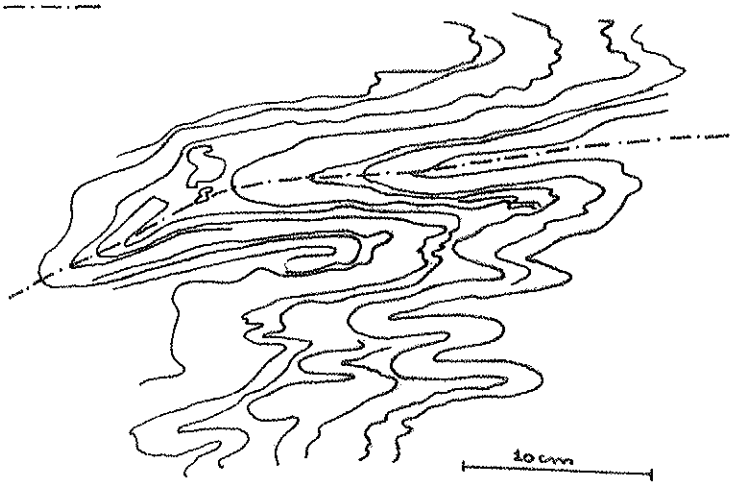
6.2



6.3



6.4



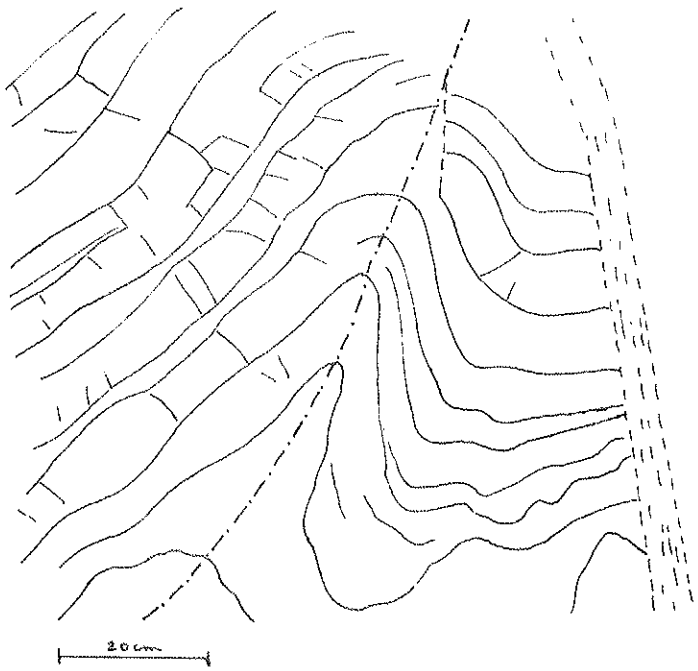
6.5

Fig. 6.1 - Dobra Dn+1 isoclinal a cerrada com charneira espessada e arco externo mais fechado do que o interno. Calcossilicática da seqüência de Paracambi.

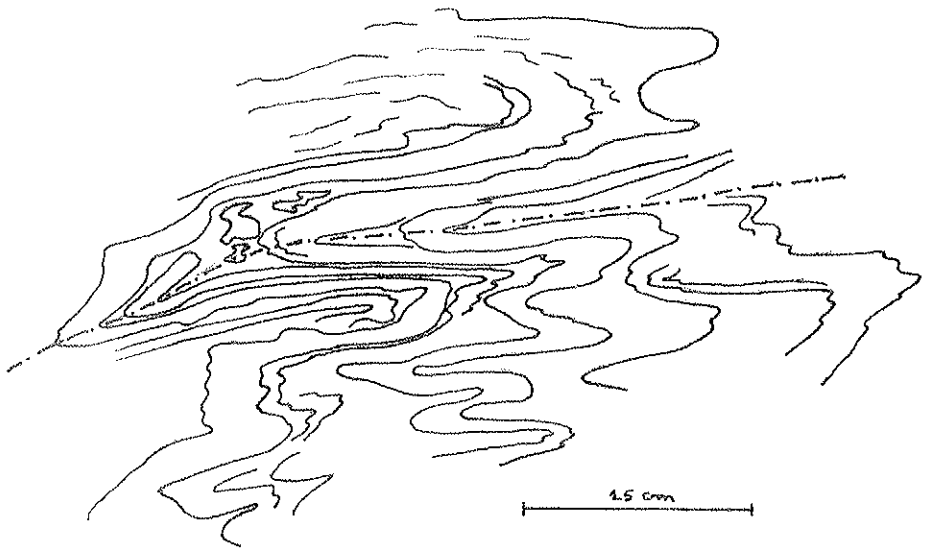
Fig. 6.2 - Dobra Dn+1 cerrada com charneira espessada em hornblenda gnaisse da seqüência de Quirino.

Fig. 6.3 - Dobra Dn+1 isoclinal em calcossilicática da seqüência de Paracambi.

Fig. 6.4 e 6.5 - Dobras Dn+1 isoclinais com charneiras bem desenvolvidas em níveis calcossilicáticos da seqüência de Barão de Vassouras.



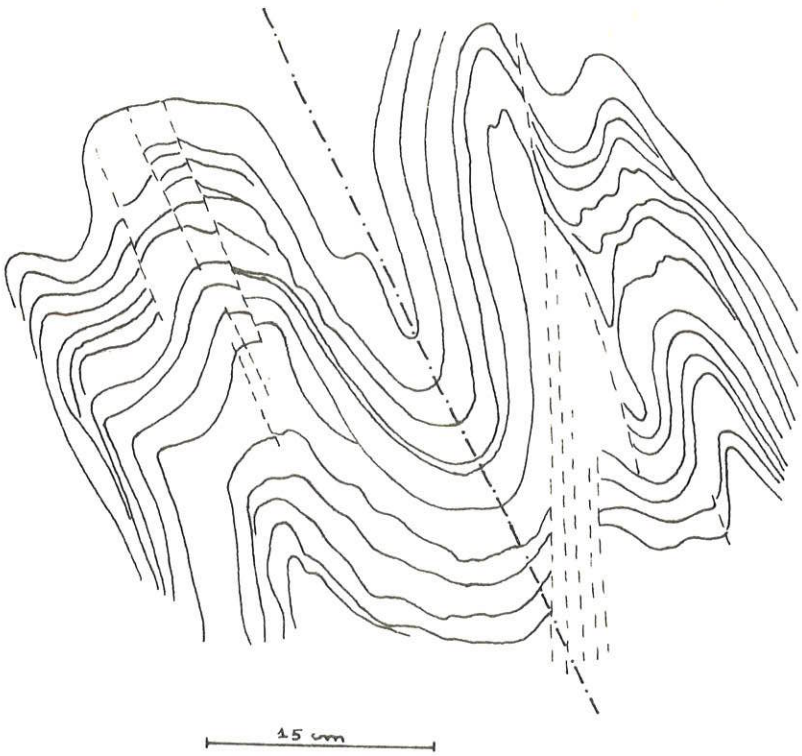
6.6



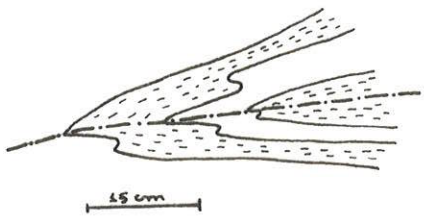
6.7

Fig. 6.6 - Dobra Dn+1 fechada com espessamento de charneira em alguns níveis e mudanças de curvatura da superfície dobrada. Presença de pequena zona de cisalhamento. Calcossilicática da seqüência de Vassouras.

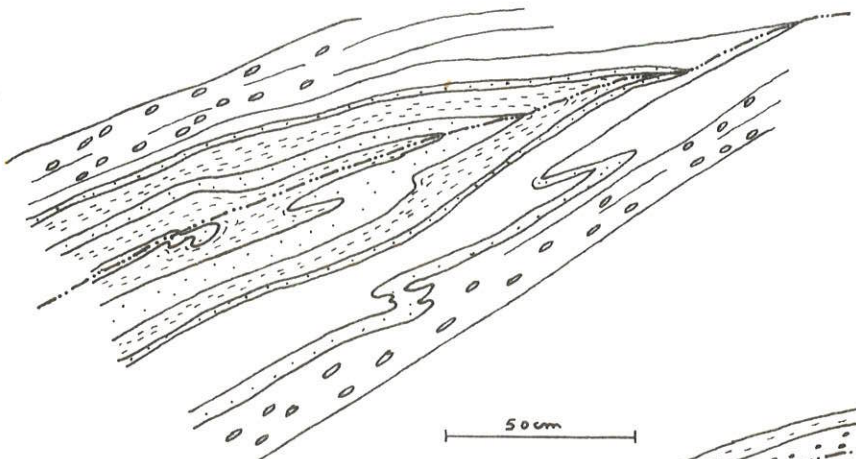
Fig. 6.7 - Dobra Dn+1 isoclinal com desarmonia dos leitos e rompimento dos mais competentes. Calcossilicática da seqüência de Barão de Vassouras.



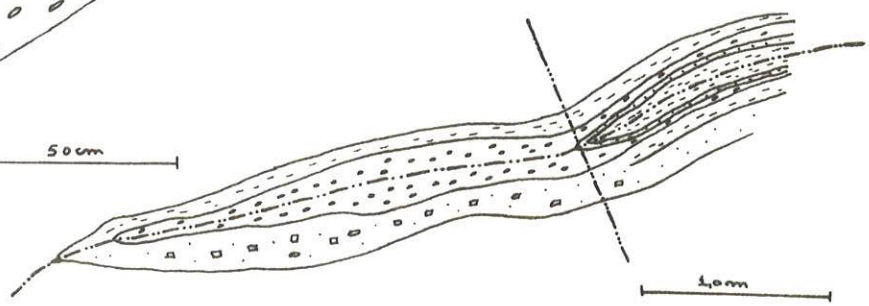
6.8



6.9



6.10

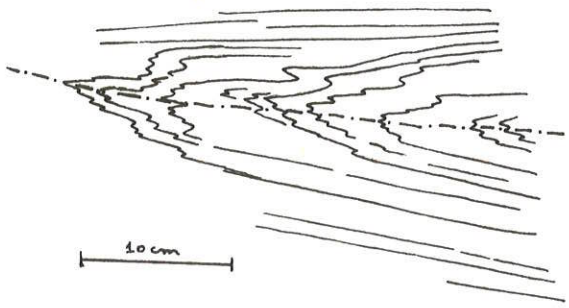


6.11

Fig. 6.8 - Dobra Dn+1 com zona de charneira bem desenvolvida e pequenos deslocamentos paralelos ao traço do plano axial. Calcossilicática da seqüência de Paracambi.

Fig. 6.9 e 6.10 - Dobras cerradas e isoclinais com ápices agudos e charneiras espessadas. Biotita gnaisse com leitos porfiroblásticos da seqüência de Quirino.

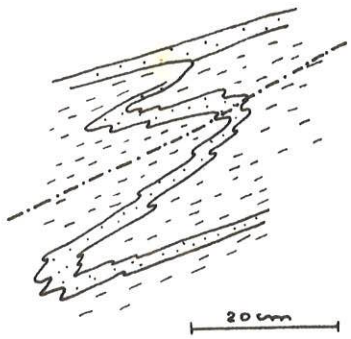
Fig. 6.11 - Dobra Dn+1 isoclinal com charneira fortemente espessada e redobrada pela fase Dn+2. Biotita gnaisse porfiroblástico da seqüência de Qui-



6.12

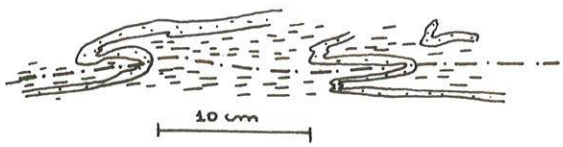
6.13

6.14

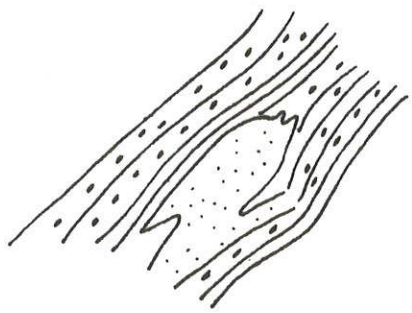


6.15

6.16



6.17



6.18

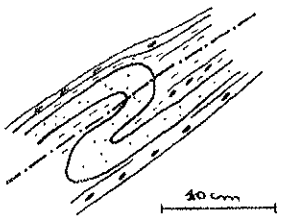
Fig. 6.12 - Dobra Dn+1 cerrada a isoclinal com charneira espessada em clacossilicática da seqüência de Barão de Vassouras.

Fig. 6.13 - Dobras Dn+1, afetando mobilizado Mn, com variação de morfologia entre uma zona de charneira e outra. Seqüência de Quirino.

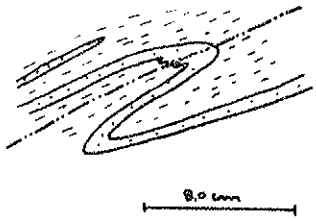
Fig. 6.14 - Dobra Dn ou Dn+1, interfoliar, com ângulo interflanco negativo do tipo "ômega". Seqüência de Quirino.

Fig. 6.15, 6.16 e 6.17 - Dobras Dn+1 interfoliares em forma de Z ou S que afetam mobilizado Mn, respectivamente, das seqüências de Quirino, Paracambi e Barão de Vassouras.

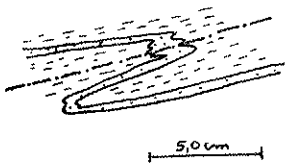
Fig. 6.18 - Dobra Dn+1 disrupta que afeta mobilizado Mn em meio a foliação de transposição ST1. Biotita plagioclásio-gnaisse migmatizado da seqüência de Quirino.



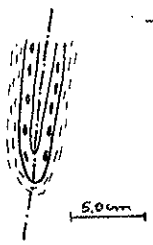
6.19



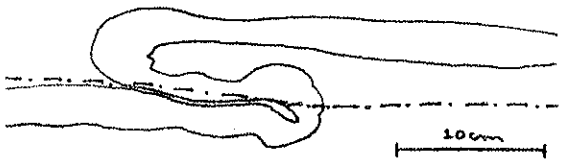
6.20



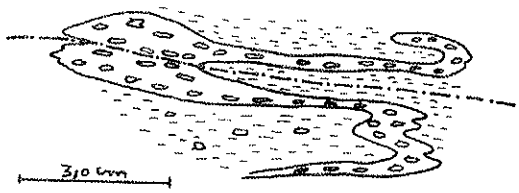
6.21



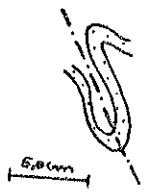
6.22



6.23



6.24



6.25

Fig. 6.19 - Dobra Dn+1 isoclinal, interfoliar, com charneira espessada, afetando mobilizado Mn em biotita gnaisse porfiroblástico migmatizado da seqüência de Paracambi.

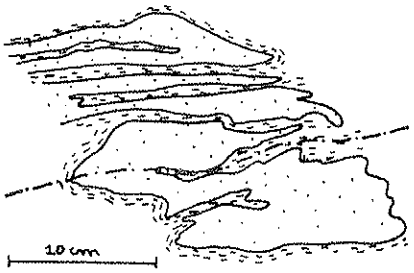
Fig. 6.20 e 6.21 - Dobras Dn+1 cerradas, interfoliares, em biotita gnaisse fino e quartzito granadífero da seqüência de Paracambi.

Fig. 6.22 - Dobra Dn+1 isoclinal em biotita gnaisse porfiroblástico da seqüência de Quirino.

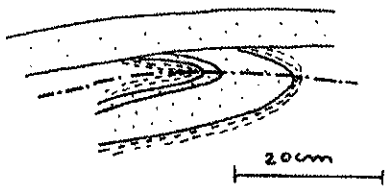
Fig. 6.23 - Dobra Dn+1 isoclinal que afeta mobilizado Mn em biotita gnaisse laminado da seqüência de Barão de Vassouras.

Fig. 6.24 - Dobra Dn+1 isoclinal com charneira espessada em migmatito bandado da seqüência de Japeri.

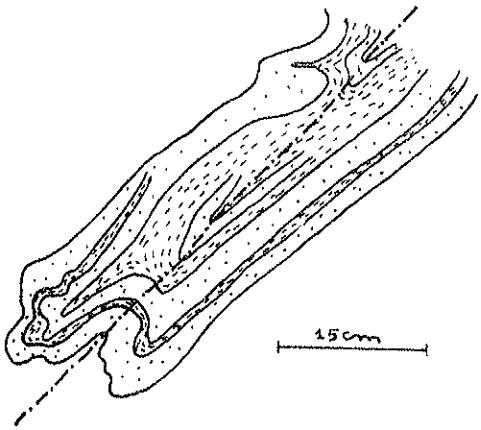
Fig. 6.25 - Dobra Dn+1 que afeta mobilizado Mn da seqüência de Quirino.



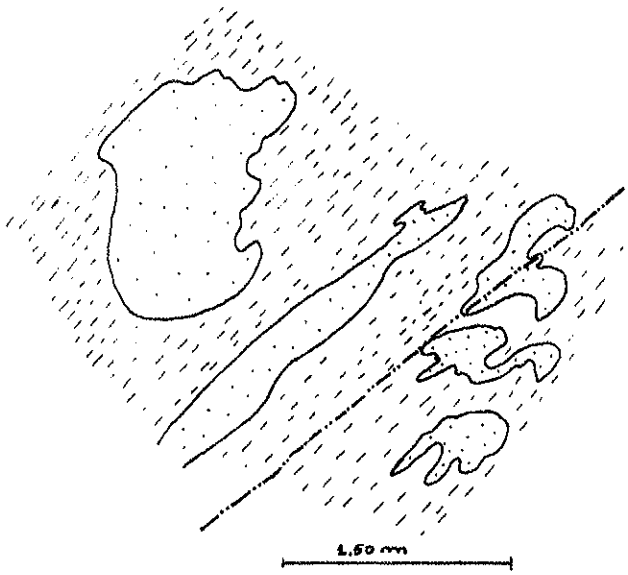
6.26



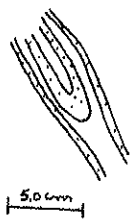
6.27



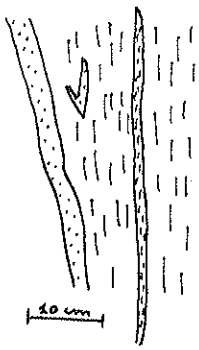
6.28



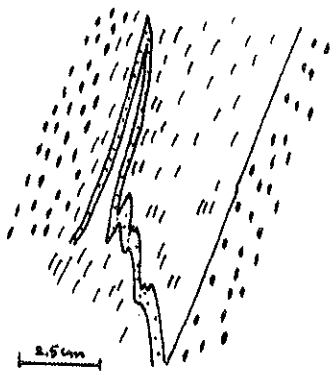
6.29



6.30



6.31



6.32

Fig. 6.26 - Dobras Dn+1, interfoliares, disruptas, tipo "rootless", com charneiras espessadas e flancos adelgaçados. Biotita plagioclásio-gnaisse migmatizado da seqüência de Quirino.

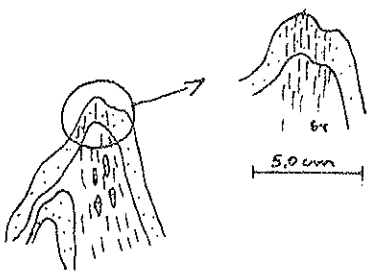
Fig. 6.27 - Dobra Dn+1 que afeta mobilizado Mn e é truncada pelo mobilizado Mn+1 em biotita plagioclásio-gnaisse migmatizado da seqüência de Quirino.

Fig. 6.28 - Dobra Dn+1 isoclinal com charneira desenvolvida e que afeta mobilizado Mn da seqüência de Quirino.

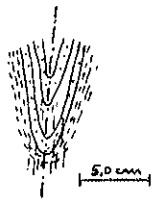
Fig. 6.29 - Dobras Dn+1 descontínuas em anfibolitos da seqüência de Quirino.

Fig. 6.30 - Dobra Dn+1 isoclinal contida na foliação de transposição ST1 em biotita gnaisse da seqüência de Vassouras.

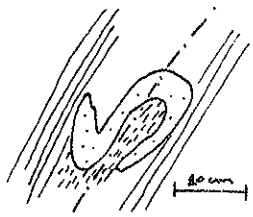
Fig. 6.31 e 6.32 - Dobras Dn+1 de cisalhamento, com avançado processo de transposição, em milonito gnaisse e blastomilonito da seqüência de Vas-



6.33

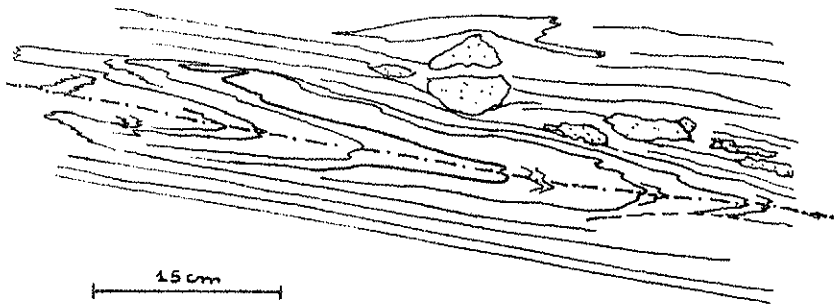


6.34

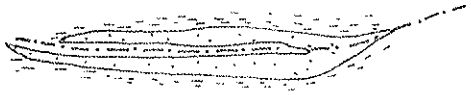


6.35

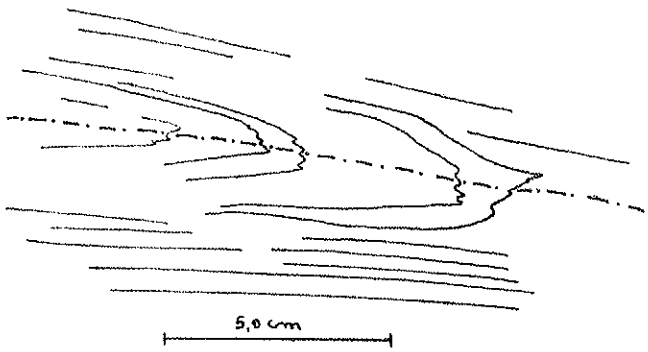
6.36



6.37



6.38



6.39

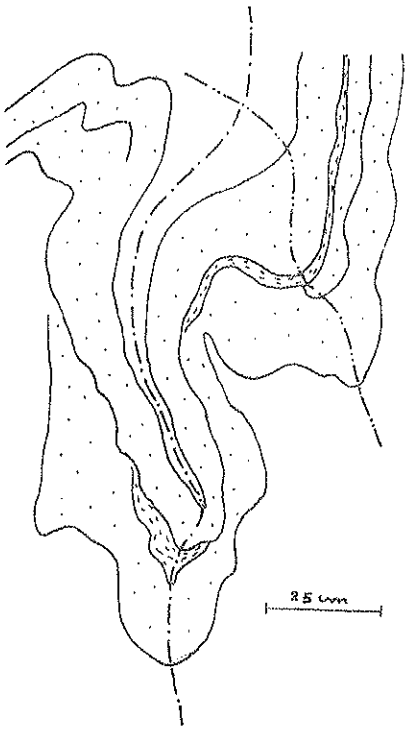
Fig. 6.33 e 6.34 - Dobras Dn+1 de perfis cerrado e fechado com geração de foliação Sn+2 plano axial em biotita plagioclásio-gnaisse migmatizado da seqüência de Quirino.

Fig. 6.35 - Dobra Dn+1, disrupta, tipo "rootless", em biotita gnaisse porfiroblástico laminado da seqüência de Barão de Vassouras.

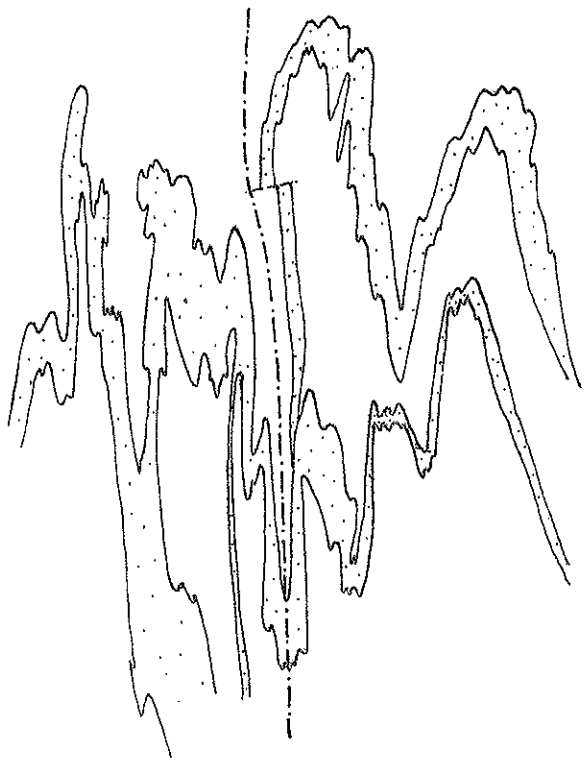
Fig. 6.36 - Dobra Dn+1 isoclinal que afeta mobilizado Mn em milonito gnaisse da seqüência de Barão de Vassouras.

Fig. 6.37 e 6.39 - Dobras Dn+1 de perfil cerrado a isoclinal, com charneiras espessadas e ápices agudos. Biotita gnaisse fitado e calcossilicática da seqüência de Barão de Vassouras.

Fig. 6.38 - Dobra Dn+1 isoclinal que afeta mobilizado Mn de migmatito da seqüência de Barão de Vassouras.



6.40



6.41

Fig. 6.40 - Dobra Dn+1, de perfil cerrado, redobrada pela fase Dn+2 aberta com espessamento de charneira. Migmatito estromatítico da seqüência de Quirino.

Fig. 6.41 - Dobra Dn+1 em avançado processo de transposição com paralelização dos flancos e coincidência da superfície anterior (Sn) com a nova foliação (Sn+1) em posição plano axial.

cópica quanto macroscópica, sendo responsáveis pelo delineamento das estruturas maiores nos perfís. São facilmente identificáveis nos afloramentos, pois afetam a foliação principal de transposição.

Na escala de afloramento tipificam-se por dobras de perfis entre abertos e fechados, sendo comuns com ângulos interflancos por volta de 90º, possuindo comprimento de onda geralmente maior do que a amplitude (Foto 8).

Nos cortes geológicos as dobras desta fase desenham perfis geralmente mais abertos do que às da escala de afloramento e neste caso podem ser classificadas como dobras suaves e abertas.

A relação das superfícies dobradas desta fase mostra que a curvatura do arco externo se aproxima da curvatura do arco interno, resultando muitas vezes dobras do tipo concêntricas (Figs. 7.1, 7.2, 7.3, 7.4 e 7.5).

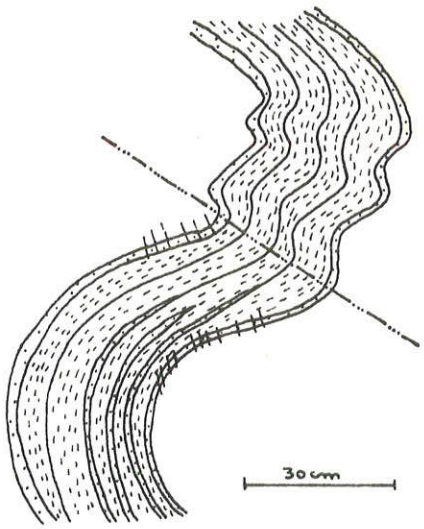
Localmente pode ocorrer pequeno espessamento de charneira (Fig. 7.6) e desenvolvimento incipiente de foliação em posição plano axial com preenchimento freqüente por quartzo.

O plano axial dessas dobras tem direção em torno de N40-70E e mergulhos geralmente fortes, às vezes verticalizados, caindo para NW ou SE. Os eixos possuem caimento suave nos rumos NE e SW.

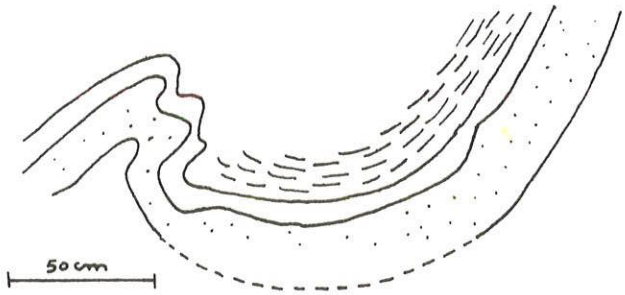
6.1.4 - Morfologia das Dobras de Quarta Fase (Dn+3)

As dobras de quarta fase são geralmente restritas às zonas de cisalhamento e a sua geração está intimamente ligada ao movimento de transcorrência ocorrido no interior das mesmas.

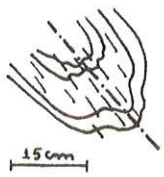
A morfologia desta fase é bem característica, aparecendo dobras que desenham ondulações de perfis suaves, localmente abertos, de ordem decimétrica a métrica, com grande comprimento de onda e pequena amplitude, numa relação de aproximadamente 4:1. Tais dobras não apresentam variação de espessura ao longo dos leitos en



7.1

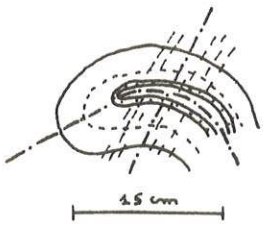


7.2

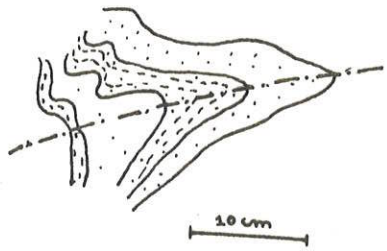


7.3

7.4



7.5



7.6

Fig. 7.1 - Dobra Dn+2 fechada com charneira desenvolvida em biotita gnaisse da seqüência de Vassouras.

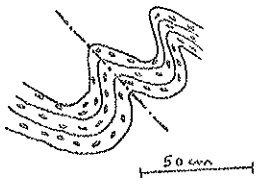
Fig. 7.2 - Dobra Dn+2 desarmônica em milonito gnaisse da seqüência de Vassouras.

Fig. 7.3 - Dobra Dn+2 com geração de foliação Sn+2 plano axial em biotita gnaisse da seqüência de Barão de Vassouras.

Fig. 7.4 - Dobra Dn+2 de perfil fechado e cerrado com pequeno espessamento de charneira em biotita gnaisse porfiróide da seqüência de Barão de Vassouras.

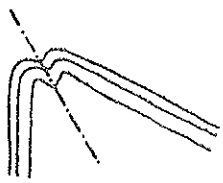
Fig. 7.5 - Dobra Dn+2 superposta a Dn+1 com geração de clivagem de fratura Sn+2 em posição plano axial.

Fig. 7.6 - Dobra Dn+2 com charneira levemente espessada e redução de curvatura do arco interno. Gnaisse migmatizado da seqüência de Quirino.

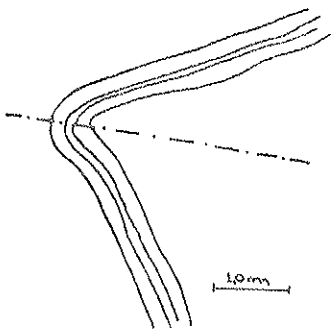


7.7

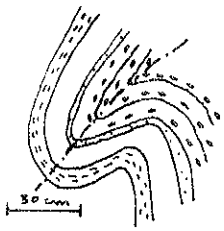
7.8



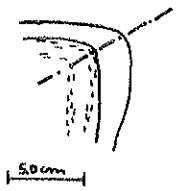
7.9



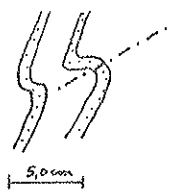
7.10



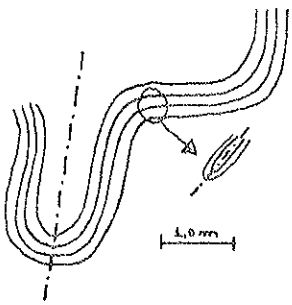
7.11



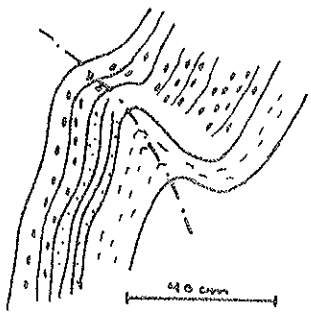
7.12



7.13



7.14



7.15

Fig. 7.7 - Dobra Dn+2 de perfil fechado com arco interno de mesma curvatura que o externo. Biotita gnaisse porfiroblástico da seqüência de Vassouras.

Fig. 7.8 - Dobra Dn+2 aberta em gnaisse laminado da seqüência de Vassouras.

Fig. 7.9 e 7.10 - Dobras Dn+2 de perfis fechado a aberto em biotita gnaisse e milonito xisto da seqüência de Quirino.

Fig. 7.11, 7.12, 7.13 e 7.15 - Dobras de perfis fechado a aberto com charneiras desenvolvidas em biotita gnaisse bandado com leitos porfiróides da seqüência de Barão de Vassouras.

Fig. 7.14 - Dobra Dn+2, com charneira desenvolvida e arcos (interno e externo) da mesma curvatura, contendo dobra interfoliar da fase Dn+1. Milonito xisto da seqüência de Barão de Vassouras.

tre as superfícies dobradas (Figs. 8.1, 8.2 e 8.3).

O plano axial dessas dobras apresenta direção NW-SE, com mergulho subvertical e eixos de caimento forte no rumo SE ou NW, muitas vezes com valor angular coincidente com a reta de maior declividade do plano.

6.2 - Macroestruturas

6.2.1 - Perfís Geológico-Estruturais

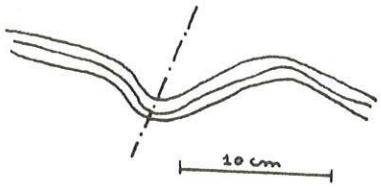
São discutidos neste capítulo 9 perfis geológicos-estruturais, executados perpendiculares às estruturas, dispostos segundo a orientação NW-SE, abrangendo as principais seqüências da área estudada. Os perfis são apresentados na escala de 1:25.000, tendo sido montados sem sobrelevação com a finalidade de evitar a distorção das estruturas.

6.2.1.1 - Perfis da Seqüência de Quirino (Fig. 9)

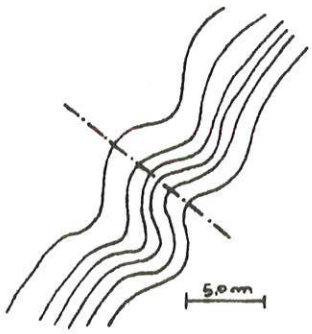
Os dois perfís levantados na seqüência de Quirino apresentam boa correlação lateral e transversal das estruturas e definem dobras abertas com comprimento de onda da ordem de centenas de metros e amplitude da ordem geralmente de dezenas de metros.

As dobras possuem plano axial subvertical, sem indicação definida de vergência das estruturas relacionadas a esta fase. Este aspecto é compatível com o que foi observado por Machado (1983), no perfil Conservatória-Barra do Piraí-Engº. Morsing, o qual caracteriza entre o vale do rio Paraíba do Sul e Conservatória um domínio sem polaridade tectônica definida.

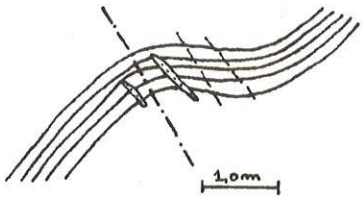
No setor SE do perfil C-D aparecem zonas de cisalhamento que guardam relação geométrica com os planos axiais das dobras de terceira fase desenhadas no perfil. Esta relação se mantém em planta. Tais zonas tornam-se mais expressivas do vale do rio Paraíba para Sul.



8.1



8.2



8.3

Fig. 8.1 - Dobra Dn+3 suave de charneira e flancos desenvolvidos que afeta biotita gnaisse granadífero da seqüência de Quirino.

Fig. 8.2 - Dobra Dn+3 aberta com charneira e flancos desenvolvidos que afeta milonito gnaisse da seqüência de Barão de Vassouras. A curvatura dos arcos interno e externo é a mesma.

Fig. 8.3 - Dobra Dn+3 aberta com arcos (interno e externo) de mesma curvatura. Biotita plagioclásio-gnaisse grosseiro da seqüência de Quirino. Ocorre geração de foliação Sn+3 em posição plano axial preenchida por mobilizado Mn+2 constituído de quartzo.

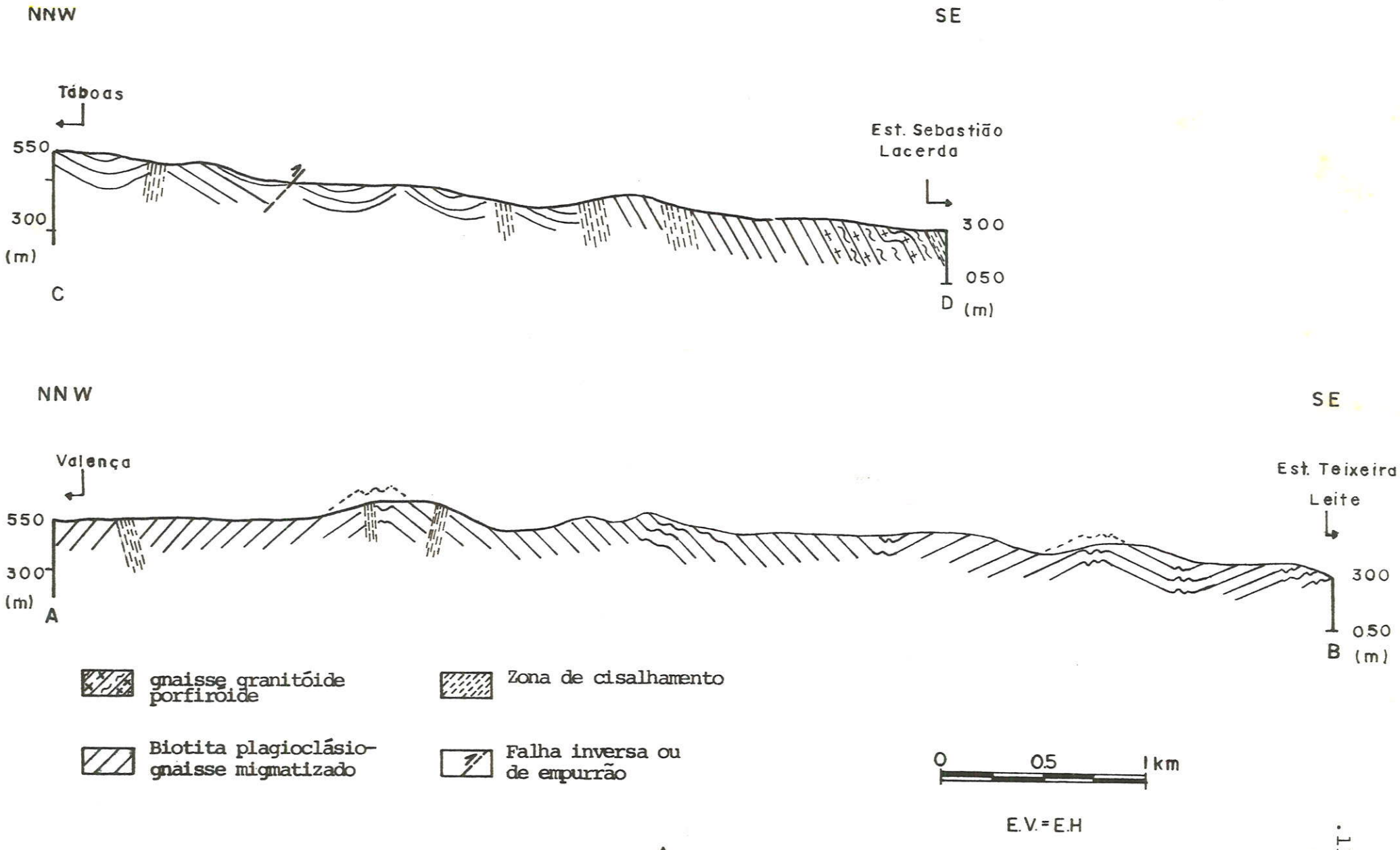


Fig. 09-PERFIS DA SEQÜÊNCIA DE QUIRINO

6.2.1.2 - Perfis da Seqüência de Barão de Vassouras (Fig. 10)

Ao longo destes perfis são reconhecidas três unidades litológicas e petrográficas distintas:

a) unidade de gnaisses com níveis de calcossilicáticas;

b) unidade de biotita gnaisses idênticos aos da seqüência de Quirino;

c) unidade de gnaisses granitóides grosseiros com migmatitos.

A primeira unidade está bem representada na porção central do perfil I-J e ocupa o domínio sinformal da estrutura. Do lado SE da mesma, na interface com a unidade dos biotita gnaisses, aloja-se um corpo granítico. É marcante neste domínio o desenvolvimento de zonas de cisalhamento com forte mergulho.

A segunda unidade caracteriza principalmente os domínios que são realçados por estruturas antiformais e podem ser visualizados nos perfis I-J e E-F. Tais estruturas são geralmente ladeadas por zonas de cisalhamento, e, muitas vezes, flanqueadas por corpos intrusivos de rocha básica (diabásio) ou de granitos,os quais se dispõem de forma concordante.

A terceira unidade ocupa grande parte do perfil G-H, da figura 10, e o setor NW do perfil E-F. Aqui seus limites laterais se fazem por zonas de cisalhamento.

As dobras presentes nestes perfis classificam-se entre abertas e fechadas com aparecimento de expressivas zonas de cisalhamento que ocupam principalmente os domínios sinformais. No perfil I-J as estruturas antiformais possuem zonas de charneiras bem desenvolvidas que, a nível de afloramento, caracterizam-se por uma foliação subhorizontal que desenham dobras de perfis muito suaves.

Do ponto de vista tectônico, evidenciam-se dois sub-domínios; um marcado por zonas de cisalhamento e outro por estruturas antiformais e sinformais, ligeiramente simétricas, com planos

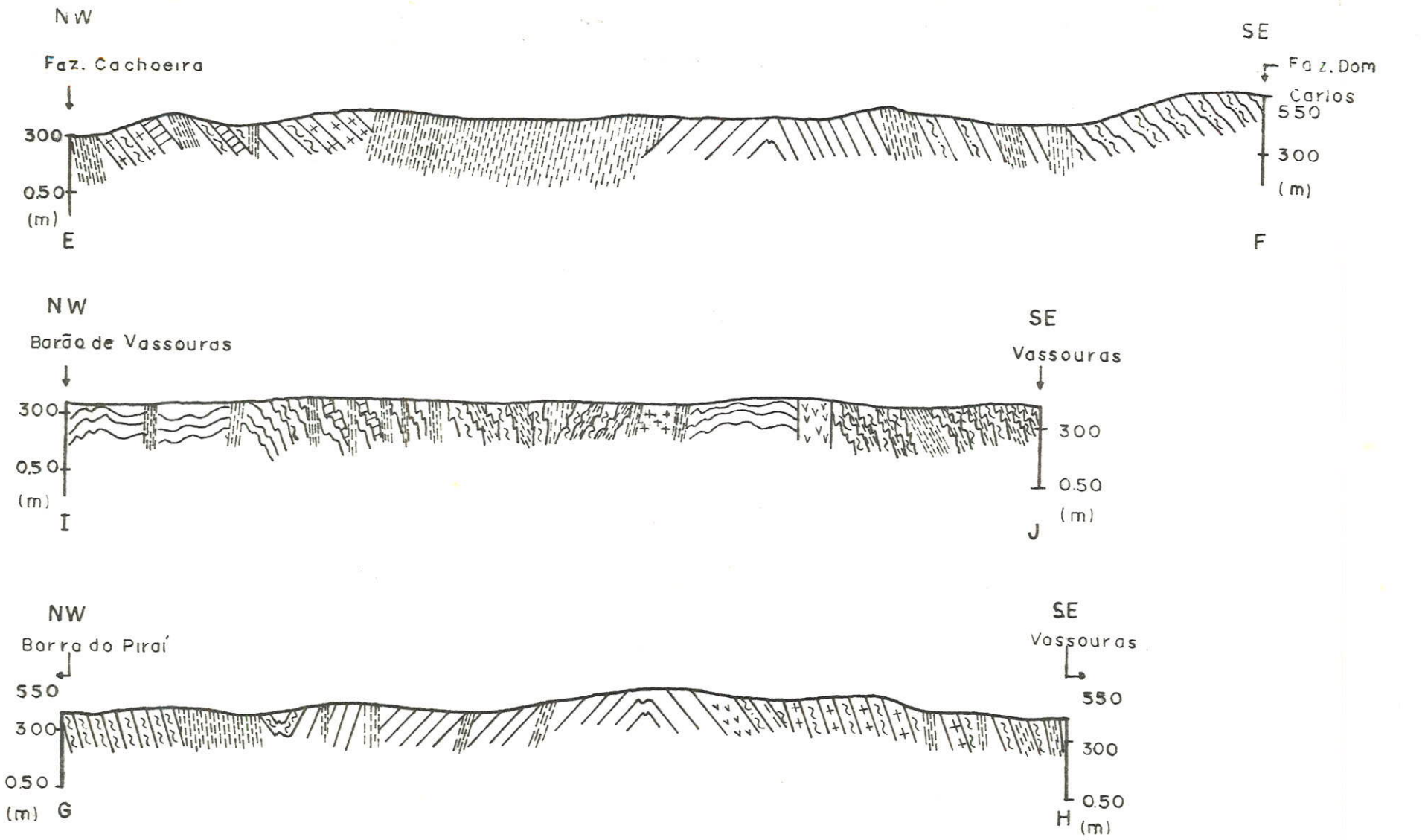


Fig.10 PERFIS DA SEQUÊNCIA DE R. DE VASSOURAS

axiais subverticalizados. A estrutura antiformal do perfil E-F evidencia uma fraca vergência tectônica da terceira fase para o quadrante SE.

6.2.1.3 - Perfis da Seqüência de Paracambi (Fig. 11)

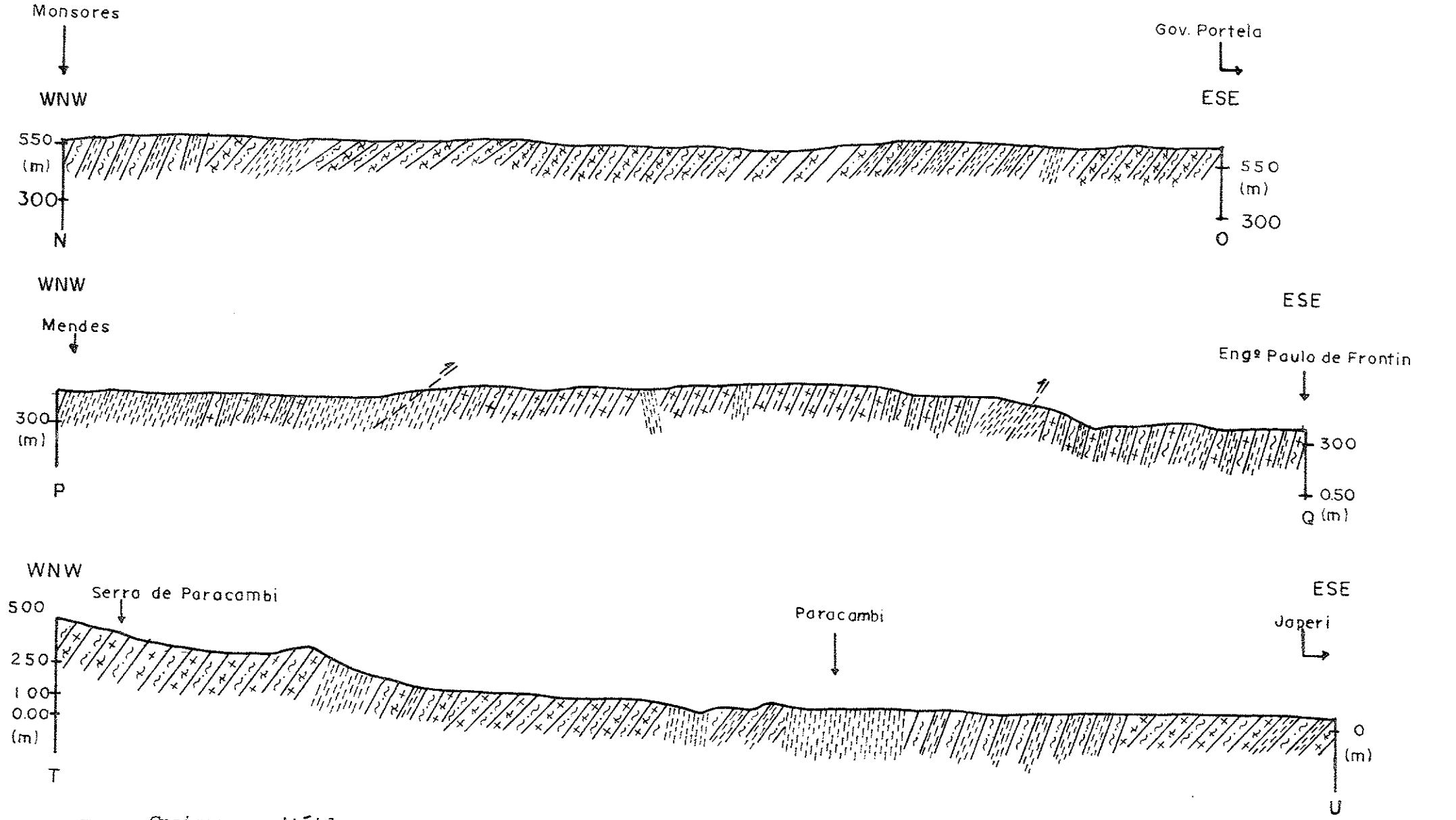
Um traço marcante nestes perfis é o mergulho sistemático do bandamento metamórfico e da foliação cataclástica para o quadrante NW. Esta com valores geralmente acima de 70º e aquela entre 60 e 70º.

As dobras de terceira fase, tão características nos perfis das seqüências anteriores, são aqui substituídas por uma estruturação do tipo homoclinal que, apenal localmente, na escala de afloramento, expressam evidências desta fase.

No perfil P-Q, de WNW para ESE, aparece uma extensa zona de cisalhamento com forte mergulho que passa pela cidade de Mendes e limita-se lateralmente com uma faixa de rochas granitóides. Estas rochas são separadas por outra zona de cisalhamento mais estreita, dos gnaisses granitóides e migmatíticos que ocupam parte da Serra de Paracambi e afloram de Engº. Paulo de Frontim para o sul, até o vale do rio Santana.

O perfil T-U, que passa pela cidade de Paracambi, exemplifica a continuidade do perfil anterior e mostra a repetição lateral das zonas de cisalhamento, bem como a relação geométrica com o bandamento metamórfico anterior. De uma forma geral as rochas representadas nestes perfis apresentam-se quase que invariavelmente com cataclase e, neste contexto, podem ser qualificadas geralmente como protomilonitos e milonito gnaisses.

O perfil N-O é marcado pela presença de gnaisses granitóides, com estrutura discretamente bandada, portando granada, e que nos arredores de Governador Portela, cedem lugar para tipos bastante migmatizados. Para norte, na altura da localidade de Cilândia, são sobrepostos por um nível de gnaisse rico em granada, tipo Kinzigito. Daqui para a frente, pouco antes de Monsores, intercala-se



E.V. = E.H

Fig. 11- PERFIS DA SERRA DE PARACAMBI

um nível de rocha granitóide, muito grosseira, porfiróide, que é substituída rapidamente por gnaisses granitóides mais finos, com textura freqüentemente granoblástica-cataclástica, os quais aparecem a partir de Monsores e continuam para além de Morro Azul.

6.2.1.4 - Perfis na Serra da Bandeira - Seqüência de Japeri (Fig.12)

Estes perfis representam uma unidade granítica no lado oriental da Serra da Bandeira e outra migmatítica no lado ocidental, tendo como limite aproximado o divisor de águas da respectiva serra.

No perfil R-S a unidade migmatítica é marcada pela presença de zonas de cisalhamento, com desenvolvimento de rochas cataclásticas, que se tornam mais evidentes no vale do rio Santana, tendo, inclusive, expressão topográfica. A unidade granítica é orientada e dispõem-se de forma concordante com a foliação das rochas migmatíticas.

Tectônicamente a estrutura da seqüência de Japeri é concordante com a da Serra de Paracambi, sendo separadas pelo falhamento do rio Santana. Provavelmente, a primeira seqüência representa a unidade inferior.

6.3 - Análise Estereográfica e Geométrica

A aplicação da análise esterográfica no estudo da geometria das estruturas é conduzida geralmente através da subdivisão das estruturas maiores em domínios homogêneos de tal modo que estes representem setores de "fabric" planar. A integração dos mesmos possibilita definir a geometria da estrutura como um todo e só então o quadro cinemático pode ser elucidado.

O procedimento para este tipo de estudo é descrito pormenorizadamente no trabalho clássico de Turner e Weiss (1963) e de uma forma mais simplificada em Whitten (1966), Ragan (1968) e Hobbs et al (1976).

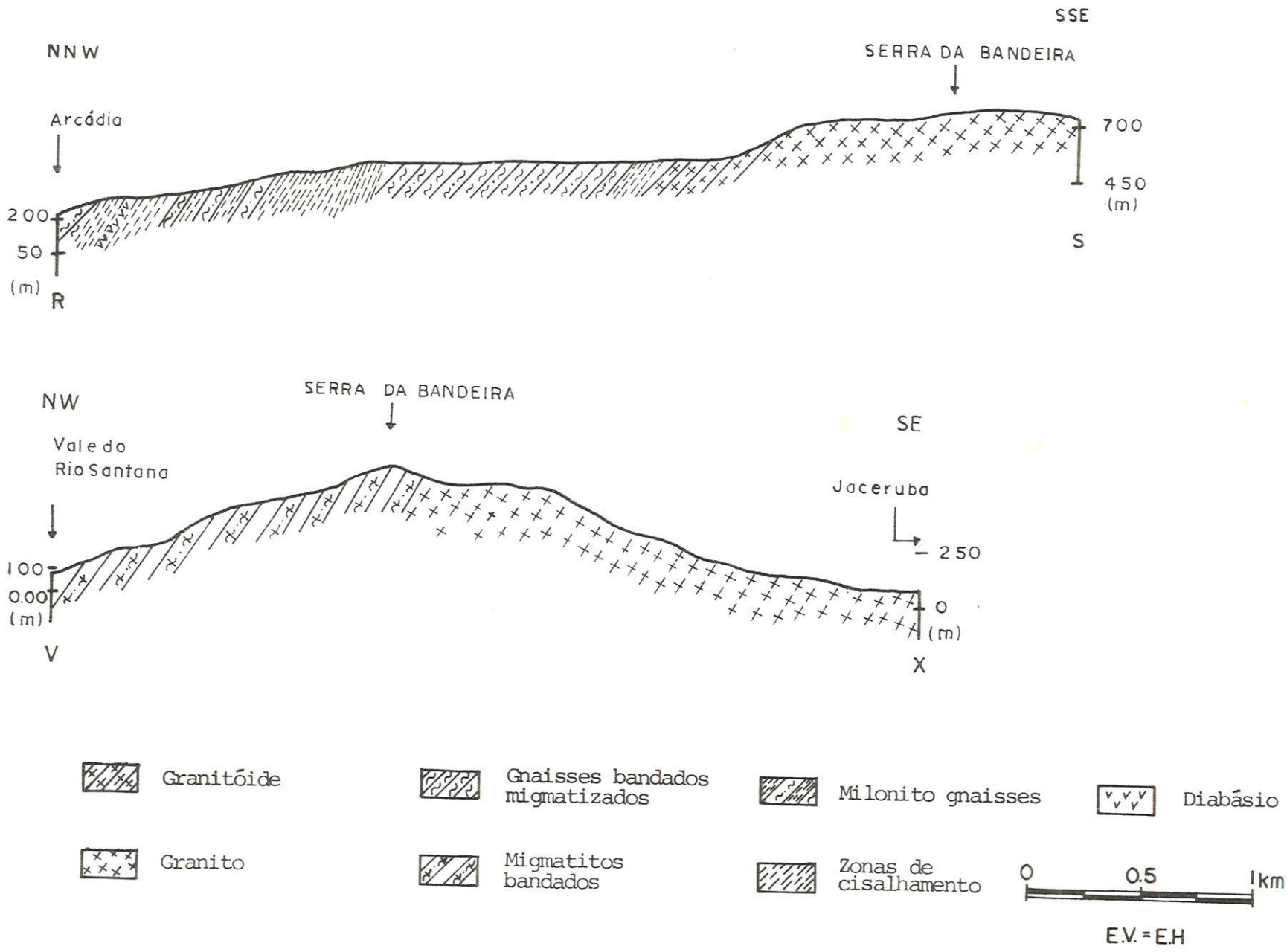


Fig.12-PERFIS VALE DO RIO SANTANA-SERRA DA BANDEIRA

Para o trabalho em pauta será discutido inicialmente a geometria das dobras, tomando como referência a análise das estruturas individuais na escala decimétrica e que são definidas por um número pequeno de dados da superfície dobrada. Em seguida, discutir-se-á a análise geométrica de alguns domínios em que a terceira fase de dobramento está bem desenvolvida, sendo expressa na escala de afloramento e de perfil, permitindo, deste modo, a correlação geométrica em diferentes escalas de pelo menos uma das fases de dobramento.

6.3.1 - Geometria das Dobras de Segunda Fase (Dn+1)

Conforme mencionado anteriormente, esta fase de dobramento superpõe-se a outra mais antiga e resulta um padrão de interferência do tipo 3. De acordo com Ramsay (1962 e 1967), este modelo implica no redobramento de dobras primitivas recumbentes por outra geração de dobras mais novas com planos axiais fortemente inclinados. Todavia, ele admite que as duas gerações de dobras possuem dimensões similares e que os padrões resultantes são visíveis tanto na escala mesoscópica quanto macroscópica e regional.

É oportuno mencionar que na presença de estruturas superpostas a geometria das dobras mais novas é dependente da geometria das dobras mais antigas. Segundo Ramsay (1967) a superfície dobrada das antigas dobras é fundamental no controle da geometria do dobramento superposto.

São também importantes as relações geométricas entre uma fase e outra, entre os planos axiais e entre os respectivos eixos, bem como o tamanho e o fechamento da zona de charneira das antigas dobras (Ramsay, op. cit.). Da mesma forma, é importante a relação angular entre os planos axiais das novas dobras e a superfície dobrada das dobras mais antigas. Ramsay (op. cit.) mostra o resultado do redobramento em que os planos axiais das dobras de segunda fase são perpendiculares a um dos flancos das dobras de primeira fase e oblíquos a outro, aparecendo dobras simétricas no primeiro caso e assimétricas no segundo.

As figuras 13a, 13b, 13c e 13d ilustram a geometria das dobras de segunda fase em projeção estereográfica segundo diagrama π . Com exceção da Fig. 13c, as demais apresentam uma boa dispersão dos polos da superfície dobrada e delineiam, com boa aproximação, dobramento do tipo cilíndrico.

Os polos dos planos axiais medidos em campo caem ao longo da guirlanda, que define o plano de simetria $\overline{AC}$ da dobra, e indicam mergulhos dos mesmos para o quadrante SE.

Existe uma boa correlação entre os eixos β_2 medidos e os construídos. Estes indicam valores de caimentos geralmente baixos e o fazem no rumo NE, com exceção do apresentado na Figura 13c que é para SW. Estão listados abaixo os valores de atitude dos eixos β_2 construídos e as respectivas figuras:

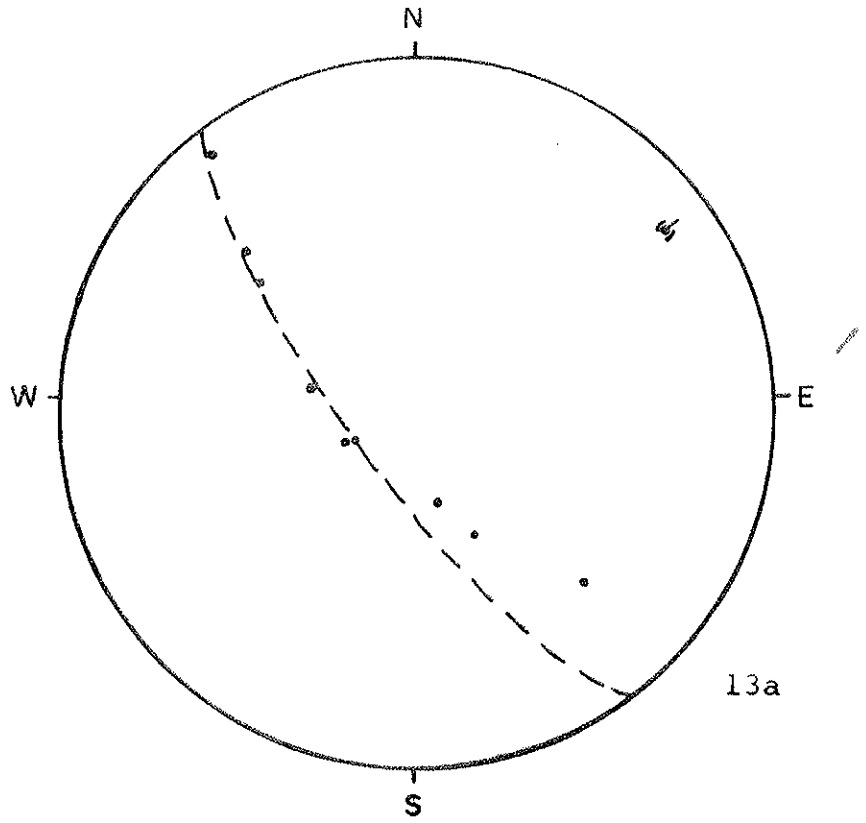
	Caimento	Rumo
Fig. 13a	14º	N 56 E
Fig. 13b	30º	N 30 E
Fig. 13c	20º	S 60 W
Fig. 13d	4º	N 32 E

Na figura 13c, os eixos medidos são incongruentes com o eixo β_2 construído e situam-se em quadrantes opostos, sem uma relação geométrica aparente. Os dois eixos medidos foram deslocados ao longo de um círculo máximo e rotacionados num plano de simetria $\overline{AC}$ paralelo a subparalelo ao plano axial da dobra. Isto pode ser relacionado à interveniência de um mecanismo de cisalhamento após a geração da referida dobra.

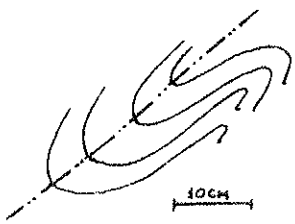
6.3.2 - Geometria das Dobras de Terceira Fase (Dn+2)

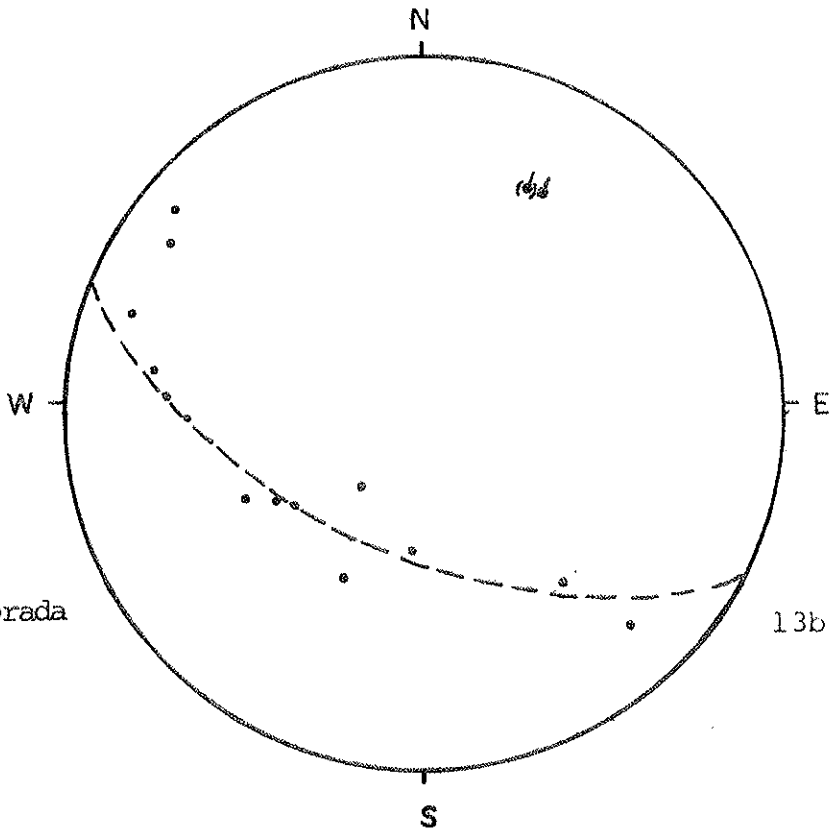
As figuras 14a a 14h exemplificam a geometria de dobras de terceira fase e refletem uma boa disposição dos polos da superfície dobrada ao longo de um círculo máximo. Na figura 14i, os polos se distribuem segundo um círculo mínimo. No primeiro caso se aproxima de dobramento do tipo cilíndrico e no segundo, do tipo cô

ESTEREOGRAMA DAS DOBRAS Dn+1



13a

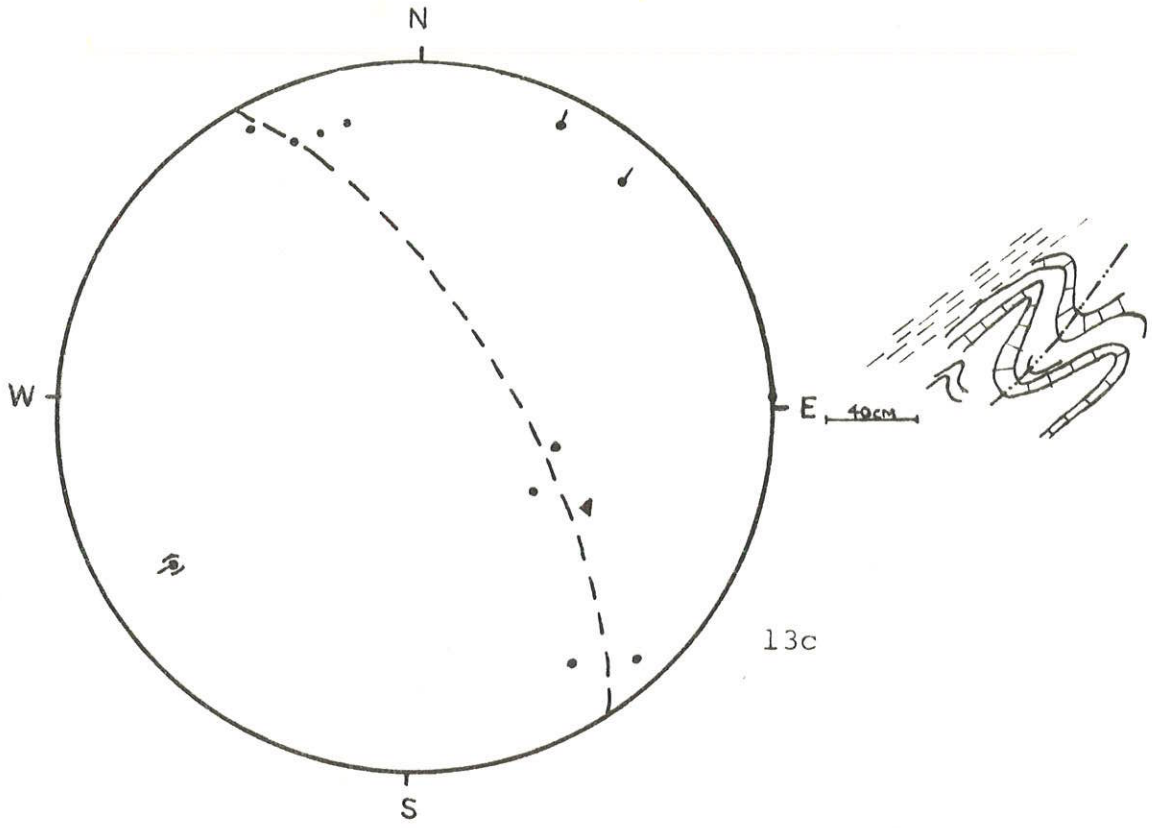




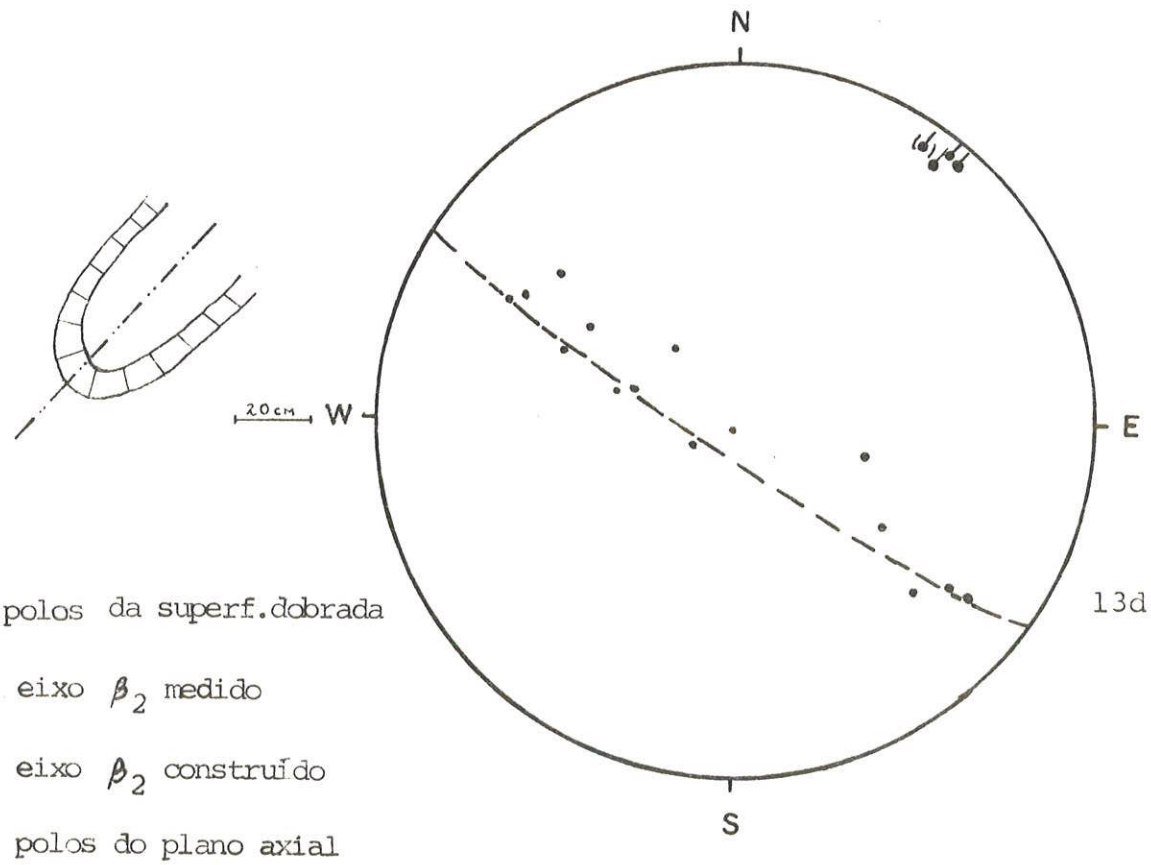
- pólos da superf. dobrada
- eixo β_2 medido
- eixo β_2 construído

13b

ESTEREOGRAMA DAS DOBRAS Dn+1



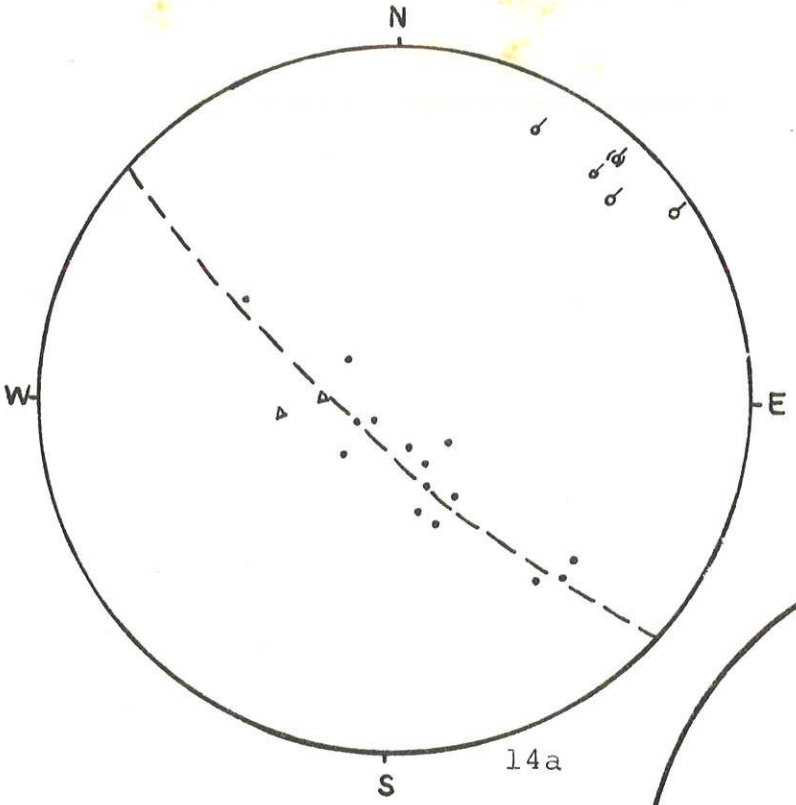
13c



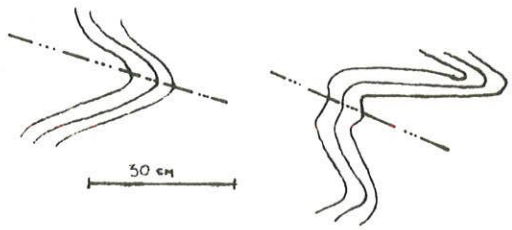
13d

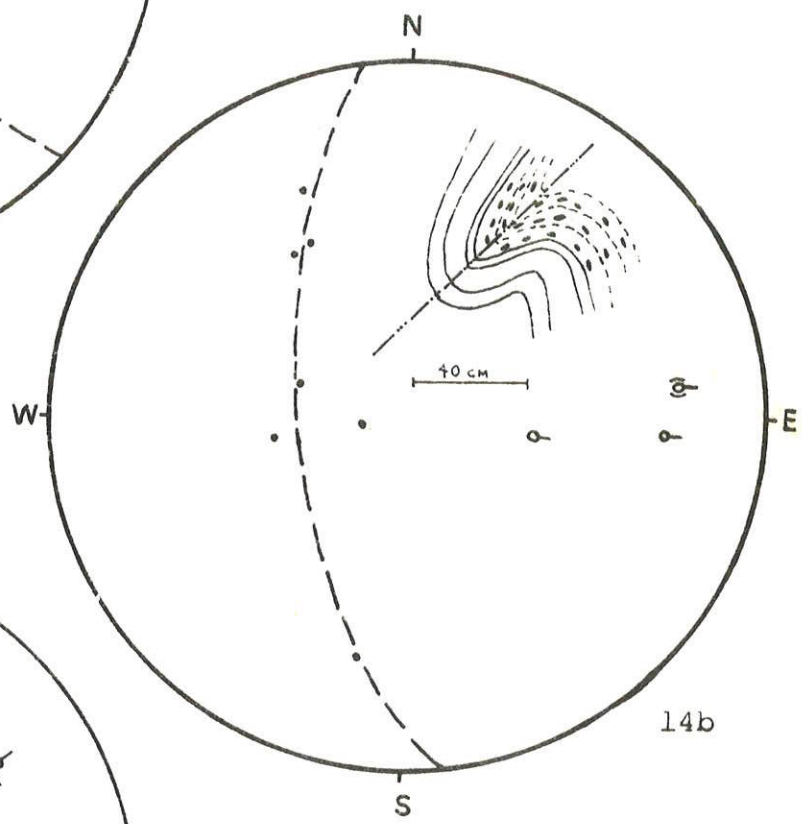
- polos da superf.dobrada
- eixo β_2 medido
- eixo β_2 construído
- polos do plano axial

ESTEREOGRAMA DAS DOBRAS Dn+2

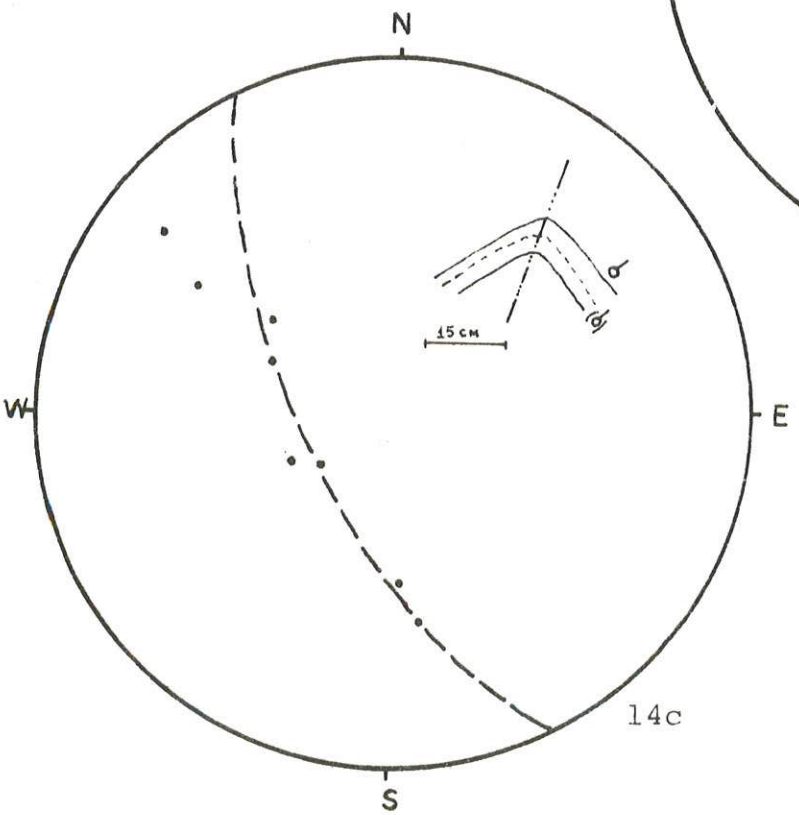


14a





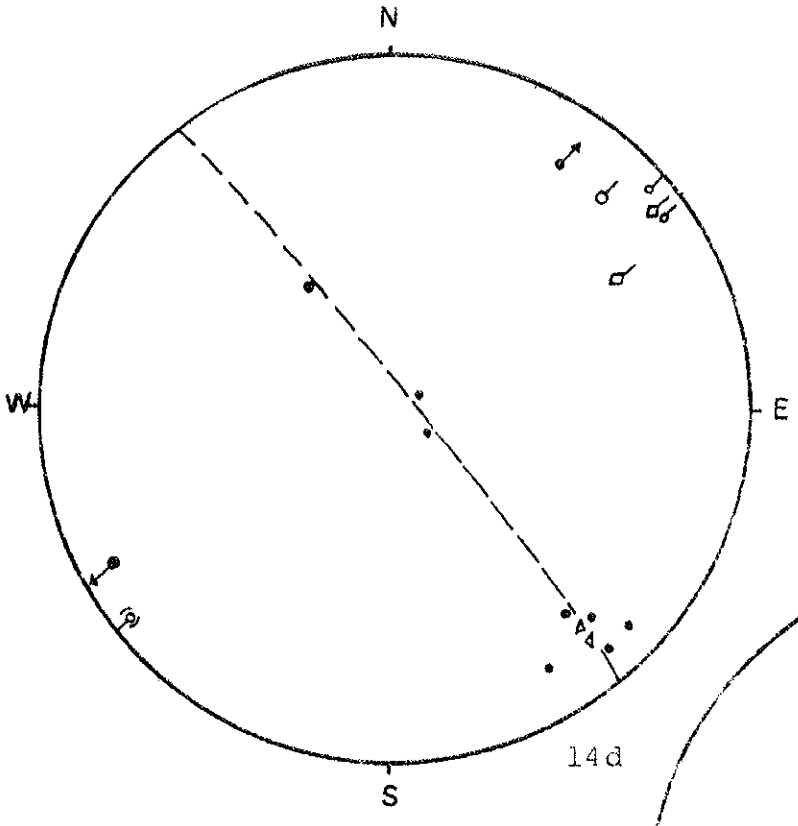
14b



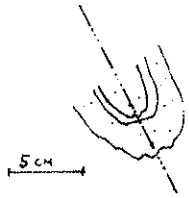
14c

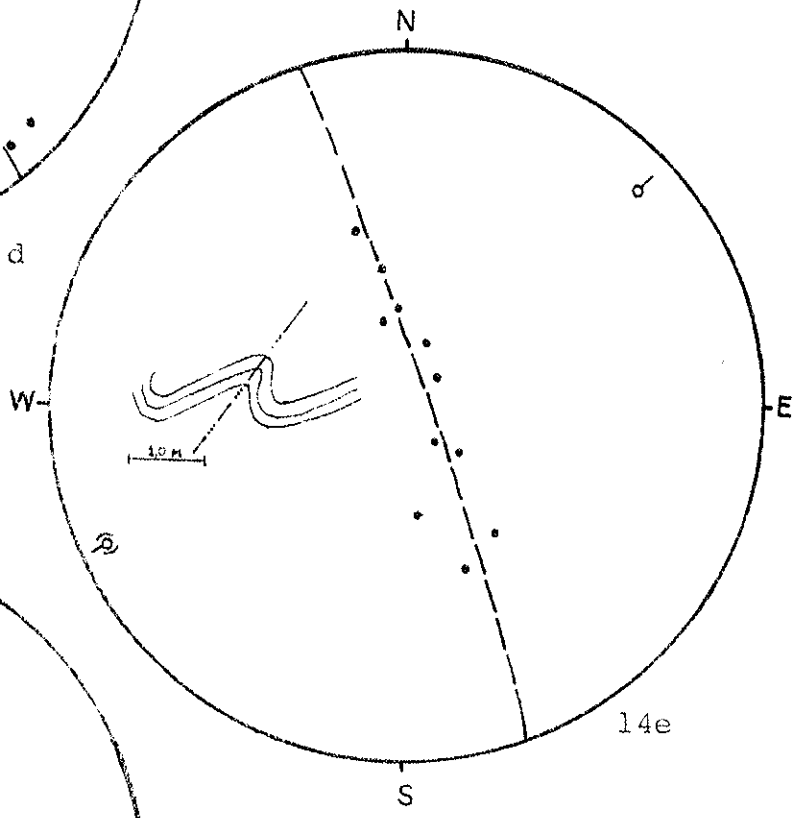
- • polos da superfície dobrada
- o— eixo β_3 medido
- @— eixo β_3 construído
- △ polos do plano axial

ESTEREOGRAMA DAS DOBRAS Dn+2

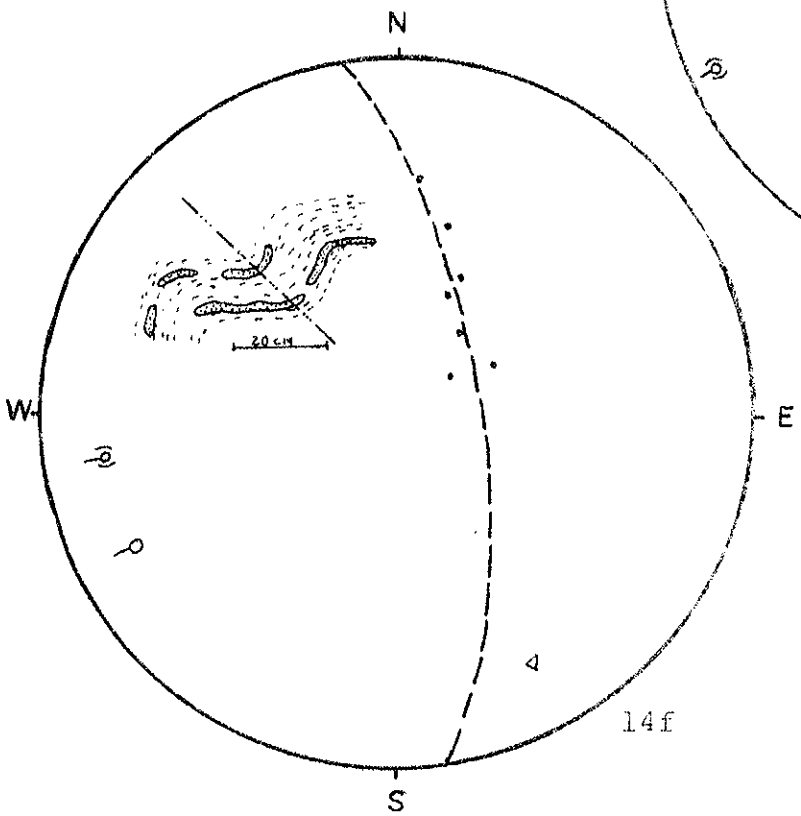


14d





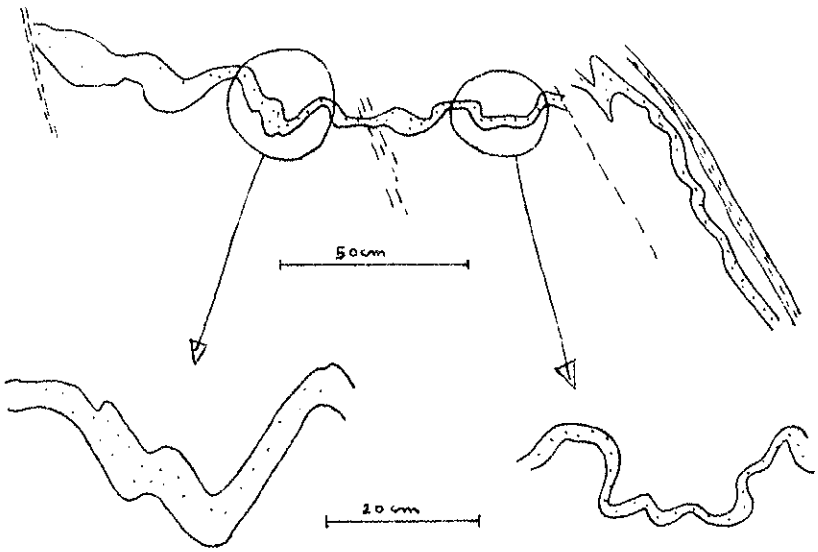
14e

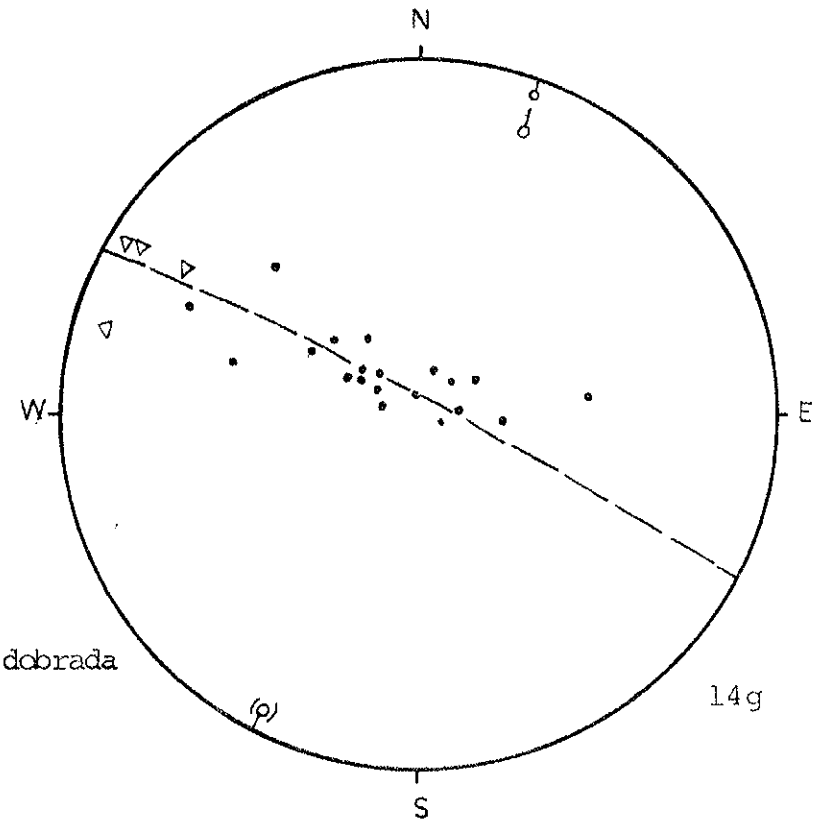


14f

- polos da superfície dobrada
- eixo β_3 medido
- eixo β_2 medido
- eixo β_3 construído
- estrias de falha
- polos do plano axial III

ESTEREOGRAMA DAS DOBRAS Dn+2





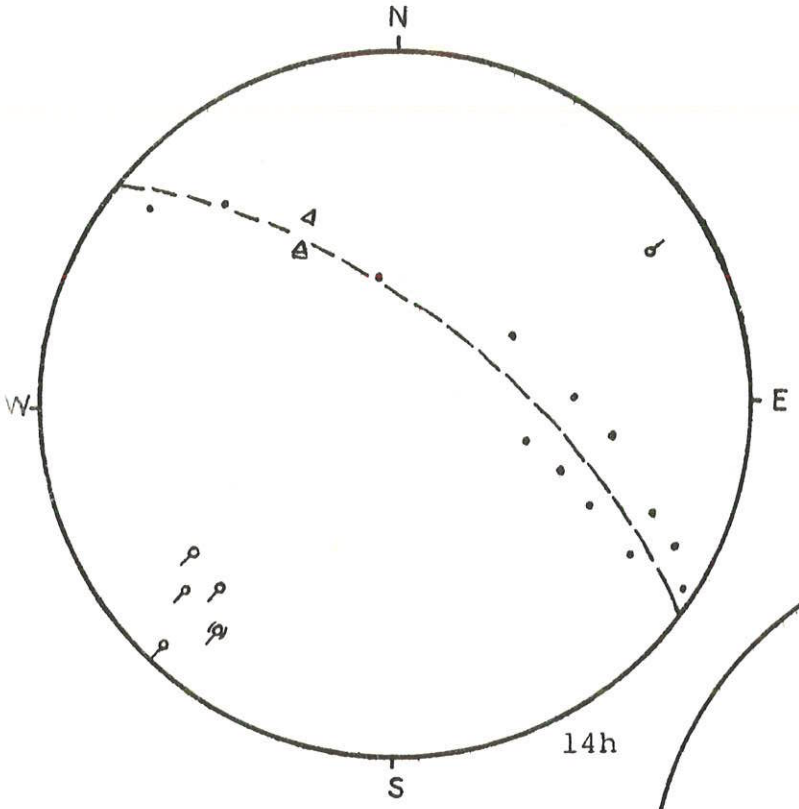
14g

• polos da superfície dobrada

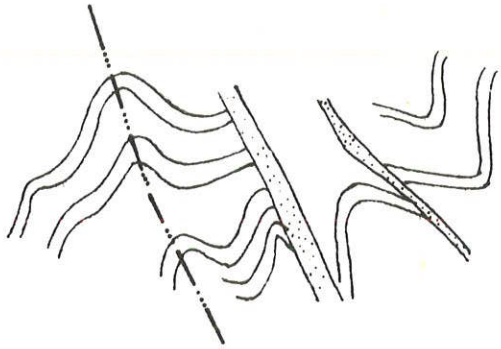
eixo β_3 medido

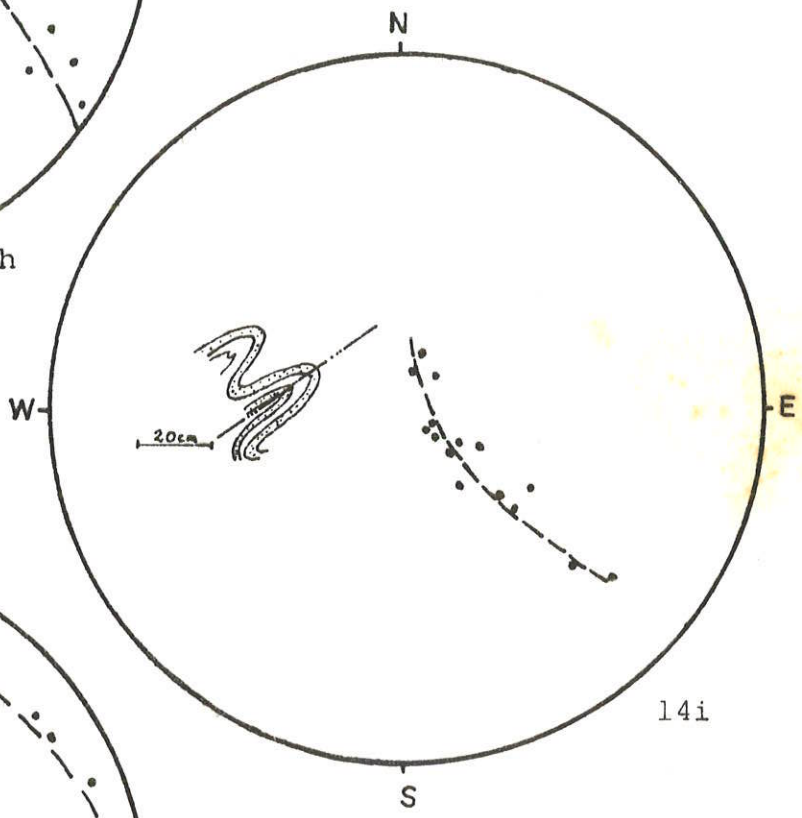
eixo β_3 construído

△ polos do plano axial III

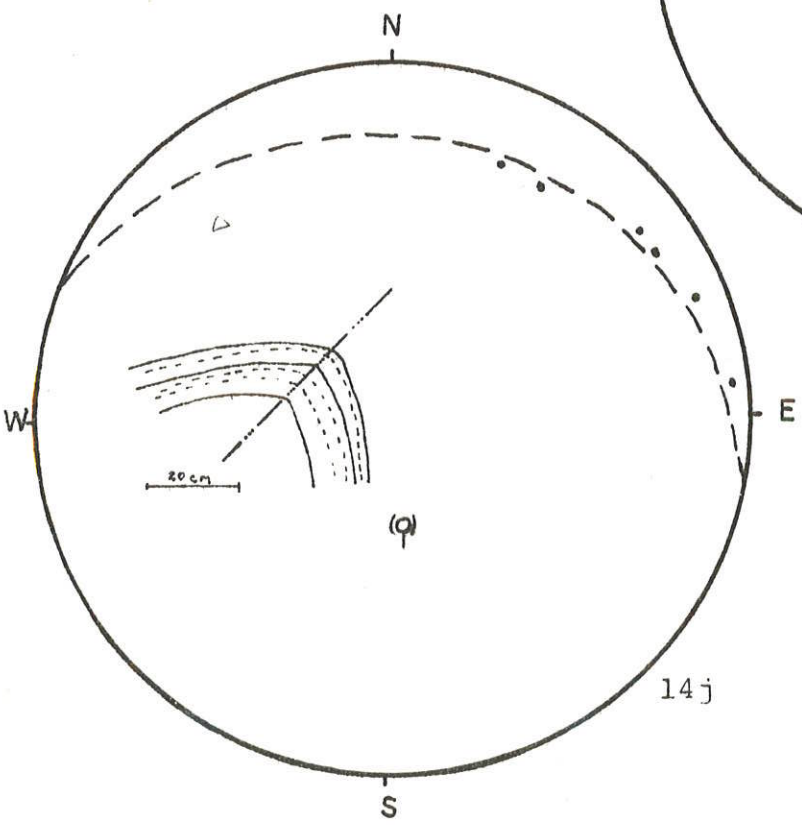


14h





14i



14j

- polos da superfície dobrada
- eixo β_3 medido
- eixo β_4 construído
- polo do plano axial III

nico.

As figuras 14a e 14d mostram que os eixos β 3 medidos e construídos apresentam valores de caimento dominantemente baixos e no rumo NE. Na figura 14b, o eixo β_3 medido possui rumo ESE. Na figura 14a, os eixos β_3 medidos apresentam rotação em torno do eixo β_3 construído segundo um círculo máximo. Esta dispersão pode ser explicada pela superposição de outra fase de dobramento, cujo mecanismo deve ter ocorrido à interveniência de cisalhamento.

Nas figuras 14e e 14h os eixos β_3 (construídos e medidos) apresentam valores baixos de caimento no rumo SW e a sua correlação com os estereogramas das figuras anteriores são fortemente indicativos de que esta fase de dobramento apresenta, pelo menos a nível regional, caimento duplo e suave para os quadrantes NE e SW.

Na figura 14e, a disposição dos polos da superfície dobrada reflete morfologia de dobra com zona de charneira bem desenvolvida. Os planos axiais das dobras representados nas figuras 14f e 14g indicam, respectivamente, mergulhos fortes para os quadrantes SE e NW. Na figura 14h, o mergulho é intermediário para o quadrante NW.

A figura 14i exemplifica a geometria de um dobramento cônico, cujos eixos β_3 medidos são concordantes com os das figuras anteriores. Estas dobras são do tipo "en échelon" e caracterizam-se no campo pelo recobrimenteo lateral da superfície dobrada, na forma de envelope, no sentido horário.

Para Campbell (1958) as dobras "en échelon" possuem, a nível regional, orientação oblíqua às dobras menores e podem ser divididas em dois modelos: em zig-zag e em forma elíptica. No primeiro caso, o anticlinal apresenta caimento duplo e passa a outro longitudinalmente, em plunges opostos, com formação de um sinclinal local. No segundo caso, tanto o sinclinal como o anticlinal possuem caimento no mesmo rumo e apresentam recobrimento lateral, sempre no mesmo sentido, ou para direita ou para esquerda.

A seguir, são discutidos estereogramas obtidos a par-

tir de afloramentos previamente selecionados em domínios em que a terceira fase de dobramento se encontra bem desenvolvida.

As figuras 15a e 15b foram obtidas em duas pedreiras de mármore, pertencentes à seqüência de Barão de Vassouras, as quais ocorrem de um lado e de outro do rio Paraíba do Sul. Tais figuras revelam uma boa disposição dos polos da superfície dobrada e definem um dobramento cilíndrico em dobras com charneiras bem desenvolvidas. Além do mais, a dispersão dos eixos β_3 medidos se dá igualmente segundo um círculo máximo.

O estereograma da figura 15a reflete uma dobra assimétrica com flanco NW mergulhando mais fortemente do que o flanco SE e com plano axial caindo para o quadrante SE. A figura 15b representa com boa aproximação uma dobra simétrica com eixo horizontalizado.

6.3.3 - Geometria das Dobras de Quarta Fase (Dn+3)

Os estereogramas das dobras de quarta fase mostram uma concentração de polos da superfície dobrada no setor médio da guirlanda, com certa dispersão dos mesmos, mas cujo círculo máximo pode ser definido com o auxílio do plano axial medido.

Existe uma boa correlação geométrica entre os eixos β_4 medidos e construídos, os quais apresentam caimentos de moderado a forte no rumo sul (16a a 16c), que são menos freqüentes nos rumos norte (Fig. 16d) e NW (Fig. 16e).

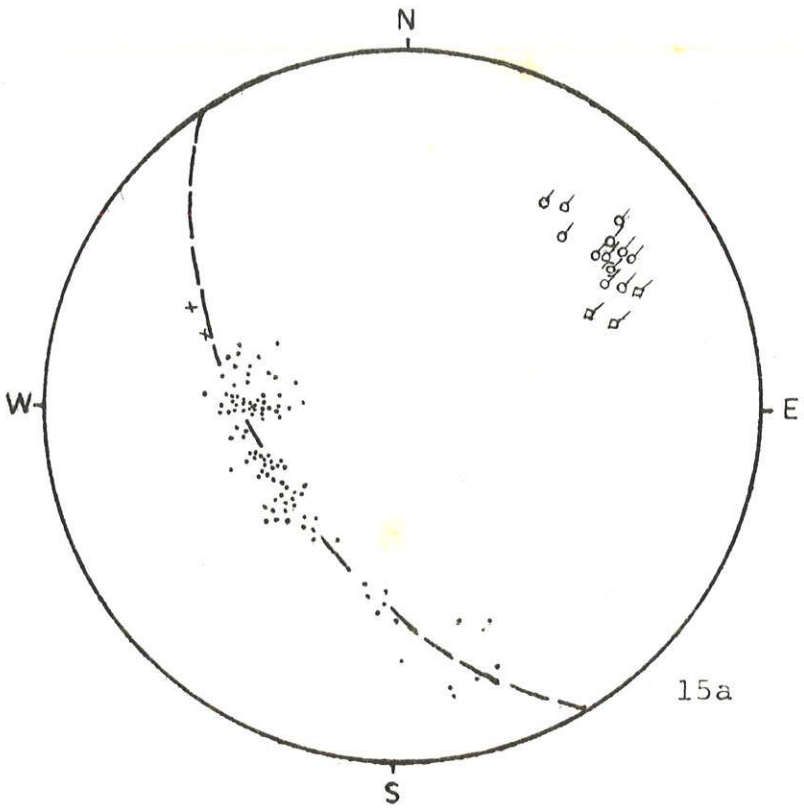
Os planos axiais das dobras desta fase são subverticalizados e orientam-se predominantemente próximos à direção N-S, exceção feita aos da figura 16e, que se fazem na direção WNW.

6.3.4 - Análise dos Elementos Lineares

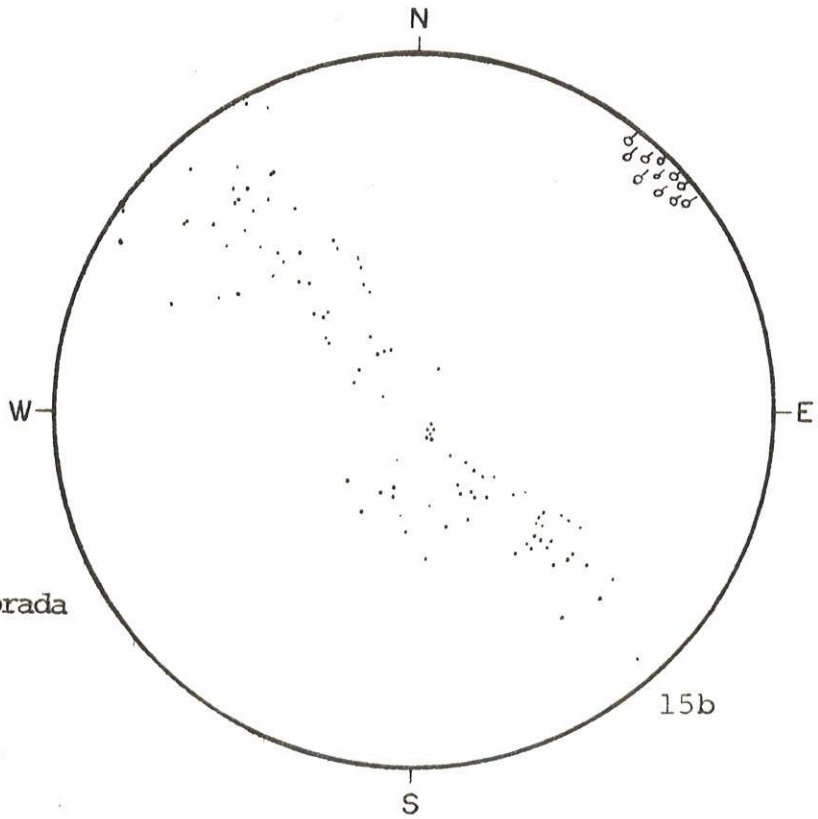
6.3.4.1 - Eixos de Dobras

Foram reunidos, respectivamente, nos estereogramas das

ESTEREOGRAMA DAS DOBRAS Dn+2



15a



15b

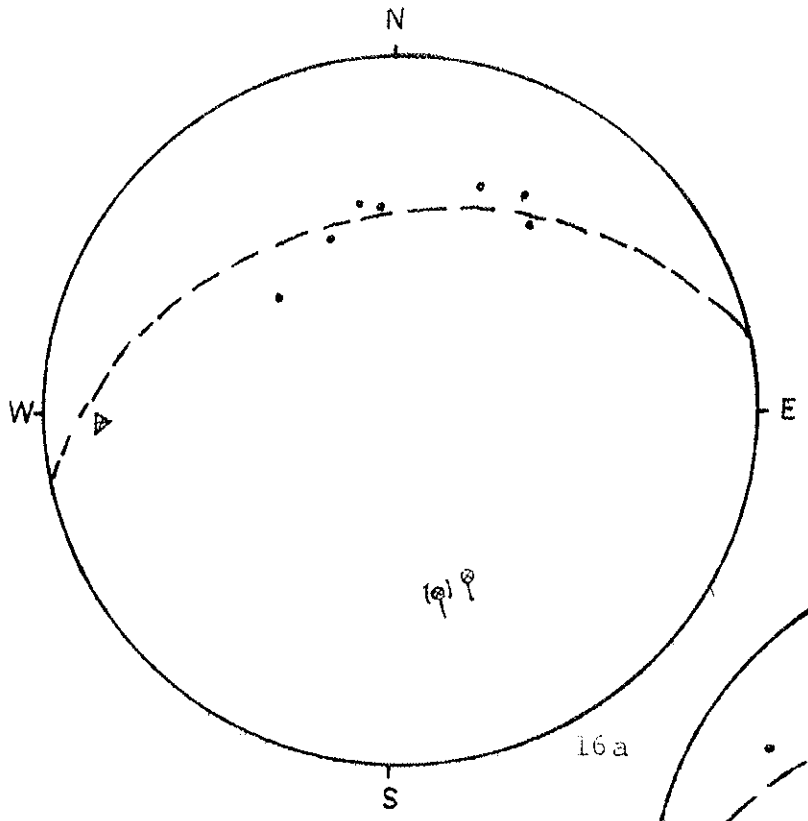
· polos da superf. dobrada

o— eixo β_3 medido

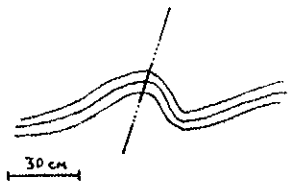
⊙— eixo β_3 construído

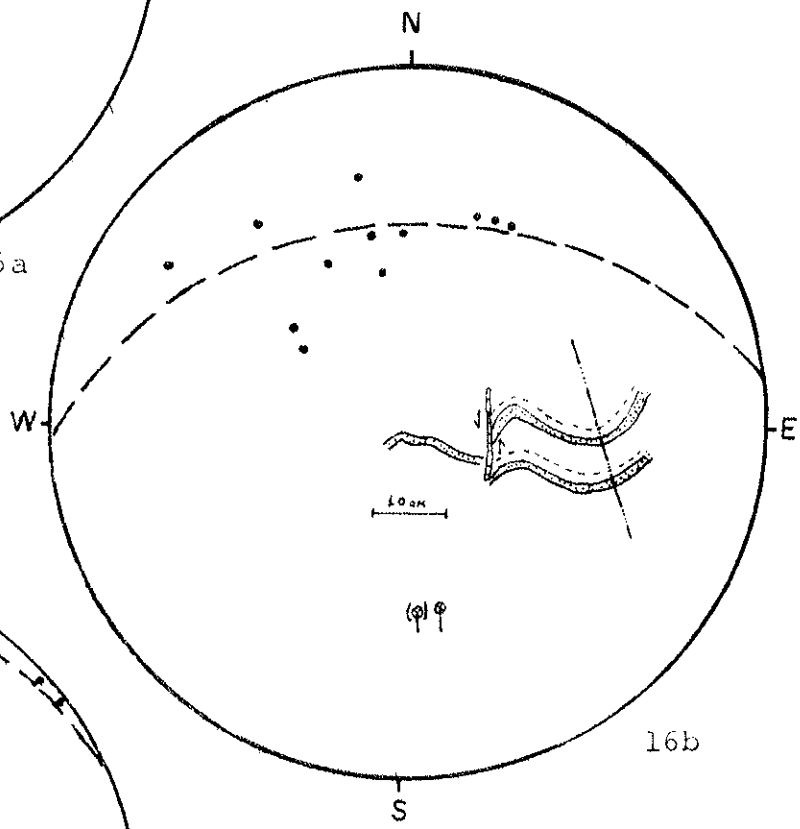
◇— estrias de falha

× polos do plano axial III

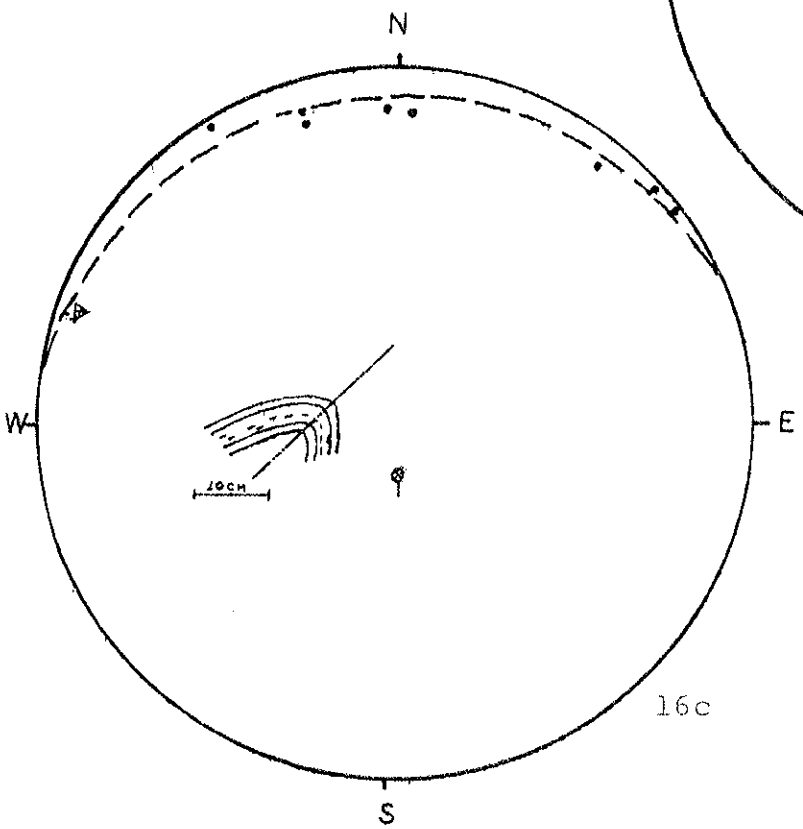


16a





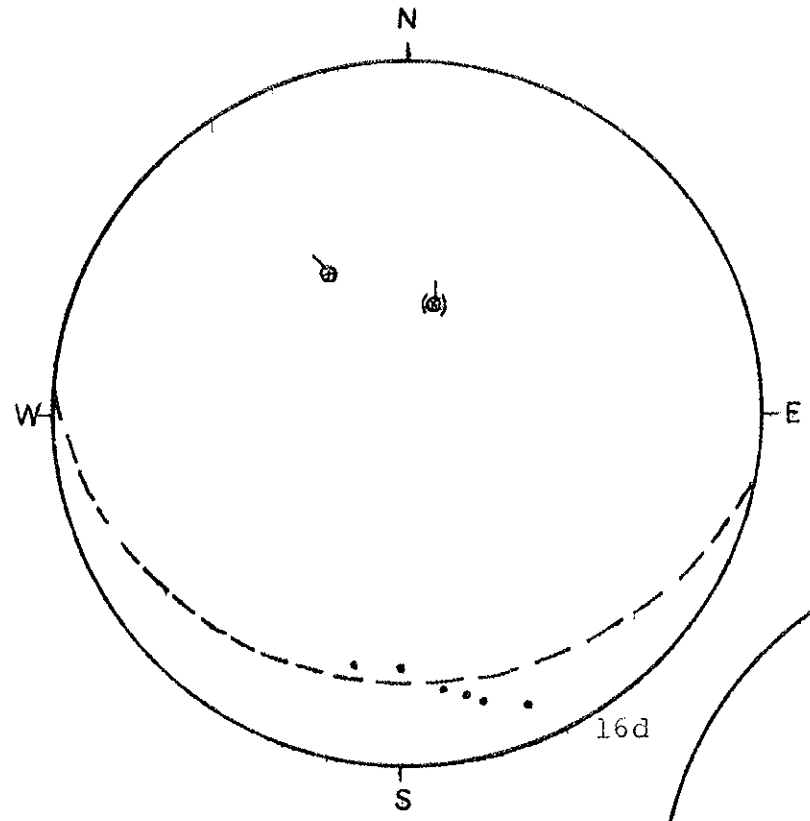
16b



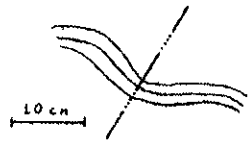
16c

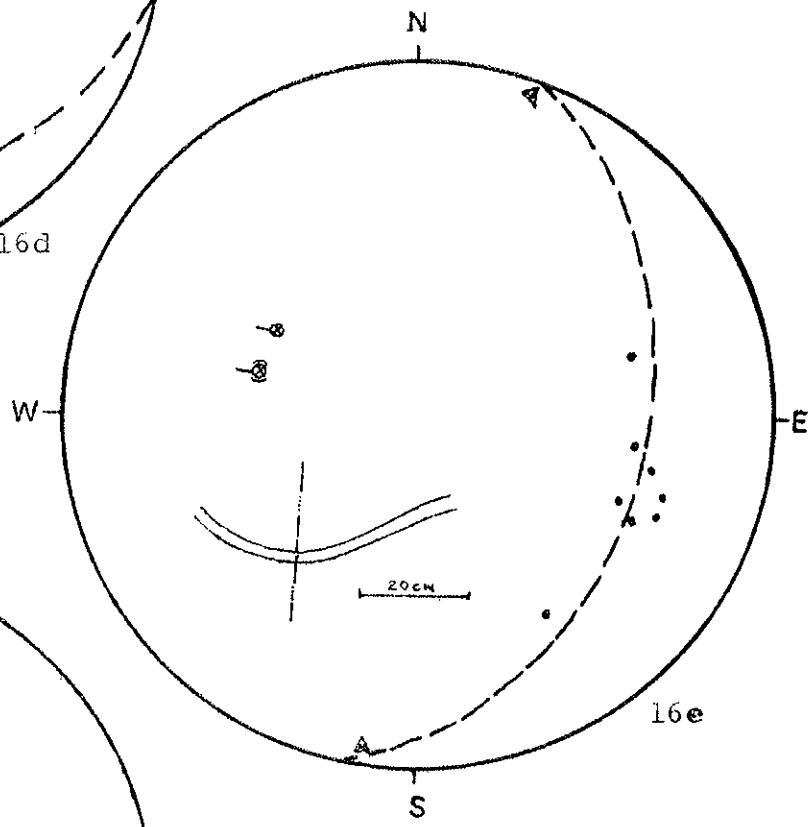
- • polos da superfície dobrada
- eixo β_4 medido
- eixo β_4 construído
- polos do plano axial IV

ESTEREOGRAMA DAS DOBRAS Dn+3

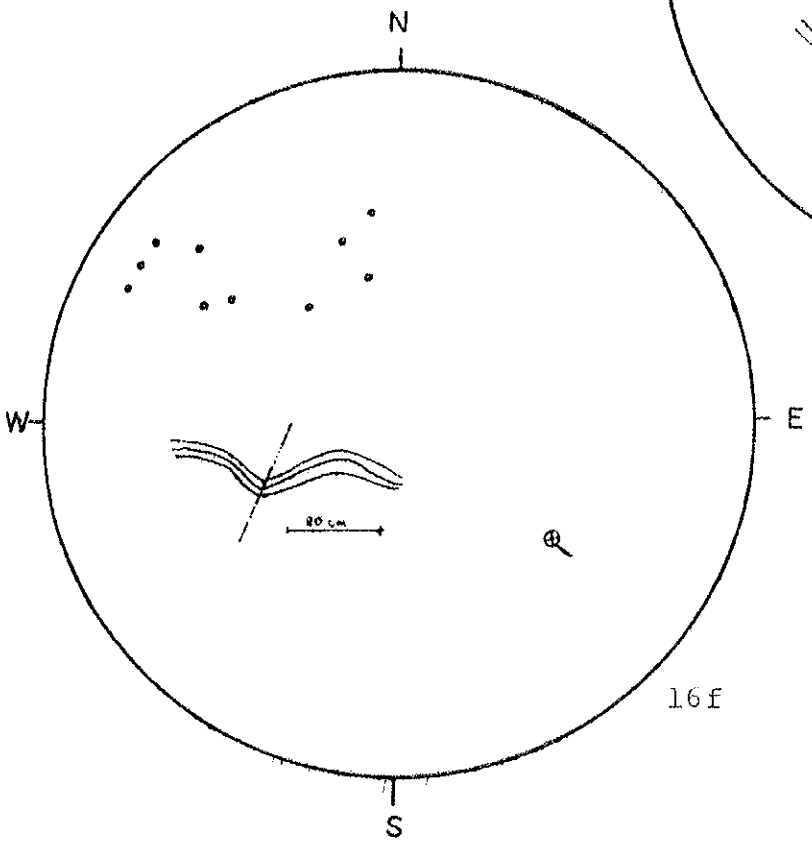


16d





16e



16f

- • polos da superfície dobrada
- ⊗ eixo β_4 medido
- ⊗ eixo β_4 construído
- △ polos do plano axial IV

figuras 17a e 17b, as atitudes relativas aos eixos β medidos na região para as dobras de terceira e quarta fases.

Na figura 17a, os eixos β_3 medidos apresentam-se repartidos em duas populações, uma situada no quadrante NE e outra no quadrante SW, cuja dispersão se dá ao longo de um círculo máximo. Os valores de caimento são geralmente inferiores a 30º, situando-se maiormente no intervalo de 5º a 20º, com rumo médio de N50E e S50W.

Na figura 17b, os eixos β_4 medidos dispõem-se repartidos dominantemente nos quadrantes SE e NW, com valores de caimento em torno de 50º ou superiores e rumo variável nos respectivos quadrantes.

Na figura 17c, foram plotados três grupos de lineações, relacionadas respectivamente a l_2, l_3 e l_4. As lineações l_2 agrupam-se no quadrante NE, enquanto as demais, l_3 e l_4, nos quadrantes NW e SW.

A boa correlação desta figura com as anteriores evidencia alguns aspectos que são coerentes com o que foi discutido no capítulo precedente, como por exemplo:

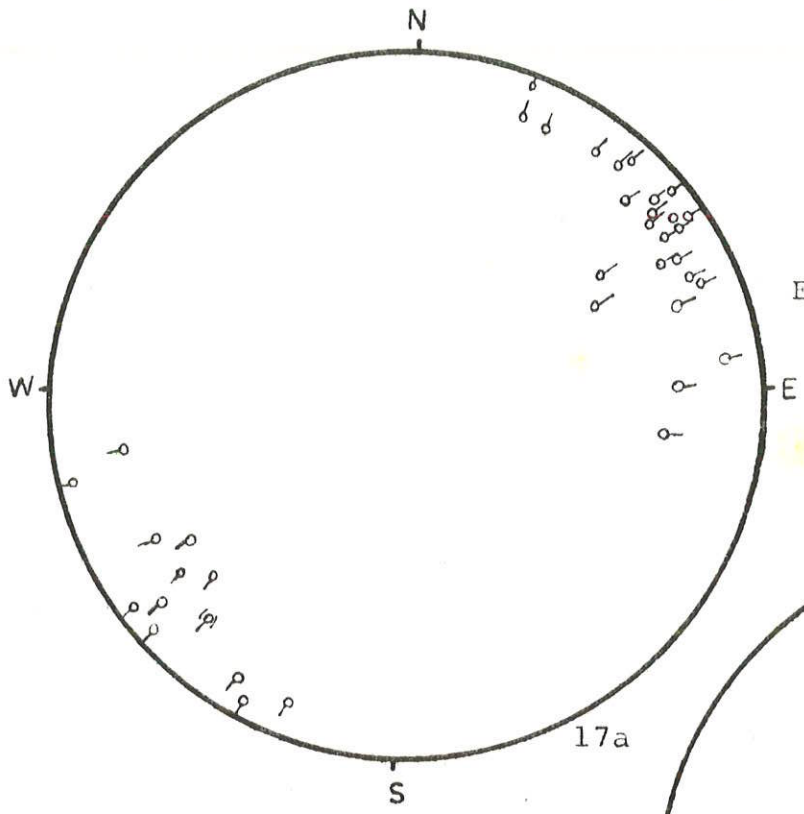
a) as lineações l_2 agrupam-se no quadrante NE de forma coincidente com a população dos eixos β_3 medidos da Fig. 17a. A julgar que tais lineações relacionem-se com o eixo β_2 geométrico da segunda fase de dobramento, isto implicaria na coincidência dos eixos cinemático (b) e geométrico (β) desta fase.

b) a dispersão das lineações l_3 e l_4 da figura 17c pode ser explicada pela interveniência da quarta fase de dobramento.

6.3.4.2 - Estrias de Falha

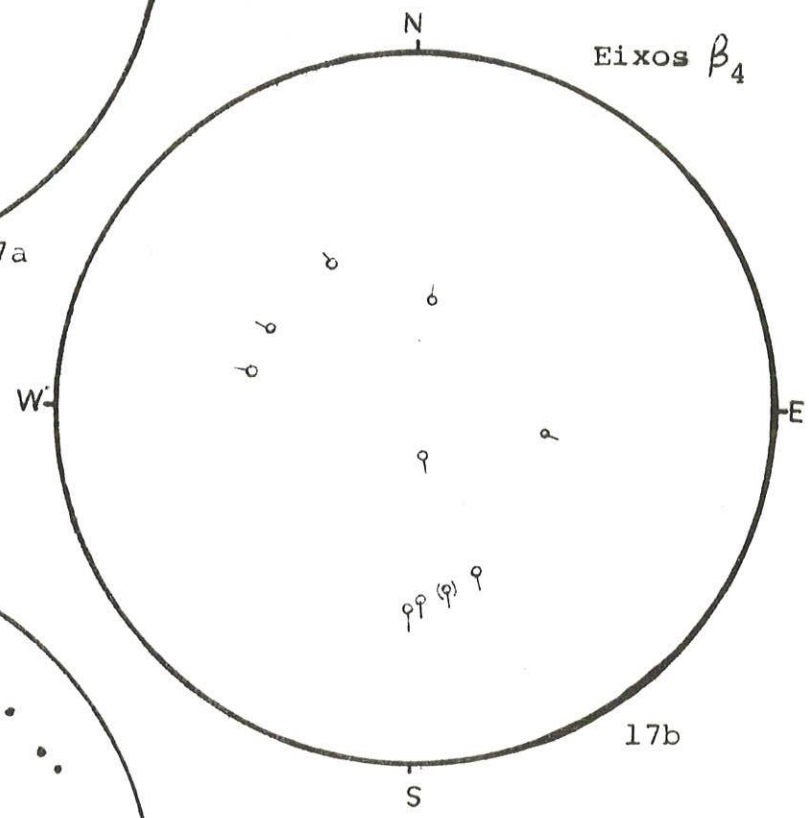
No diagrama da figura 18a, foram plotados os dados dos elementos lineares, obtidos em afloramentos de zonas de falhas, que expressam estriações indicativas de movimentos geralmente com espelhos de falha "slickensides" bem evidentes.

ESTEREOGRAMA DOS EIXOS β_3, β_4 E DAS LINEAÇÕES l_2, l_3 e l_4



Eixos β_3

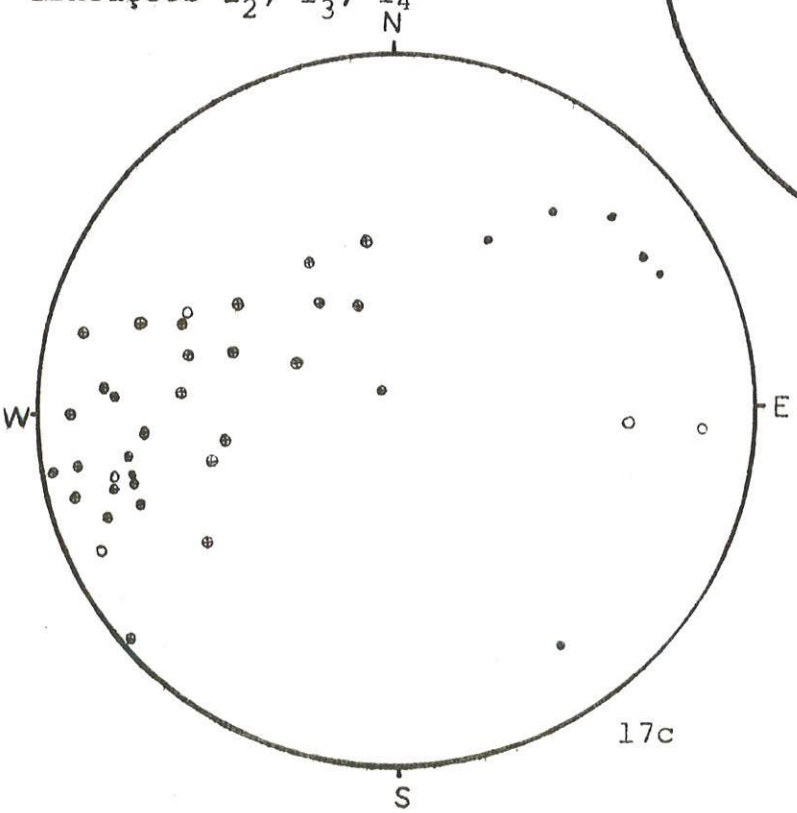
17a



Eixos β_4

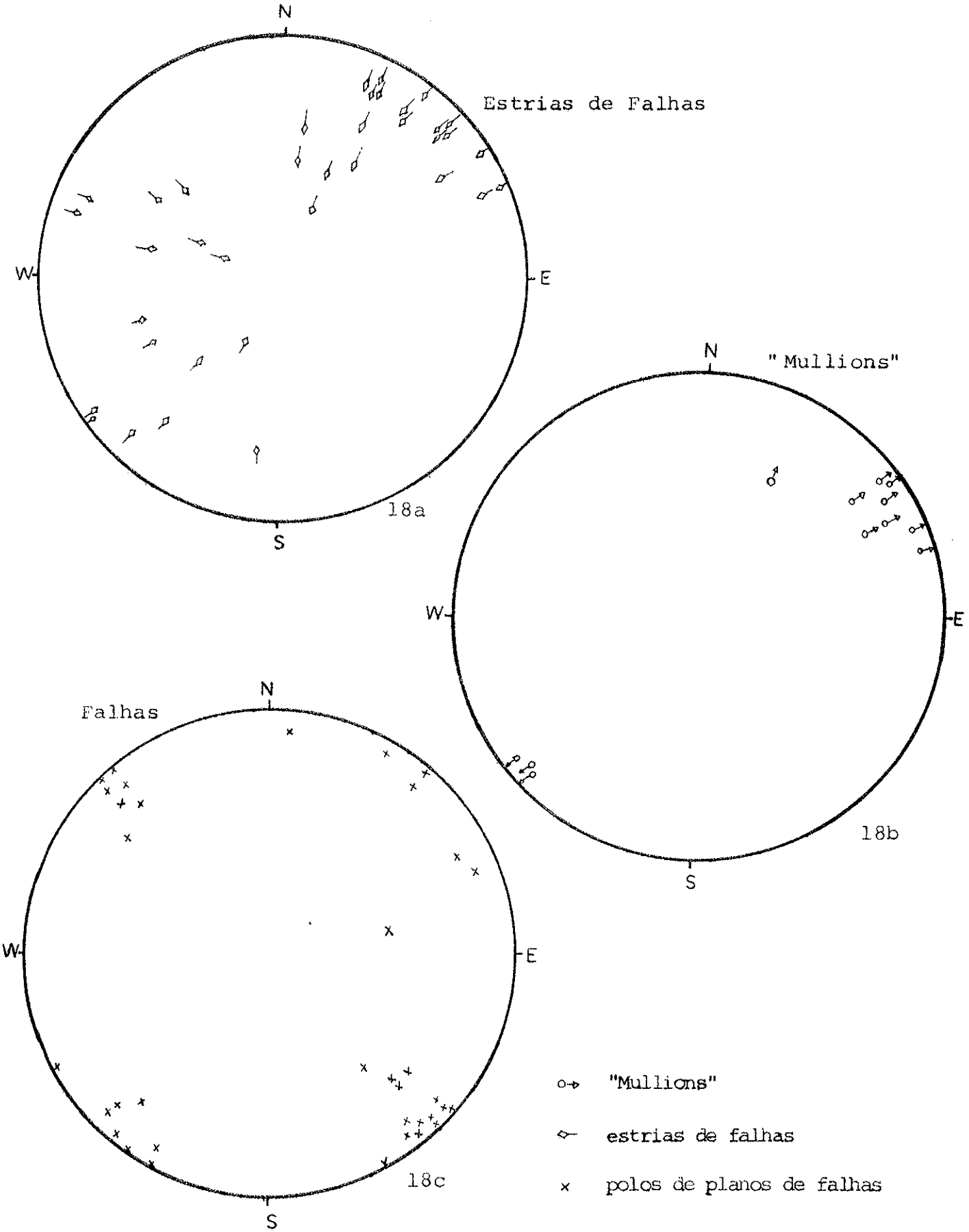
17b

Lineações l_2, l_3, l_4



17c

- lineação l_2
- β_3 e β_4 medidos
- β_3 e β_4 construídos
- lineação l_3
- lineação l_4


N
Estrias de Falhas
W
E
S
18a
N
"Mullions"
W
E
S
18b
Falhas
N
W
E
S
18c
"Mullions"
estrias de falhas
polos de planos de falhas

O conjunto de dados do respectivo diagrama mostra três populações de estrias distintas: uma no setor NE do diagrama, outra no setor SW e uma terceira no setor NW. As duas primeiras populações vinculam-se a um grupo de falhas orientadas no quadrante NE -SW, e a última população relaciona-se ao segundo grupo que se dispõe ortogonalmente às primeiras na direção NW.

As estrias do primeiro grupo de falhas concentram-se principalmente no quadrante NE, estando a maior parte delas situadas entre os rumos N30E e N50E, com caimentos entre 10º e 20º principalmente.

O segundo grupo de estrias situa-se entre os rumos N45W e N75W, com caimentos entre 10 e 70º.

6.3.4.3 - "Mullions" ou Estruturas tipo Lápis

Estas estruturas são freqüentemente encontradas em zonas de falhas, associadas a rochas cataclásticas. Ocorrem na forma de colunas ou de finas lineações alongadas, com secções geralmente lenticulares, sendo evidente que a separação das colunas se dá, algumas vezes, pela intersecção da foliação cataclástica.

O estereograma da figura 18b mostra uma concentração de dados no quadrante NE e outra no quadrante SW: a primeira com a maioria dos valores de rumo situados no intervalo N50E e N60E e caimentos entre 5º e 25º e a segunda com rumos entre S45W e S50W e caimentos inferiores a 15º. A comparação desta figura com a anterior (Fig. 18a) mostra que existe uma boa correlação geométrica dos dados, e que este aspecto representa um argumento em favor de uma hipótese sobre a formação destas estruturas lineares durante o mesmo processo de deformação e, provavelmente, sob o mesmo regime e direção de esforços. Além disso, tais figuras exibem excelente correlação com o diagrama de eixos das dobras de terceira fase (Fig. 17a), indicando igualmente vinculação com o mesmo processo deformacional.

6.3.5 - Geometria e Caracterização das Falhas

No estereograma da figura 18c podem ser visualizados os polos de planos de falhas que foram caracterizados efetivamente por deslocamentos ao longo dos mesmos. A ausência de um maior número de dados se deve à dificuldade, na maioria das vezes, de se caracterizar no campo com um determinado grau de certeza as respectivas falhas. Isto é devido ao fato de tais falhas serem parcialmente concordantes com a estruturação regional e relacionarem-se às zonas de cisalhamento.

O referido diagrama mostra um grupo de falhas com polos situados respectivamente nos quadrantes SE e NW, com mergulhos de forte a moderado, indicando direções entre N40E a N50E. Outro grupo de falhas alinha-se com direção entre N45W e N60W, com mergulhos geralmente subverticais. Os polos deste segundo grupo distribuem-se nos quadrantes NE e SW.

A comparação desta figura com as anteriores (Figs. 18a e 18b) exibe uma excelente correlação geométrica dos lados e mostra que as estruturas aí representadas foram geradas concomitantemente por ocasião do estabelecimento do mesmo quadro cinemático.

Uma visualização mais clara destes dois principais grupos de falhas pode ser feita reportando-se ao mapa geológico em anexo (Fig. 3). O primeiro grupo de falhas associa-se a expressivos lineamentos que cortam diagonalmente a área na direção NE-SW, exibindo em mapa traços retilíneos; estes lineamentos refletem planos subverticais e podem ser seguidos por mais de uma dezena de quilômetros. O segundo grupo é expresso por falhas ortogonais mais novas que truncam e rejeitam as do primeiro grupo.

Em relação à geometria das estruturas, as falhas do primeiro grupo podem ser classificadas como do tipo longitudinais e encontram-se associadas às zonas de cisalhamento de alto mergulho. Na legenda do mapa geológico, tais falhas figuram, de forma diferenciada como lineamentos. Estas falhas apresentam componentes de rejeito direcional, de mergulho e oblíquo. As de rejeito dire-

cional e oblíquo foram geradas num regime de esforços compressivos, e as de rejeito de mergulho num regime distensivo.

Em alguns casos a análise cuidadosa das estrias no plano de falha possibilitou a identificação do sentido de movimento entre os blocos. Todavia, de uma maneira geral é difícil a caracterização deste aspecto, pois as estrias não apresentam os ressaltos característicos e traduzem mais uma lineação mineral contínua de estiramento tectônico sob condições de deformação dúctil-rúptil.

As relações geométricas das falhas do primeiro grupo de rejeito direcional com as zonas de cisalhamento e com as dobras de terceira fase são muito indicativas de uma geração contemporânea destas estruturas durante o mesmo processo de deformação progressiva. Além disso, verifica-se uma maior intensificação dessas zonas de cisalhamento de alto mergulho, entre a cidade de Vassouras e o vale do rio Paraíba do Sul. Tais zonas coincidem com a porção central de polaridade não definida da estrutura sinclinorial divergente caracterizada por MACHADO (1983). Esta correção geométrica reforça o que foi postulado acima e é fortemente indicativa de que os esforços compressivos que geraram tais estruturas orientavam-se originalmente dos quadrantes NW e SE. Após a geração desta estrutura sinclinorial houve a instalação de uma zona de cisalhamento de alto mergulho que conduziu o rompimento da mesma ao longo de sua zona axial. A relação dessa zona de cisalhamento com as dobras de terceira fase vem reforçar as idéias já expostas por MACHADO (op. cit.).

Para sul da referida estrutura comparecem falhas com componentes de mergulho importantes e que são qualificadas neste trabalho como falhas oblíquas. Tais falhas apresentam componentes de falhas inversas e transcorrentes, podendo ser exemplificadas pela falha do rio Santana-Ribeirão das Lajes.

Estas falhas juntamente com as zonas de cisalhamento de alto mergulho foram reativadas como falhas normais pela tectônica Meso-Cenozóica e comandam a estruturação morfotectônica da região, sendo expressas por vales tectônicos retilíneos que são limitados por

escarpa de falha com blocos elevados adjacentes (Foto 1).

O segundo grupo de falhas é expresso por falhas de grande ângulo com rejeitos de mergulho e também direcional, sendo este último menos importante. Estas falhas resultam em mapa traços retilíneos ou, eventualmente, em arco e orientam-se na direção NW-SE, condicionando a drenagem secundária da região.

Um terceiro grupo de falhas está representado por falhas de empurrão e localmente de cavalgamento. Em alguns lugares são registradas evidências de falhamentos de empurrão mais novos do que as falhas transcorrentes. Todavia, parece existirem empurrões mais antigos que relacionar-se-iam com a transposição das estruturas de segunda fase de dobramento. Uma importante falha de cavalgamento e de empurrão é assinalada na extremidade noroeste da área. Aqui as rochas granulíticas e charnoquíticas da Seqüência de Valença são cavalgadas pela Seqüência de Quirino na direção norte.

CAPÍTULO VII

7. REGIONALIZAÇÃO E EVOLUÇÃO ESTRUTURAL DAS FASES DE DOBRAMENTO

Com base no resultado da análise geométrica das estruturas individuais a nível mesoscópico e dos perfis geológico-estruturais, bem como das observações de campo e daquelas assinaladas no mapa geológico, algumas generalizações podem ser efetuadas a nível de escala regional.

As dobras identificadas como de primeira fase, (Dn), representam o registro de geração de dobras mais antigas observadas na região estudada, e a sua caracterização geométrica ficou prejudicada em função da ocorrência restrita das mesmas. Este fato pode ser atribuído, em grande parte, ao intenso processo de transposição das estruturas que afetou as rochas na região.

De forma indireta, com base no critério da superposição verifica-se que a superposição de dobras de segunda fase resulta num padrão de interferência do tipo 3. Os eixos medidos são igualmente consistentes com este padrão e permitem supor que eles dispunham-se, na ocasião do dobramento que os gerou, com orientação geral NE-SW e caimento baixo a subhorizontal.

Esta fase de dobramento já afeta um bandamento metamórfico anterior, no qual são perceptíveis leitos quartzo-feldspáticos que representam a fase de mobilizado mais antiga identificada na região. Não foram encontradas evidências de um processo de transposição entre esta fase e a subseqüente, fazendo supor, embora sem o apoio de elementos factuais, que, se houve um interregno entre as fases Dn e Dn+1, ocorreu em condições de calma tectônica, sem mudança na direção dos esforços. É possível, entretanto, que as respectivas fases de dobramento tenham se dado dentro do mesmo episódio de deformação progressiva.

A fase Dn ocorreu em nível crustal relativamente profundo, em condições plásticas, com geração de dobras do tipo simi-

lares, as quais correspondem aos dobramentos anisópacos do nível estrutural inferior de Mattauer (1976). São dobras que se enquadram na classe 3 de Ramsay (1967). Apresentam flancos adelgaçados e charneiras espessadas e às vezes com ápice do extrado agudo que pode evoluir para dobras da classe 3 de Ramsay (op. cit.). As diferenças de curvatura entre o intrado e o extrado destas dobras podem ser atribuídas ao efeito do reachatamento produzido pelas fases de dobramento subseqüentes, principalmente pela fase Dn+1 que levou à transposição.

As dobras de segunda fase são registradas de forma generalizada na área e as suas estruturas se limitam na escala mesoscópica, a nível de mão, não sendo possível a reconstituição das macroestruturas correspondentes, em função do intenso processo de transposição que culminou nesta fase, obliterando as estruturas maiores correlatas.

A ausência de foliação plano axial bem desenvolvida reflete o intenso processo de recristalização a que foram sujeitas estas rochas, bem como o nível estrutural em que se deu o dobramento, o qual, com toda probabilidade, ocorreu próximo à linha que demarca o limite da fusão e do desaparecimento da xistosidade na concepção de Mattauer (op. cit.) sobre níveis estruturais. Todavia, é provável que a transposição tenha se dado num nível estrutural menos profundo do que se deu o dobramento, haja visto o desenvolvimento de uma forte superfície planar com orientação de biotitas durante esta fase.

As dobras desta fase são de perfis cerrados e isoclinais, interfoliares, anisópacas, de charneiras espessadas a flancos adelgaçados e rompidos, com ápices freqüentemente agudos (intrado e extrado), resultando dobras do tipo similares (Foto 9), as quais pertencem dominantemente à classe 2 de Ramsay (1967), podendo, algumas vezes, evoluir para dobras da classe 3. Neste caso, o arco externo possui curvatura maior do que a do arco interno, tornando-se o ápice mais agudo.

As dobras de terceira fase possuem expressão regional

na área estudada, sendo porém descontínuas de Vassouras e de Mendes para sul. São bem desenvolvidas entre os lineamentos de Vassouras e de Além-Paraíba e na porção NE da área.

A análise geométrica desta fase indica a predominância de eixos com caimento baixo, no intervalo de 5 a 20º, e rumo médio de N50E ou S50W.

A superfície dobrada por esta fase é o próprio bandamento metamórfico já transposto (ST1) a partir de uma posição subhorizontal (Foto 10). Isto implica no redobramento de dobras anteriores tipo recumbentes isoclinais a cerradas ou de estruturas tipo "nappes", as quais são acompanhadas normalmente por grandes cavalgamentos. A presença de milonitos dobrados pela fase Dn+2 com eixo subhorizontalizado é um indício fortemente sugestivo deste aspecto (Fig. 7.2).

As dobras Dn+2, à norte do rio Paraíba do Sul, são do tipo isópacas, geradas por processo tipo flexural, desenhando nos cortes geológicos estruturas antiformais e sinformais de perfis bem abertos. A sul deste rio, as estruturas sinformais são ocupadas por zonas de cisalhamento, que conduzem à geração de uma superfície Sn+2 em posição plano axial a essas dobras e que corresponde a uma nova superfície de transposição denominada ST1. Nela, ocorre um forte achatamento tectônico perpendicular ao plano axial das dobras, isto é, ao próprio plano cinemático $\overline{ab}$. Este plano contém uma forte lineação mineral de estiramento tectônico subparalelo ao eixo das dobras desta fase, sendo expressa por estruturas do tipo lápis ou "mullions" e estrias em planos de falha (comparar as figuras 17a, 18a e 18b).

As dobras Dn+2 mostram diferenças quanto ao estilo e mecanismo de deformação à medida que se adentra nas zonas de cisalhamento, sendo marcadas por um aumento repentino na amplitude e decréscimo no ângulo interflancos. Observa-se a geração de uma terceira fase de mobilizado disposta ao longo da foliação plano axial das respectivas dobras.

As dobras de quarta fase são descontínuas na região estudada e a sua formação relaciona-se aos movimentos ocorridos no âmbito das zonas de cisalhamento.

Os eixos desta fase orientam-se na direção NW-SE não guardando relação geométrica com as fases anteriores, dispondo-se de forma ortogonal ou ligeiramente oblíqua em relação a elas. Nos diagramas, caracteriza-se por uma certa dispersão dos eixos β_4, nas zonas de cisalhamento, motivada pela rotação em torno de um eixo subvertical.

A geometria das dobras Dn+3 é determinada principalmente pela superfície dobrada das fases anteriores (Dn+2). Nos locais em que esta superfície dobrada apresentava forte mergulho, isto é, nas zonas de cisalhamento, resultaram dobras Dn+3, com eixos de caimento igualmente fortes, enquanto que, nos locais em que ela possuia mergulhos fracos como na porção NE da área, a norte do rio Paraíba do Sul, resultaram dobras com eixos de caimento também fracos e um padrão de interferência do tipo 1 de Ramsay (1967) com formação de domos e bacias. Este padrão de interferência indica em planta um modelo bidimensional de domos e bacias alongados (braquissinclinais e braquianticlinais) no sentido NE-SW, cuja superfície dobrada possui pequena curvatura, resultando estruturas muito suaves.

CAPÍTULO VIII

8. ANÁLISE DO MAGMATISMO

O mapa geológico em anexo (Fig. 3) exemplifica a distribuição dos corpos ígneos delimitados na região. Eles podem ser divididos em quatro grupos principais:

1º) rochas de composição básica e ultramáfica, agora metamorfizadas e transformadas em anfibolitos (ortoanfibolitos);

2º) granitóides e granitos associados;

3º) rochas básicas;

4º) rochas alcalinas.

8.1 - Ortoanfibolitos (Gn)

Conforme descrito no Capítulo IV, são rochas que ocorrem na forma de lentes ou de lentes-camadas, concordantes, com espessura de ordem decimétrica e extensão decimétrica a métrica. Alguns desses corpos, apesar da modesta espessura, apresentam localmente continuidade lateral, por mais de uma centena de metros conforme exemplificado por um deles que ocorre na seqüência de Barão de Vassouras.

Estas rochas incluem termos de composição quartzo diorítica, gábrica e ultramáfica e representam provavelmente o magmatismo do tipo básico anterior à deformação e ao metamorfismo que afetaram as rochas da Faixa Paraíba do Sul na região. Este magmatismo pode ter se dado penecontemporâneo à sedimentação.

8.2 - Granitóides e Granitos Associados

Com base nos aspectos texturais e estruturais, podem-se dividir estas rochas em dois grupos principais:

1º) granitóides sintectônicos com migmatitos associados;

2º) granitos tardi a pós-tectônicos.

8.2.1 - Granitóides Sintectônicos com Migmatitos Associados (Gn+1)

São rochas que apresentam relação íntima com as estruturas da região, interna e externamente. Foram geradas num episódio contemporâneo à terceira fase de dobramento e à instalação das zonas de cisalhamento. Apresentam feições texturais e estruturais de corpos sintectônicos (sincinemáticos), de acordo com as descrições de Mehnert (1968) e Marmo (1971).

Estas rochas ocorrem na forma de corpos alongados, alinhados na direção NE-SW e concordantes com as estruturas regionais. São foliadas internamente por uma superfície-S cataclástica que é coincidente com a foliação regional Sn+2 das dobras Dn+2 dentro das zonas de cisalhamento.

Os corpos granitóides, conforme descrito nos Capítulos III e IV, são orientados com textura granoporfiroclástica, granulação média a grosseira e estrutura maciça-orientada que pode ser discretamente bandada por efeito da deformação cataclástica que afetou de forma generalizada estas rochas. Este tipo de bandamento cataclástico (milonítico), de acordo com Johnson (1967), desenvolve-se aproximadamente perpendicular à direção do esforço principal de forma análoga ao desenvolvimento da clivagem ardosiana. Em termos de elipsóide de deformação, o eixo de elongação máxima é paralelo ao bandamento. Além disso, este aspecto reflete um quadro de movimento simples e uma história de deformação uniforme para estas superfícies.

Estes granitóides transicionam lateralmente para migmatitos nas bordas, conforme pode ser depreendido em várias exposições na área, como no perfil da antiga Estrada de Ferro Vassouras-Barão do Amparo e no perfil de Maçambará à estrada que liga Vassouras a Ferreiros.

Alguns aspectos observados nestes granitóides, como a presença freqüente de granada, enclaves tipo submicáceos, transi-

ção para gnaisses porfiroblásticos da seqüência de Paracambi etc., são muito sugestivos de uma origem crustal para essas rochas, podendo tratar-se de granitos do tipo S da classificação de Chappell & White, 1974 (in Hine, et al 1978) ou até mesmo do tipo M de Didier et al (1982). Estes autores discutem diferentes tipos genéticos de granitos em função do local em que eles foram gerados, ou a partir do manto ou da crosta, ou da interação de ambos (híbridos), levando em conta a natureza dos enclaves e as características mineralógicas e químicas dos mesmos. A ausência de tais características no momento inviabiliza um enquadramento definitivo destas rochas.

8.2.2 - Granitos Tardi a Pós-Tectônicos (Gn+2)

São encontrados na forma de pequenos "stocks", como os assinalados nos arredores da cidade de Vassouras, ou como corpos tabulares tipo soleiras, subconcordantes, ocorrendo principalmente na seqüência de Barão de Vassouras e nos migmatitos da seqüência de Japeri. Nesta última seqüência, no canto SE da área, é delimitado um corpo granítico mais expressivo, tendo contato intrusivo do lado norte com os respectivos migmatitos e, do lado dul, embora parcialmente recoberto por aluviões, parece ser tectônico, com geração de uma foliação cataclástica caindo suavemente para NNW.

Essas rochas, conforme já referido no Capítulo IV, possuem composição dominantemente granítica, campo 3A e 3B de Streckeisen (1976) e, mais restritamente, composição granodiorítica. São plutonitos finamente foliados, homogêneos, de cor cinza claro, granulação fina a média, localmente porfiríticos.

Os aspectos acima mencionados, juntamente com as descrições petrográficas contidas no Capítulo IV, permitem qualificar estes corpos granitóides como sendo tardi a pós-tectônicos (cinemáticos) e cujas características são compatíveis com as descrições de Mehnert (1968) e Marmo (1971).

8.3 - Rochas Básicas (Gn+3)

São expressas por numerosos corpos de diabásio, geral-

mente concordantes, na forma de "sills", mais raramente como diques, orientados na direção NE-SW.

Ocorrem em corpos possantes, passíveis de cartografia em outras escalas, sendo comum os de espessura hectométrica, amiúde entre 200 e 300 metros, e extensão quilométrica.

Este magmatismo é datado do Jurássico Superior ao Cretáceo Inferior e corresponde ao episódio magmático ligado à Reativação da Plataforma Brasileira de Almeida (1967).

A presença de formas de relevo tipificadas por vales longos e retilíneos, de fundo geralmente plano, limitados lateralmente por falhas normais, que reativam lineamentos ou falhas do embasamento, indica uma estruturação morfotectônica de verdadeiros vales de afundimento (Foto 1) e cuja formação associa-se a um provável arqueamento regional orientado axialmente NE-SW. O abatimento desta estrutura levou à formação de vales tectônicos e de blocos elevados tipo "horst", cujo resultado foi o estabelecimento de um regime de esforços tracionais que possibilitou a ascensão e alojamento de expressivos corpos de diabásio.

Os aspectos aqui mencionados se enquadram perfeitamente no contexto da tectônica regional mesocenozóica, descrita e discutida em seus traços principais por Almeida (1969 e 1976).

8.4 - Rochas Alcalinas

Têm como representante principal o maciço alcalino do Tinguá, o qual aflora parcialmente no canto SE da área estudada. Trata-se de um "plug" encaixado em rochas graníticas, que é constituído essencialmente por sienitos normais e nefelina sienitos. É a partir de amostras desta localidade que foi descrito o termo tinguaíto, proposto por Rosembush, 1887 (in Derby, 1891), incluindo tipos fonolíticos a ortoclásio e nefelina. Derby (op. cit.) descreve as rochas alcalinas do maciço do Tinguá como tipos foiaíticos e menciona a presença de rochas efusivas, fonolitos ou material tufáceo consolidado.

Ocorrem, também na região, pequenos corpos de fonolitos, na forma de "sills", associados freqüentemente a zonas de falha. Mais raramente, eles são encontrados na forma de diques.

Estas rochas alcalinas relacionam-se à Reativação Wealdeniana caracterizada por Almeida (1967) e representam, dentro da mesma, uma fase de magmatismo mais nova do que a do magmatismo básico. Elas são agrupadas por Almeida (1976 e 1983) na Província Serra do Mar, com idades contidas entre o Senoniano Inferior e o Eoceno. Amaral et al (1976a) referem a idade de 66 m.a. para as rochas deste maciço.

CAPÍTULO IX

9. RELAÇÃO ESTRATIGRÁFICA ENTRE AS SEQÜÊNCIAS E CORRELAÇÃO REGIONAL

Com base em critérios litológicos, estruturais e metamórficos, foram separadas na região seis seqüências lito-estruturais:

1º) seqüência de Valença;

2º) seqüência de Quirino;

3º) seqüência de Barão de Vassouras;

4º) seqüência de Vassouras;

5º) seqüência de Paracambi e,

6º) seqüência de Japeri.

Estas seqüências contêm associações litológicas e tectônicas que poderiam ser subdivididas em entidades menores, qualificadas de unidades litoestruturais, mas cuja separação requereria uma escala de mapeamento maior, como 1:50.000 por exemplo.

Não é propósito, neste Capítulo, discutir as diversas unidades que compõem cada uma das seqüências, aspecto este já focalizado no Capítulo III, mas apenas as relações de contato e uma tentativa de correlação e de posicionamento temporal entre elas.

A seqüência de Valença, constituída essencialmente de rochas granulíticas e charnoquíticas de composição tonalítica e quartzo diorítica, ocorre na extremidade norte da área estudada, numa estreita faixa com estruturação NE-SW, sendo o seu contato superior feito com a seqüência de Quirino através de uma faixa de gnaisses miloníticos.

Esta seqüência é descrita por Machado (1983), no perfil vale do rio Preto-Rio das Flores, como uma associação de granulitos e charnoquitos de estrutura bandada e maciça, contendo níveis de gnaisses granadíferos, calcossilicáticas, anfibolitos e piroxe-

nitos, cujo traço principal é a presença de textura cataclástica a partir do vale do rio das Flores para norte. O autor chama a atenção para o mergulho sistemático da foliação principal para o quadrante SE.

A seqüência de Quirino, que ocorre principalmente entre o rio Paraíba do Sul e a cidade de Valença, é constituída de biotita plagioclásio-gnaisse migmatizado e subordinações de migmatitos bandados e de anfibolitos com gnaisse a hornblenda na base, possuindo contato inferior tectônico, por falha de cavalgamento e de empurrão, com os gnaisses miloníticos. O contato superior acompanha o vale do rio Paraíba do Sul, tornando-se difícil a sua observação direta e seu lastreamento no campo.

Esta seqüência também é assinalada a sul do rio Paraíba, até as imediações da cidade de Vassouras, expondo-se notadamente em núcleos antiformais.

A seqüência de Barão de Vassouras, que inclui unidades diversas como: biotita gnaisse laminado, rochas cataclásticas, gnaisses granitóides, granitos, hornblenda gnaisse, mármores e calcossilicáticas, sobrepõe-se à seqüência de Quirino e apresenta contato superior, em parte transicional e em parte tectônico, sendo este do lado oriental e aquele do lado ocidental. Todavia, no mapa geológico ele foi considerado como sendo o próprio lineamento de Vassouras.

A seqüência de Vassouras, constituída de granitóides, migmatitos diatexíticos, gnaisses miloníticos e rochas cataclásticas diversas, possui contatos essencialmente tectônicos, com aparecimento de rochas cataclásticas subverticalizadas, sendo limitada, respectivamente a norte e a sul, pelos lineamentos de Vassouras e de Mendes-Ferreiros.

A seqüência de Paracambi, que ocorre desde a cidade de Mendes até o vale do rio Santana, contém gnaisses granitóides migmatizados, rochas cataclásticas, granitóides cataclasados, migmatitos e intercalações de anfibolitos e de calcossilicáticas, eviden

ciando transição interna para migmatitos na porção média da seqüência e aparecendo em grande parte como uma seqüência sotoposta à de Vassouras. O contato inferior é marcado por uma estreita zona de cisalhamento balizada pelo rio Santana.

Finalmente, a seqüência de Japeri representa uma unidade inferior à da seqüência de Paracambi e constitui-se numa associação de migmatitos homogêneos e heterogêneos, com gnaisses, granitos e granitóides associados. Esses migmatitos envolvem o corpo granítico da Serra da Bandeira na forma de um envelope.

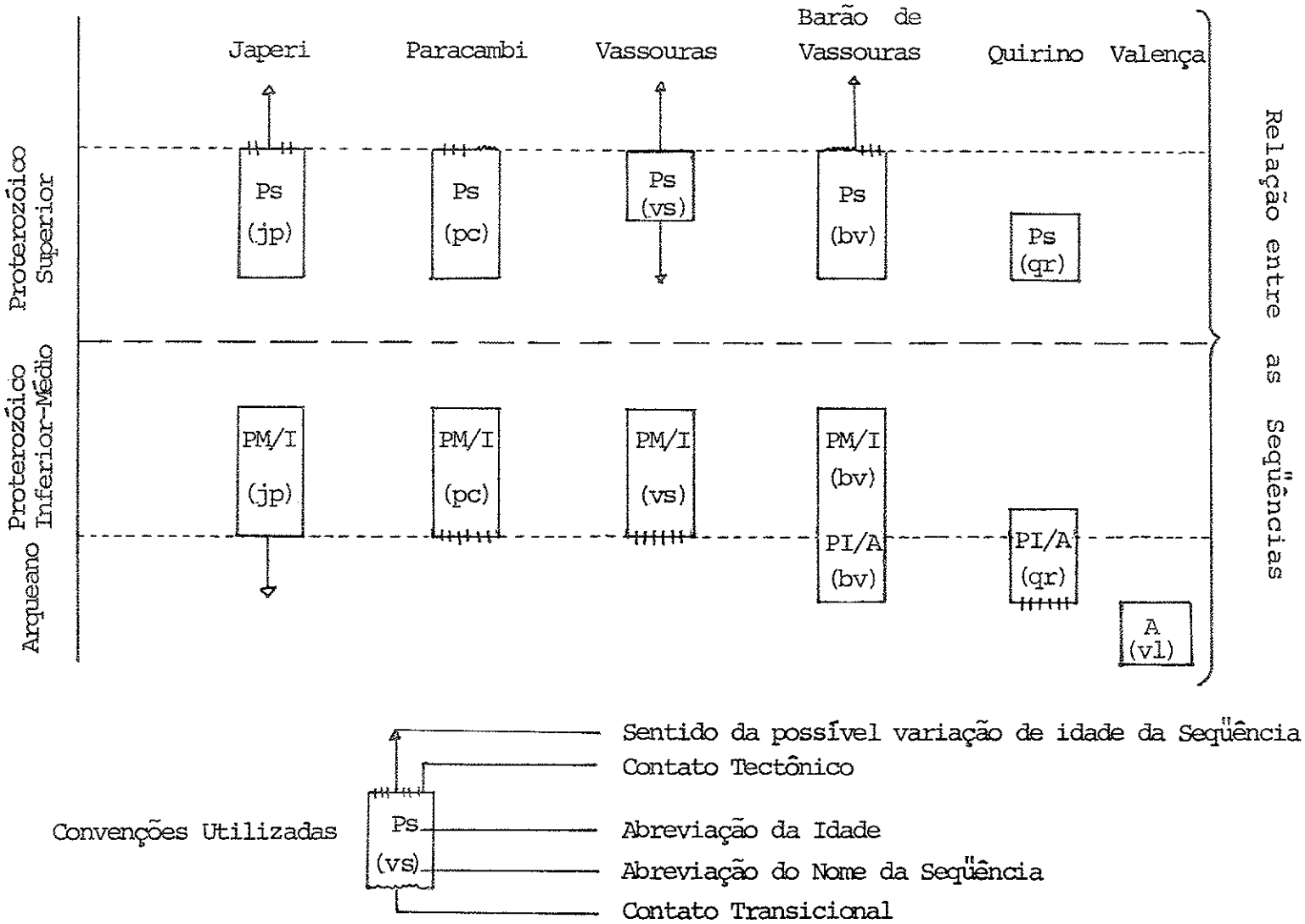
O quadro da tabela 1 exemplifica uma tentativa de correlação entre as seqüências aqui definidas e suas prováveis correspondências temporais, com base na subdivisão do Pré-Cambriano proposta por Almeida (1971). O posicionamento temporal e a correlação definitiva dessas seqüências somente será equacionado mediante um estudo geocronológico refinado da área em questão. Todavia, com base nos dados geocronológicos regionais disponíveis, principalmente a partir do trabalho de Cordani et al (1973), pode-se efetuar um enquadramento das seqüências aqui citadas, nos ciclos orogênicos definidos regionalmente.

A seqüência de Valença, conforme discutida anteriormente, corresponde a uma unidade inferior às demais estudadas, e representa a única seqüência em grau metamórfico de facies granulito. Em decorrência deste fato, considera-se neste trabalho que as rochas integrantes da mesma devem fazer parte do Grupo Juiz de Fora, na acepção original de Ebert (1956), e não ao Grupo Paraíba do Sul, conforme consta da Carta Geológica do Estado do Rio de Janeiro, de Oliveira et al (1977). É oportuno mencionar que no próprio mapa geológico preliminar de Ebert (op. cit.), da parte sul do Estado de Minas Gerais, na escala 1:500.000, já figura o contato entre os dois grupos citados. Além disso, cumpre salientar que, em publicação anterior, em 1955, o referido autor já chamava atenção para as diferenças petrográficas ensejadas entre as respectivas Séries (Grupos).

Cordani et al (1973) referem-se à idade de 2.070 m.a.

TABELA 1

CORRELAÇÃO ENTRE AS SEQÜÊNCIAS



para o metamorfismo catazonal do Juiz de Fora e consideram a presença de material original mais antigo que pode corresponder à idade de 2.788 ± 222 m.a. indicada por quatro amostras, pelo método Rb/Sr em rocha total, da região de Juiz de Fora e Barbacena.

Oliveira (1980) considera as idades transamazônicas para as rochas em pauta como decorrentes do rejuvenescimento de rochas charnoquíticas mais antigas que foram atingidas por processos de forte deformação e recristalização em ambiente catazonal. Considera a idade primária dessas rochas como Arqueana, atribuíndo a sua formação ao Ciclo Jequié. Além disso, menciona que a razão isotópica Sr_{87}/Sr_{86} de 0,706 para essas rochas é indicativa de uma vida crustal prolongada e permite supor idades primárias mais antigas do que 2.800 m.a.

As demais seqüências (de Quirino, Barão de Vassouras, Vassouras e Paracambi), com exceção da de Japeri, correspondem à "Série Paraíba" de Ebert (1956) e à "Série Paraíba-Desengano" de Rosier (1965). Oliveira et al (1977) utilizam a denominação de Grupo Paraíba do Sul para as rochas que ocorrem a norte do Grupo Serra dos Órgãos, englobando a "Série Paraíba" de Ebert (op. cit.) e os granulitos e charnoquitos da "Série Juiz de Fora" deste mesmo autor.

Diante do acima exposto, parece-nos mais apropriado considerar a denominação de Grupo Paraíba do Sul ao invés de "Série Paraíba", mantendo, porém,a definição original desta última e englobando as rochas granulíticas sotopostas, no Grupo Juiz de Fora, como aliás já o fizera Ebert (op. cit.).

Cordani et al (op. cit.) obtiveram idades de 2.070 m.a. (U/Pb) e 1.923 m.a. (Rb/Sr) para o metamorfismo catazonal das rochas do Grupo Paraíba e as consideraram com as mesmas características petrológicas que o Grupo Juiz de Fora. Oliveira (1980) estende à mesma interpretação para as rochas do Grupo Paraíba do Sul, considerando que o Ciclo Transamazônico retrabalhou material mais antigo, porém sem evidências de formação de rochas de alto grau nessa época, tendo o metamorfismo atingido as condições mais elevadas

do facies anfibolito. Todavia, Cordani e Teixeira (1979) e Siga Jr. et al (1982) apontam idades brasilianas (600 m.a., com R.I. de 0,710), determinadas pelo método Rb/Sr em rocha total, para rochas granulíticas da região de São Fidélis, sugerindo tratar-se da própria idade de formação dessas rochas durante o metamorfismo brasiliano que teria ocorrido nas zonas mais profundas do Cinturão Ribeira.

Para Campanha (1980), o processo que deu origem às rochas blastomiloníticas, na área de Três Rios, não deve ser mais antigo do que o Transamazônico (2.090 m.a.) e não pode ser mais recente que os granitos pós-tectônicos do Brasiliano (540 $\pm$ 60 m.a.). Considera que a idade mais provável para o processo de blastomilonitização seja Transamazônica. Porém, em 1981, o mesmo autor atribui a idade de 600 m.a. à formação destas rochas.

A seqüência de Japeri, conforme discutida nos Capítulos IV, V e VI, contém rochas correlativas à seqüência de Quirino e corresponde a uma unidade inferior à da seqüência de Paracambi, figurando em vários trabalhos como Serra dos Órgãos (Grupo).

Rosier (1957) define a Serra dos Órgãos como sendo uma "nappe" superior, contendo um "núcleo" de material Arqueano, mais ou menos palingenético, e uma "cobertura" Algonquiana. Assim, em 1965, ele considerou a "Série Serra dos Órgãos" como material velho ante-assíntico, e que formava o substrato do material mais novo.

Cordani et al (1973) reconhecem idades Rb/Sr de 620 m.a. para os migmatitos e gnaisses granitóides sintectônicos da Serra dos Órgãos e admitem que sejam provenientes da transformação de rochas do próprio Paraíba. Além do mais, mencionam idades intermediárias entre os Ciclos Brasiliano e Transamazônico, porém com valores dispersivos e não confirmados pelo método U/Pb.

Oliveira (1980) refere-se à razão Sr_{87}/Sr_{86} inicial de 0,709, relativamente baixa para formação dessas rochas, como evidência de transformação a partir de rochas mais antigas, de idade

Transamazônica ou mesmo Arqueanas que foram total ou parcialmente afetadas pelo ciclo de 2.070 m.a.. Mostra, também, que as tendências geoquímicas gerais, principalmente para os elementos maiores, são muito semelhantes nas rochas dos três ciclos.

Em decorrência do acima referido, pode-se considerar que, em parte, os gnaisses e migmatitos mais antigos do Grupo Serra dos Órgãos, na região, sejam correspondentes homólogos do embasamento ou da infraestrutura do Grupo Paraíba do Sul no sentido aqui considerado. O registro marcante de eventos magmáticos e metamórficos (de migmatização, principalmente) durante o Ciclo Brasiliano reflete a importância, não só pela geração e transformação de material nessa época mas, também, pelo significado tectônico que esta unidade representa no contexto regional.

O contato sul desta unidade com as rochas do chamado Complexo do Litoral Fluminense, de Oliveira et al (1977), não tem sido alvo das atenções dos autores que se referem à região.

Rosier (1957) menciona não ter observado discordâncias na Serra do Mar (localmente Serra dos Órgãos), mas prossegue "... *elas existiram, talvez, primitivamente, mas foram "apagadas" pelos fenômenos tectogênicos e metamórficos.*" Brenner et al (1982) citam contatos às vezes quase horizontais com "línguas" do batólito Serra dos Órgãos formando pequenas apófises ou nucleando dobras recumbentes de amplitudes métricas a decamétricas.

Machado (1983) menciona que as rochas que afloram no domínio da baixada Fluminense, próximo ao sopé da Serra das Araras, possuem mergulho baixo para N, geralmente menor do que 20º, sotopondo-se estruturalmente às rochas que são representadas, no mapa geológico do Estado do Rio de Janeiro de Oliveira et al (op. cit.), como pertencentes ao Grupo Serra dos Órgãos. Além do mais, observa uma fase de dobramento muito suave com orientação axial diferente da que foi observada no domínio da Faixa Paraíba do Sul.

Observações posteriores, efetuadas pelo presente autor nos arredores de Japeri, Engº. Pedreira e Queimados, confirmam as

idéias citadas por Machado (op. cit.) e indicam, inclusive, a existência de gnaisses laminados com mergulhos suaves, em torno de 20 a 25º, para o quadrante NW, que poderiam representar a base de uma falha de empurrão ou, até mesmo, de cavalgamento do Grupo Serra dos Órgãos sobre as rochas do Complexo do Litoral Fluminense na região em pauta.

CAPÍTULO X

10. EVOLUÇÃO GEOLÓGICA REGIONAL

Os dados contidos neste trabalho são indicativos de uma região de evolução geológica muito complexa, com superposição de metamorfismo, deformação, dobramento, migmatização e magmatismo. O posicionamento temporal destes eventos e uma possível correlação definitiva entre as seqüências somente poderão ser equacionados mediante um estudo geocronológico refinado na área em questão.

Com base na diferença do grau metamórfico e na posição estrutural, considera-se, para a região estudada, que o Grupo Juiz de Fora representa uma unidade litoestrutural mais antiga do que a do Grupo Paraíba do Sul, sendo separados por uma importante falha de cavalgamento e de empurrão, que passa na altura da cidade de Valença e marca o limite sul das estruturas com vergência para NW. Recentemente, Machado (1983) mostra esta polaridade tectônica através de um perfil geológico entre a cidade de Rio das Flores e o vale do rio Preto.

No Grupo Paraíba do Sul são reconhecidas rochas que fazem parte do embasamento e da cobertura. As rochas do embasamento são representadas principalmente pela seqüência de Quirino, cujas exposições são mais ou menos contínuas entre o vale do rio Paraíba do Sul e a cidade de Valença. Nelas, predomina biotita plagioclásio-gnaisse migmatizado, possuindo intercalações de anfibolitos com subordinações de migmatitos bandados e hornblenda gnaisse migmatizado na base. Estas rochas são também encontradas na seqüência de Barão de Vassouras, no trecho entre o citado vale e a cidade de Vassouras, formando estruturas antiformais cuja exposição pode ser devida à própria atividade das zonas de cisalhamento, as quais ocorrem com freqüência ladeando as referidas estruturas.

A sul, na seqüência de Japeri, embora muito transformada, parte das rochas apresenta composição e situação estrutural semelhantes às da seqüência de Quirino.

A cobertura, igualmente muito deformada e misturada com o embasamento, pode ser reconhecida através do vestígio de rochas supracrustais como mármore e calcossilicáticas, que estão preservadas principalmente ao longo do vale do rio Paraíba do Sul, em particular na seqüência de Barão de Vassouras. São também registradas lentes de gonditos nesta última seqüência e de quartzitos na de Vassouras. Os gnaisses kinzigíticos com calcossilicáticas da seqüência de Paracambi podem igualmente fazer parte desta mesma cobertura.

A Tabela 2 exemplifica um quadro esquemático de evolução geológica para área estudada, relacionando, de um lado, os diversos eventos (dobramento, migmatização, metamorfismo e magmatismo) e, de outro, os possíveis ciclos geotectônicos que afetaram a região.

As rochas mais antigas da área estudada estão representadas pelos charnoquitos da seqüência de Valença, as quais são aqui englobadas na Série (Grupo) Juiz de Fora de Ebert (1956). Elas foram sujeitas a um metamorfismo catazonal de idade transamazônica (Cordani et al 1973), sendo, porém,mais antigas (idade primária), Arqueanas, com sua geração podendo ser atribuída ao Ciclo Jequié (Oliveira, 1980).

Seguem-se as rochas que integram as seqüências de Quirino, Barão de Vassouras, Vassouras e Paracambi, as quais correspondem à "Série Paraíba" de Ebert (op. cit.) e que neste trabalho é considerada como Grupo Paraíba do Sul.

Após o metamorfismo (MTn+1) e a migmatização (Mn) das rochas que compõem o Grupo Paraíba do Sul, ocorreram duas fases de dobramento (Dn e Dn+1) coaxiais, com formação de dobras cerradas e isoclinais e geração de um bandamento de transposição regional,conforme pode ser evidenciado pelos vestígios de estruturas tipo "rootless" e de dobras sem raízes, interfoliares. Esta primeira fase de transposição (ST1) é acompanhada pela formação de rochas cataclásticas.

TABELA 2

QUADRO ESQUEMÁTICO DE EVOLUÇÃO GEOLÓGICA

	C I C L O S						
	J E Q U I É / TRANSAMAZÔNICO	TRANSAMAZÔNICO/URUAÇUANO(?)/BRASILIANO					REATIVAÇÃO WEALDENIANA (J/K-TERC.)
DOBRAMENTO			Dn e Dn + 1		Dn + 2	Dn + 3	
MIGMATIZAÇÃO		Mn		Mn + 1		Mn + 3	
METAMORFISMO REGIONAL E DINÂMICO	MTn (F. Granulito)	MTn + 1 (F. Anfibolito)		MTn + 2 (F. Anfibolito)		MTn + 2 (dinâmico)	de contato
MAGMATISMO		Gn		Gn + 1		Gn + 2	Gn + 3

Outras fases de metamorfismo (MTn+2), migmatização (Mn+1) e magmatismo (Gn+1), acompanhadas de intensa feldspatização, afetam essas rochas. Segue-se a terceira fase de dobramento (Dn+2) que é acompanhada pela formação e alojamento de rochas granitóides e migmatitos sintectônicos. Paralelamente a isto, se estabelece uma extensa zona de cisalhamento dúctil de alto mergulho relacionada a esta fase e que leva à formação de rochas cataclásticas, incluíndo milonito gnaisse, gnaisse laminado, milonito xisto e blastomilonito. Tais rochas são cortadas por falhas de empurrão mais novas (Foto 11).

Na seqüência de Barão de Vassouras, rochas do embasamento e da cobertura afloram, lado a lado, em decorrência da instalação desta importante zona de cisalhamento, a qual é, inclusive, responsável em parte pela reorganização estrutural das rochas da Faixa Paraíba do Sul na região.

A seguir, dentro do Ciclo Brasiliano, ocorre a terceira fase de migmatização (Mn+2), expressa a nível de afloramento por migmatitos gerados principalmente por processos de injeção e, a nível de lâmina, pela formação de microclina que permeia a rocha na forma de veios e de vênulas. Outro episódio que recobre no tempo é a geração de dobras da quarta fase (Dn+3), que são vinculadas aos movimentos ocorridos ao longo das zonas de cisalhamento, resultando dobras com eixos empinados nos domínios em que a superfície dobrada anterior era subvertical e, com eixos suaves, onde ela era subhorizontal ou pouco inclinada. Finalmente, se dá a intrusão dos corpos graníticos pós-tectônicos (Gn+2).

Entre o Jurássico e o Cretáceo, ocorreu um arqueamento na região, com orientação axial NE-SW, o qual culminou com o estabelecimento de uma zona tracional, cujo efeito foi a reativação de importantes lineamentos e/ou falhas com formação de estruturas tipo "rifts" que propiciaram ascensão e alojamento de magmas básico e alcalino. As estruturas morfotectônicas mais expressivas são marcantes nos vales de afundimento do rio Santana, do rio Paraíba do Sul e no vale tectônico de Vassouras (Foto 1). Tais estruturas vinculam-se a uma tectônica regional e que está relacionada ao que foi denominado de Reativação Wealdeniana, por Almeida (1967).

CAPITULO XI

11. CONCLUSÕES

Os dados apresentados e discutidos neste trabalho comprovam a existência de um cinturão metamórfico policíclico, no qual ocorreu a superposição de, pelo menos, três ciclos geotectônicos distintos: Ciclo Jequié, Transamazônico e Brasiliano.

A unidade mais antiga está representada por rochas em grau metamórfico de facies granulito, correlacionadas ao Grupo Juiz de Fora, e a mais nova, em facies anfibolito alto, correlacionada aos Grupo Paraíba do Sul e Serra dos Órgãos. Nesta, podem ser reconhecidas rochas da infra-estrutura (seqüência de Quirino) e da supraestrutura (seqüência de Barão de Vassouras, parcialmente,de Vassouras e de Paracambi).

Os perfis geológicos-estruturais confirmam a estruturação sinclinorial divergente da Faixa Paraíba do Sul, na porção ocidental do Estado do Rio de Janeiro, conforme discutido por Machado (1983), bem como permitem estender para a região estudada os três domínios tectônicos reconhecidos por este autor:

1º) domínio com vergência para NW, entre a cidade de Rio das Flores e o vale do Rio Preto, pelo menos;

2º) domínio sem polaridade tectônica definida entre as cidades de Conservatória e Barra do Piraí, sendo equivalente ao trecho balizado pelas cidades de Valença e de Vassouras;

3º) domínio com vergência para SE, do vale do rio Paraíba para Sul. Este domínio é bem marcado entre as cidades de Mendes e de Japeri, já no limite da Serra do Mar com a baixada Fluminense.

São separadas seis seqüências litoestruturais pré-cambrianas:

1º) seqüência de Valença;

2º) seqüência de Quirino;

3º) seqüência de Barão de Vassouras;

4º) seqüência de Vassouras;

5º) seqüência de Paracambi;

6º) seqüência de Japeri.

A primeira é considerada como parte do Grupo Juiz de Fora, segundo a definição de Ebert (1956), sendo constituída por rochas de composição tonalítica a quartzo diorítica que foram sujeitas ao metamorfismo de facies granulito de média pressão. Estas rochas relacionam-se provavelmente ao Ciclo Jequié e podem representar um substrato Arqueano sobre o qual evoluíram as rochas do Grupo Paraíba do Sul. As demais seqüências, com exceção de parte da seqüência de Japeri, correspondem ao Grupo Paraíba do Sul no sentido dado neste trabalho, podendo ser relacionadas ao Ciclo Transamazônico, com retrabalhamento posterior nos Ciclos Uruacuano (?) e Brasiliano. O metamorfismo atingiu a porção superior do facies anfibolito de pressão intermediária e foi recorrente em pelo menos duas ocasiões, conforme sugerem as relações texturais observadas nessas rochas.

As relações texturais das rochas que compõem estas seqüências indicam que elas passaram pelos mesmos processos de deformação e de recristalização, apresentando como traço comum a presença de feldspato bimodal (K-feldspato e plagioclásio) na forma de porfiroclasto e como integrante da matriz, diferindo apenas nas proporções relativas em que aparecem. Algumas vezes, como na seqüência de Paracambi, a recristalização é tão intensa que se torna difícil a distinção entre o que é porfiroclasto e o que é porfiroblasto.

São reconhecidos na região estudada três episódios de migmatização. O primeiro é responsável pela formação de migmatitos bandados com neossoma e melanossoma diferenciados, cuja geração pode estar vinculada ao Ciclo Transamazônico. O segundo, desenvolve-se ao longo da foliação de transposição ST1, truncando o primeiro, sendo boudinados, pobres em biotita, constituindo-se amiúde de

feldspato ou eventualmente apenas de quartzo. Este episódio de migmatização pode ligar-se ao Ciclo Uruaçuano. Finalmente, o terceiro episódio de migmatização é expresso com freqüência por migmatitos de injeção, na forma de veios discordantes e subconcordantes, grosseiros e pegmatóides, os quais são atribuídos ao Ciclo Brasiliano.

São identificadas quatro fases de dobramentos superpostos, sendo as três primeiras orientadas NE-SW e a quarta, NW-SE. No primeiro caso, as dobras foram geradas por esforços de natureza tangencial com direção aproximada NW-SE, enquanto no segundo, por um mecanismo de cisalhamento direcionado nos quadrantes NE-SW.

As dobras de primeira fase (Dn) são de perfis cerrados e isoclinais, anisópacas, com charneiras espessadas e flancos adelgaçados, resultando com a segunda fase de dobramento um padrão de interferência do tipo 3 de Ramsay (1967). A relação entre as superfícies dobradas sucessivas permite enquadrá-las nas classes 2 e 3 deste mesmo autor.

As dobras de segunda fase (Dn+1) redobram as de primeira fase de forma coaxial e aparecem dentro de um bandamento transposto ST1 como dobras interfoliares e como estruturas tipo "rootless". A morfologia resultante é muito semelhante à das dobras Dn.

As dobras de terceira fase (Dn+2) possuem perfis abertos a fechados, tipo isópacas, geradas por processo de natureza flexural fora das zonas de cisalhamento. Afetam o bandamento transposto ST1 e respondem pela organização estrutural das mesoestruturas. Possuem eixos de caimento baixo, entre 5 e 20º, com rumo médio N50E e S50W. A esta fase associa-se uma zona de cisalhamento de alto mergulho, com formação de uma nova foliação de transposição ST2 e de estruturas tipo "mullions" e estrias de falha geometricamente relacionadas aos eixos β_3 medidos e construídos.

As dobras de quarta fase (Dn+3) são caracterizadas por perfis suaves e abertos, com plano axial subvertical, orientados na direção NW-SE. A geometria desta fase é determinada pela superfície dobrada da fase anterior. Nas zonas de cisalhamento com su-

perfície subvertical, resultam dobras com eixos empinados e, nos locais em que a superfície possuía baixo mergulho, resultaram eixos de caimento fraco. Na porção NE da região estudada, resultou um padrão de interferência do tipo 1 de Ramsay (op. cit.), com domos e bacias com a fase precedente.

A evolução estrutural da área implica na formação de dobras recumbentes cerradas e isoclinais ou de estruturas do tipo "nappes", durante a fase Dn+1, com transposição regional ST1 ao final da mesma, seguindo-se a fase Dn+2 responsável pela geração de dobras subverticais acompanhadas de uma nova foliação de transposição ST2, principalmente no interior das zonas de cisalhamento.

Importantes falhas transcorrentes foram geradas durante a instalação desta zona de cisalhamento de alto mergulho, ocorrendo a formação de expressivas faixas de rochas cataclásticas, as quais, além de dificultarem a reconstituição das estruturas anteriores, respondem,em grande parte, pela forte estruturação tectônica regional NE-SW. Algumas destas falhas são muito complexas, podendo passar lateralmente para falhas com componentes de empurrão ou mesmo serem cortadas por empurrões mais novos. Tais falhas foram reativadas durante o Mesozóico como falhas normais. Além disso, são cortadas por falhas transversais de alto ângulo com rejeito direcional. Algumas destas falhas transcorrentes, como a do vale do rio Santana-Ribeirão das Lajes, são aqui caracterizadas como falhas de natureza oblíqua, pois a elas associam-se movimentos com rejeito direcional e de mergulho.

Uma importante fase de magmatismo ou de granitização sintectônica, relacionada no tempo com as dobras Dn+2, é registrada principalmente na seqüência de Vassouras, levando à formação de corpos granitóides e migmatitos diatexíticos associados, os quais alinham-se concordantes com as estruturas regionais, exibindo uma textura cataclástica. Outra fase de magmatismo é representada por corpos graníticos pós-tectônicos, como aqueles assinalados a NW e a SW da cidade de Vassouras e na Serra da Bandeira, arredores de Japeri.

A relação de contato entre as rochas que compõem a Serra das Araras e a Baixada Fluminense, na região estudada, é de natureza tectônica, sendo provável a existência de falha de empurrão ou mesmo de cavalgamento, fazendo supor que a Faixa Paraíba do Sul tenha sido deslocada para SE em direção ao Complexo do Litoral Fluminense, o qual, pelo menos pro parte, deve ter funcionado como Antepaís da citada faixa.

Os dados ora disponíveis permitem supor um modelo tectônico de colisão de placas continentais para a formação da Faixa Paraíba do Sul, de tal modo que a polaridade tectônica divergente pode ser explicada pela presença de placas litosféricas situadas a NW e a SE da citada faixa. Após a colisão de tais placas teria ocorrido cavalgamento da Faixa Paraíba do Sul em relação às mesmas, deslocando-se, a partir daí, num dado momento, obliquamente uma em relação à outra, de modo a resultar a formação de zonas de cisalhamento de alto mergulho com falhas transcorrentes e oblíquas associadas.

AGRADECIMENTOS

O Autor consigna sua gratidão às pessoas e entidades que contribuíram para a execução desta tese:

Ao Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo pelo apoio de infra-estrutura e, em particular, ao Departamento de Geologia Geral pelas sucessivas dispensas concedidas para a realização dos trabalhos de campos;

Ao Prof. Dr. Marcos Aurélio Farias de Oliveira, do Departamento de Mineralogia e Recursos Minerais do Instituto de Geociências e Ciências Exatas da UNESP, pela orientação objetiva, estímulo e assistência dispensados no desenvolvimento desta pesquisa;

Aos estudantes de Geologia, à época, Sérgio Renato Magalhães, João Fernando Hippertti, Sebastião Barreiros Calderano, bem como aos colegas professores Joel Barbujiani Sigolo, Roger Marcondes Abs e Carlos Roberto Ferraz Moretti pelo apoio nos levantamentos de campo;

Ao Dr. Roland Trompette, do CNRS-França, pelos preciosos ensinamentos e discussões empreendidos durante uma expedição geológica à região estudada;

Ao Prof. Dr. Alberto Pio Fiori pela orientação dos critérios utilizados na fotointerpretação de terrenos de alto grau;

Ao irmão José Cláudio Machado, pela reprodução cuidadosa e incansável dos desenhos e da maior parte dos mapas que ilustram esta tese;

À equipe do Setor Gráfico do IG-USP, na pessoa do Sr. Jaime Alves da Silva; à equipe de laminação, na pessoa do Sr. Cláudio Hopp; ao fotógrafo Sr. Jaime de Souza Marcos; à desenhista Itacy Kroehne, à datilógrafa Araide Sanches; ao amigo Orlando Pereira

de Souza, pela valiosa participação neste trabalho;

Ao Instituto de Pesquisas Tecnológicas do Estado de São Paulo, na pessoa do Geólogo Eleno de Paula Rodrigues, por facilitar a obtenção das fotomicrografias;

Ao Prof. Dr. Thomas Fairchild pela correção do Abstract;

À Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de São Paulo-FAPESP, pelo suporte financeiro que contribuiu para viabilizar os levantamentos de campo;

Ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico-CNPq, pelo auxílio de pesquisa que permitiu a complementação dos trabalhos de campo;

À esposa Luci, que me ajudou de várias formas, inclusive na revisão do texto, tendo como única contrapartida as muitas horas tomadas de seu convívio;

Por fim, mas não por último, a todos aqueles que, direta ou indiretamente, participaram com seu apoio, incentivo e colaboração, tornando mais ameno o trabalho que culminou com a elaboração desta tese, ficam aqui externados os mais sinceros agradecimentos do Autor.

BIBLIOGRAFIA

ALMEIDA, F.F.M. de - 1967 - Origem e Evolução da Plataforma Brasileira - Div. Geol. Min., DNPM, Bol. 241.

ALMEIDA, F.F.M. de - 1969 - Diferenciação Tectônica da Plataforma Brasileira. Anais XXIII Congr. Bras. Geol., 1:29-46, Salvador.

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

ALMEIDA, F.F.M. de - 1976 - The system of continental rifts bordering the Santos Basin, Brasil. Intern. Symp. on Cont. Margins of Atlantic Type. An Acad. Bras. Cienc., 48 (Supl.):15-26, Rio de Janeiro.

ALMEIDA, F.F.M. de - 1983 - Relações tectônicas das rochas alcalinas mesozóicas da região meridional da Plataforma Sul Americana. Rev. Bras. Geoc., 13(3):139-158.

ALMEIDA, F.F.M.; HASUI, Y. & CARNEIRO, C.D.R. - 1975 - O lineamento de Além Paraíba. An. Acad. Bras. Ciênc., 47(3-4):575, Rio de Janeiro.

AMARAL, G.; BUSHEE, J.; CORDANI, U.G.; KAWASHITA, K. e REYNOLDS, J. H. - 1967 - Potassium-Argon ages of alcaline rocks from Southern Brazil. Geoch. Cosmoch. Acta, 31:117-142.

BONORINO, F.G. - 1970 - Migmatitos: bases para uma nomenclatura. Rev. Assoc. Geol. Arg., Tomo XXV, nº 2:262-273.

BRANDALISE, L.A.; RIBEIRO, J.H. & FERRARI, P.C. - 1976 - Projeto Vale do Paraíba do Sul. Rel. Final, Conv. DNPM/CPRM, Rio de Janeiro.

BRENNER, T.L.; FERRARI, A.L. & PENHA, H.M. - 1980 - Lineamentos Es

truturais do Nordeste do Estado do Rio de Janeiro. An. XXXI Congr. Bras. Geol., 5:2551-2564, Camboriú, SC.

BUDDINGTON, A.F. - 1959 - Granite emplacement, with special reference to North America. Geol. Soc. Amer. Bull., V.70, 671-747.

CAMPANHA, G.A. de C. - 1980 - O lineamento de Além-Paraíba na Área de Três Rios (RJ). Dissertação de Mestrado, Inst. Geoc. USP, 109 p., São Paulo (inédito).

CAMPANHA, G.A. de C. - 1981 - O Lineamento de Além-Paraíba na Área de Três Rios (RJ). Rev. Bras. Geoc. 11(3):159-171, São Paulo.

CAMPBELL, J.D. - 1958 - En Echelon Folding. Econ. Geol., 53:448-472.

CHAVES, M.L. de S.C. - 1983 - Contribuição à integração entre mapeamentos geológicos realizados em regiões limítrofes aos Estados de São Paulo e Rio de Janeiro. Atas do 4º Simp. Reg. Geol., SBG, São Paulo.

CORDANI, U.G.; DELHAL, J.; GOMES, C.B. & LEDENT, D. - 1968 - Nota preliminar sobre idades radiométricas em rochas da região da Serra dos Órgãos (leste de Minas Gerais e Estado do Rio de Janeiro). Bol. Soc. Bras. Geol., 17(1):89-92, São Paulo.

CORDANI, U.G.; DELHAL, J. & LEDENT, D. - 1973 - Orogenéses superposées dans le précambrien du Brésil sub-oriental (Étatas de Rio de Janeiro et de Minas Gerais). Rev. Bras. Geoc., 3(1):1-22, São Paulo.

CORDANI, U.G.; TEIXEIRA, W. - 1979 - Comentários sobre as determinações geocronológicas existentes para as regiões das Folhas Rio de Janeiro, Vitória e Iguape. Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo, DNPM, Brasília.

COSTA, L.A.M. & MARCHETTO, C.M.L. - 1978 - Evolução textural dos granulitos de São Fidélis, RJ. An XXX Congr.Bras. Geol., 3:1250-1264, Recife.

DEN TEX, E. - 1965 - Metamorphic lineages of orogenic plutonism. Geol. & Mijnb., 44(4):105-132.

DERBY, O.A. - 1880 - On the age of the Brazilian gneiss series. Discovery of Eozoon. Am. J. Sc., 3ª Série, Vol.XIX, p.324-326.

DERBY, O.A. - 1891 - On nepheline rocks in Brazil, pt II, the Tinguá Mass. Quart. J. Geol. Soc. London, London, 47:257-265.

DE WAARD, D. - 1965 - The occurrence of garnet in the granulites facies terranes of the Adirondack Highlands. J. Petrol. 6:165-191.

DE WAARD, D. - 1967 - The occurrence of garnet in the granulites facies terranes of the Adirondack Highlands and elsewhere, an amplification and a reply. Petrol., 8:210-232.

DIDIER, J.; DUTHOU, J.L. & LAMEYRE, J. - 1982 - Mantle and Crustal Granites: Genetic classification of Orogenic Granites and the Nature of their enclaves. Journ. Volc. Geoth. Resear., 14:120-132.

EBERT, H. - 1956 - Tectônica do Pré-Cambriano (São João Del Rei). Depto.Nac.Prod. Min., Relatório anual do Diretor, ano 1956, p. 97-107, Rio de Janeiro.

EBERT, H. - 1957b - A tectônica do sul do Estado de Minas Gerais e regiões adjacentes, In: Rel. An. Diretor, DGM-DNPM, ano de 1956, p. 97-107, Rio de Janeiro.

EBERT, H. - 1968 - Ocorrência de facies granulítica no sul de Minas Gerais e regiões adjacentes, em dependência da estrutura orogênica: hipóteses sobre a sua origem. An. Acad. Bras. Ciênc., 40(Supl.):215-229, Rio de Janeiro.

EBERT, H. - 1971 - Os Paraíbides entre São João Del Rei, Minas Gerais e Itapira, São Paulo, e a bifurcação entre Paraíbides e Araxaídes, Bol. Esp. XXV Congr. Bras. Geol., 1:177-178, São Paulo.

FIORI, A.P. - 1979 - Geologia da Região de Pouso Alegre-Machado:Análise estrutural dos dobramentos superpostos. Tese de Doutoramento, Inst. Geociências, USP, 200 p., São Paulo (inédito).

FLEUTY, M.J. - 1964 - The description of folds. Proc. Geol. Assoc., 75:461-492.

FONSECA. M-J-C.; SILVA, Z.C.G.; CAMPOS, D.A. & TOSATTO, P. - 1979- Nota explicativa da folha Rio de Janeiro/Vitória/Iguape. Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo, DNPM, Brasília.

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

GREEN, D.H. & RINGWOOD, A. E. - 1967 - An experimental investigation of the gabro to eclogite transformation and its petrological Aplications. Geochim. Cosmochim. Acta. 31:767-833.

GRIFFIN, W.L. & HEIER, K.S. - 1969 - Parageneses of garnet in granulite facies rocks, Lofoten Versteraalen, Norway. Contr.Min. Petr., 23:89-116.

GUIMARÃES, D. - 1938 - Metallogenese e a theoria migratoria dos elementos. DFPM-DNPM, Bol. 24, Rio de Janeiro.

GUIMARÃES, D. & LEINZ, V. - 1951 - Arqueozóico. In: D. GUIMARÃES - 1951 - Arqui-Brasil e sua evolução geológica. DNPM-DFPM, Bol. 88, 314 p.

HARTT, C.F. - 1941 - Geologia e Geografia do Brasil. Traduzido por Edgar Susseking de Mendonça e Eliar Dolianitti. Original - Geology and Physical of Geography of Brazil, 1870, Co. Ed. Nacional - São Paulo.

HASUY, Y. - 1983 - Aspectos geológicos essenciais da secção Cacondе-Caraguatatuba e suas implicações na reconstituição da organização e evolução do Pré-Cambriano do leste paulista. Atas da 1ª. Jornada sobre a Carta Geológica do Estado de São Paulo em 1:50.000, PRÓ-MINÉRIO (IPT), São Paulo.

HASUY, Y. & FONSECA, M.J.G. - 1982 - O Pré-Cambriano da região costeira entre o Espírito Santo e Paraná. Texto explicativo da carta geológica do Brasil em 1:2.5.000, DNPM (no prelo).

HENSEN, B.J. & GREEN, D.H. - 1973 - Experimental study of cordierite and garnet in pelitic compositions at hight pressures and temperatures. III-Synthesis of experimental data and geological appli

cations. Contr. Miner. Petr., 38:151-166.

HIME, B.; WILLIAMS, I.S.; CHAPPELL, B.W. & WHITTE, A.J.R. - 1978 - Contrasts between I- and S- type granitoids of the Kosciusko Batholith. Journ. Geol. Soc. Austr., 25(4):219-234.

HIGGINS, W.M. - 1971 - Cataclastic Rocks. U.S. Geol. Survey, Prof. Paper 687, Washington, 77 p.

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

JOHNSON, M.R.W. - 1967 - Mylonite zones and Mylonite Banding. Nature, 21:246-247.

JUNG, J. & ROQUES, M. - 1972 - Introdução ao estudo zoneográfico das formações cristalofilianas. Tradução da Escola de Geologia da UFRGS, 3ª ed., Porto Alegre.

KERR, P.F. - 1959 - Optical Mineralogy, New York: McGraw-Hill Book Co., 442 p.

KING, L.C. - 1956 - A Geomorfologia do Brasil Oriental. Rev. Bras. Geogr., IBGE, nº 2, 256 p.

LAMBERT, I.B. & HEIER, R.S. - 1968 - Geochemical investigations of deeps-seated in the Australian Shield. Lithos, 1:30-53.

LAMEGO, A.R. - 1936 - O maciço de Itatiaia e regiões circundantes. Bol. Serv. Geol. Miner., DNPM, 88:1-93, Rio de Janeiro.

LAMEGO, A.R. - 1937 - Theoria do protogneis: uma interpretação petrogenêtica do Archeano. In: Serv. Geol. Mineral, DNPM, Rio de Janeiro, Bol. 86, 67 p.

LAMEGO, A.R. - 1946 - Análise tectônica e morfológica do Sistema da Mantiqueira. An. Congr. Panam. Eng. Minas Geol., 3:247-326, Petrópolis.

MACHADO FILHO, L. & GOMES, B.S. - 1972 - Zonas migmatogênicas da Serra dos Órgãos. An. Acad. Bras. Ciênc., 44(2):259-262, Rio de Janeiro.

MACHADO, R. - 1983 - Consideração sobre a estruturação tectônica divergente da porção ocidental do Estado do Rio de Janeiro. Atas do 4º Simp. Reg. Geol., SBG, São Paulo.

MANNA, S.S. & SEN, S.K. - 1974 - Origin of garnet in the Basic Granulites around Saltora, W. Bengal, India. Contr. Mineral. Petrol., 44:195-218.

MARMO, U. - 1971 - Granitic Petrology and the granitic problem development in petrology nº 2. New York: Elsevier Publ. Comp., 189 p.

MATTAUER, M. - 1976 - Las deformaciones de los materiales de la corteza terrestre. Tradução de Mateo Gutierrez Elorza e Jesus Aguado Sanchez. Barcelona: Ediciones Omega S/A., 524 p.

MEHNERT, K.R. - 1968 - Migmatites and the origin of granitic rocks. Amsterdan: Elsevier Publ. Co., 403 p.

MIYASHIRO, A. - 1975 - Metamorphism and metamorphic belts. 2ª ed., Great Britain: Georg Allen and Unwin.

MORAES, L.J. de; GUIMARÃES, D. & BARBOSA, O. - 1935 - Geologia e petrologia do Distrito Federal e imediações. An. Esc. Minas de Ouro Preto, 26:92 p.

OLIVEIRA, A.I. & LEONARDOS, O.H. - 1943 - Geologia do Brasil Serv. Did. 2 - Serv. Inf. Agrícola, Min. da Agric., Brasil.

OLIVEIRA, J.A.D.; MACHADO FILHO, L.; RIBEIRO, W.M.; LIU, C.C. & MENEZES, P.R. - 1978 - Mapa geológico do Estado do Rio de Janeiro (texto explicativo). Dep. Rec. Min., Secr. Ind. Com. Tur. Est. Rio de Janeiro, 41 p.

OLIVEIRA, M.A.F. de - 1980 - Petrologia das rochas granulíticas da Faixa Paraíba do Sul. Tese de Livre Docência, Inst. Geoc. Ciênc., UNESP, Rio Claro, 116 p.

OLIVEIRA, M.A.F. de - 1981 - Granulitos da Faixa Paraíba do Sul:Caracteres químicos dos piroxênios e valores geotermométricos. Rev. Bras. Geoc., 11(4):222-226.

OLIVEIRA, M.A.F. de - 1983 - As rochas granulíticas da Faixa Paraíba do Sul. Rev. Bras. Geoc., 13(2):84-92.

RAGAN, D.M. - 1973 - Structural Geology: An Introduction to Geometrical Techniques. 2ª ed., New York: John Wiley & Sons, 208 p.

RAMSAY, J.C. - 1967 - Folding and fracturing of rocks. New York: McGraw-Hill Book Co., 568 p.

REIS, A.P.; CASTRO, H. de O.; PUGET, A.J.F.; BARBOSA, A.L.M.; RIBEIRO, A.C.; PINTO, P.C.; DUTRA, J.E.B.; GROSSI SAD, J. H. & TULER, M.P. - 1982 - Geologia das Folhas Três Rios, Paraíba do Sul, Miguel Pereira e Cava. An. XXXII Congr. Bras. Geol., 1:94-102, Salvador, BA.

ROSIER, G.F. - 1957 - Geologia da Serra do Mar entre os picos de Maria Comprida e Desengano. Bol. DGM/DNPM, 166:1-58, Rio de Janeiro.

ROSIER, G.F. - 1965 - Pesquisas geológicas na parte oriental do Estado do Rio de Janeiro e na parte vizinha do Estado de Minas Gerais. Bol. DGM/DNPM, 222:1-41, Rio de Janeiro.

ROUBAULT, M. - 1963 - Détermination des mineraux des roches ou microscope polarisant. Paris: Éd. Lamarre-Poinat, 365 p.

RUELLAN, F. - 1944 - Evolução Geomorfológica da Baía da Guanabara e regiões vizinhas. Rev. Bras. Geogr., ano VI (4):445-509, Rio de Janeiro.

SADOWSKI, G.R. - 1983 - Sobre a geologia estrutural de cinturões de cisalhamento continentais. Tese de Livre Docência, Inst.Geoc., USP, 108 p., São Paulo.

SIGA, JR. O.; TEIXEIRA, W.; CORDANI, U.G.; KAWASHITA, K. & DELHAL, J. - 1982 - O padrão geológico-geocronológico das rochas de alto grau da parte setentrional da Faixa Ribeira, a norte do Rio de Janeiro, Brasil. Actas do 5º Congr. Latinoam. Geol., 1:349-370, Argentina.

SOARES, P.C. e FIORI, A.P. - 1976 - Lógica e sistemática na análi-

se e interpretação de fotografias aéreas em geologia. Not. Geom. Campinas. Vol. 16, 32:71-104.

SPRY, A. - 1969 - Metamorphic textures. New York: Pergamon Press, 350 p.

STRECKEISEN, A. - 1974 - How should charnockitic rocks be named? Em: Geologie des Domines cristallins, Soc. Geol. Belg., p. 349-360.

STRECKEISEN, A. - 1976 - Classification of the common igneous rocks by means their chemical composition: a provisional attempt. N. J.B. F. Miner. Mon., 1-15.

TRÖGER - 1953 - "Tabellen zur optischen Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale". E. Echweizerbart'sche, Stuttgart.

TURNER, F.J. - 1981 - Metamorphic Petrology. Mineralogical Field, and tectonic aspects. 2ª ed., New York: McGraw-Hill Book Co., 524 p.

TURNER, F.J. & VERHOOGEN, J. - 1960 - Igneous and Metamorphic Petrology, 2ª ed., New York: McGraw Hill Book Co., 694 p.

TURNER, F.J. & WEISS, L.E. - 1963 - Structural analysis of metamorphic tectonites. New York: McGraw Hill Book Co., 568 p.

WILLIAMS, H.E. - 1921 - Relatório de Atividades. In: Rel. Diretor, SGMB; p82, Rio de Janeiro.

WILLIAMS, H.; TURNER, F. & GILBERT, C.M. - 1970 - Petrografia, uma introdução ao estudo das rochas sem seções delgadas. Tradução Ruy Ribeiro Franco. São Paulo: Ed. Polígono S/A., 445 p.

WINKLER, H.G.F. - 1965 e 1967 - Petrogenesis of Metamorphic rocks, (1ª e 2ª ed.) New York: Springer Verlag.

WINKLER, H.G.F. - 1977 - Petrogênese das rochas metamórficas. Tradução Carlos Buryer Júnior. São Paulo: Ed. Edgard Blücher Ltda., 254 p.

WITTHEN, E.H.T. - 1966 - Structural geology of folded rocks. Chica

go: Rand Mc Nally & Comp., 678 p.

WOOD, B.J. - 1975 - The influence of Pressure, Temperature and bulk composition on the appearance of garnet in orthogneisses - An example from South Harris, Scotland. Earth. Planet. Sci. Lett. 26:299-311

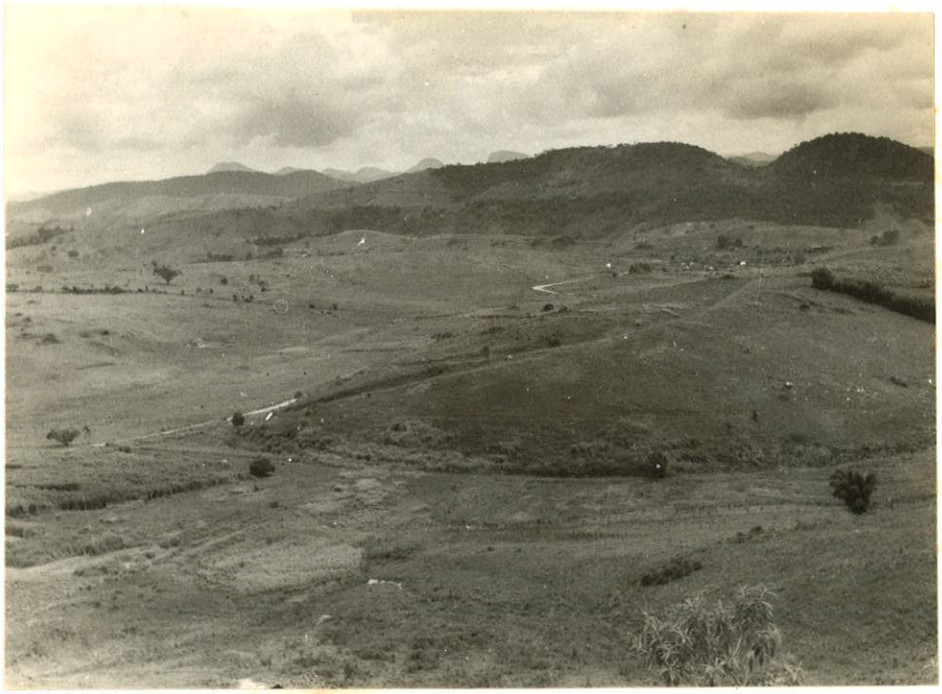


Foto 1 - Vista parcial do vale de afundimento de Vassouras. Foto de SE para NW. Em primeiro plano vislumbra-se o compartimento abatido com colinas muito suaves. Em segundo plano aparece uma escarpa de falha seguida por morros alongados que limitam a citada estrutura para norte. Em último plano alinham-se elevações escarpadas com encostas desnudas tipo "Pães de Açucar" nos arredores de Valença.

Foto 2 - Afloramento 385c. Migmatito com estrutura "schlieren" exibindo intrusão de um "sill" granítico, de cor cinza clara, da Seqüência de Quirino.

Foto 3 - Afloramento 497. Dobras Dn+1 de perfil cerrado com charneiras espessadas e flancos adelgaçados e rompidos, interfoliares, afetando mobilizado de fase Mn. Hornblenda plagioclásio-gnaisse migmatizado da Seqüência de Quirino.

Foto 4 - Afloramento 587. Milonito gnaisse e blastomilonito exibindo estrutura bandada com foliação cataclástica subvertical afetando granitóides da Seqüência de Vassouras.

Foto 5 - Afloramento 327. Dobra Dn+2 de perfil aberto a fechado que afeta mobilizado da fase Mn+1. Gnaisse migmatizado da Seqüência de Quirino.

Foto 6 - Afloramento 656. Dobra Dn+1 de perfil cerrado a isoclinal redobrada pela fase Dn+2, com espessamento de charneira, em migmatito bandado da Seqüência de Quirino.

Foto 7 - Afloramento 163. Dobra Dn+1 isoclinal com zona de charneira bem desenvolvida e geração de superfície Sn+1 em posição plano axial com evidências de deslocamentos. Calcossilicática da Seqüência de Paracambi.

Foto 8 - Afloramento 424. Dobras Dn+2 de perfil fechado em rocha calcossilicática da Seqüência de Vassouras.

Foto 9 - Afloramento 396. Dobras Dn+1 de perfil cerrado a isoclinal com charneiras espessadas e flancos adelgaçados, interfoliares, com formação de mobilizado da fase Mn+1 ao longo do bandamento transposto Sn+1. Biotita gnaisse bandado migmatizado da Seqüência de Barão de Vassouras.

Foto 10 - Afloramento 327. Foliação Sn+1 subhorizontal na zona de charneira de dobra da fase Dn+2. Biotita plagioclásio-gnaisse da Seqüência de Quirino.

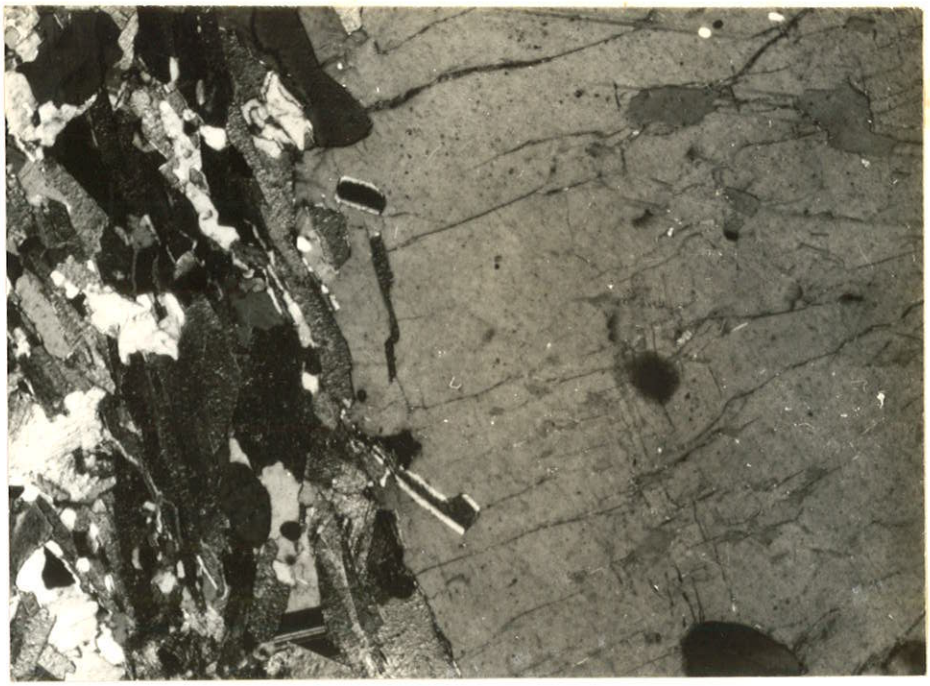
Foto 11 - Afloramento 436. Traço de plano de falha com componente de empurrão que corta foliação cataclástica de milonito gnaisse da Seqüência de Vassouras.

Fotomicrografia 1

Lâmina delgada. Amostra 490a. Granulito blastomilonítico. Porfiroclastos de plagioclásio em mosaico granoblástico de plagioclásio, quartzo e biotita, com esta última alinhando-se em microzonas de cisalhamento. Nicóis cruzados. Aumento 38 X.

Fotomicrografia 2

Lâmina delgada. Amostra 496a. Blastomilonito. Porfiroclasto de plagioclásio maclado em meio a uma matriz recristalizada contendo quartzo, plagioclásio, biotita e microclíneo. Notar as lamelas curvadas no porfiroclasto e a forma arredondada com os bordos corroídos. Nicóis cruzados. Aumento 38 X.

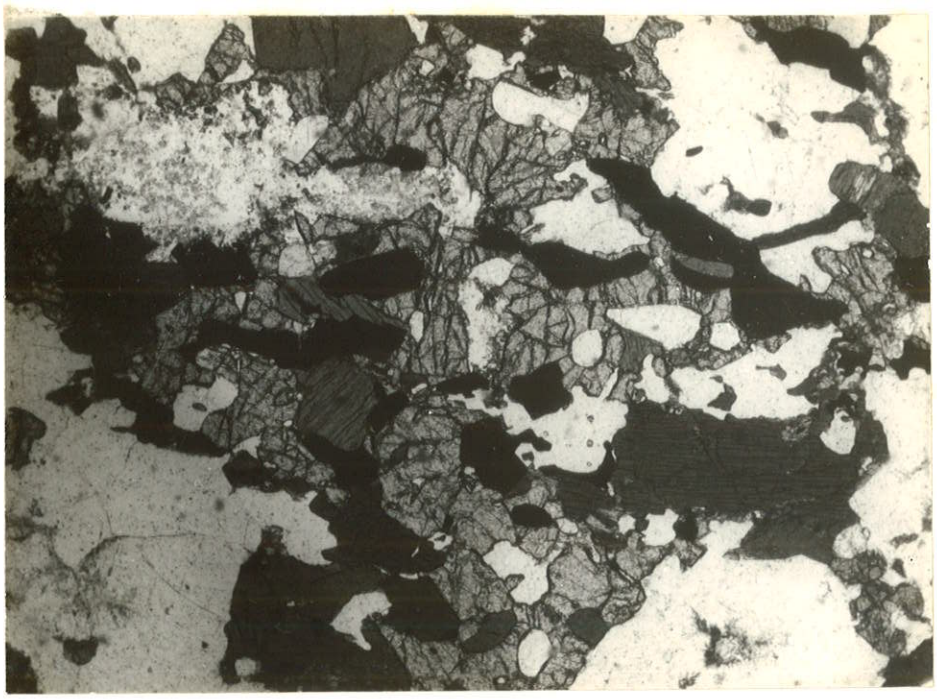


Fotomicrografia 3

Lâmina delgada. Amostra 490a. Granulito blastomilonítico com porfiroclasto de plagioclásio antipertítico circundado por matriz orientada com biotita, plagioclásio e quartzo. Nicóis cruzados. Aumento 150 X.

Fotomicrografia 4

Lâmina delgada. Amostra 496a. Blastomilonito. Porfiroclasto de hornblenda circundado por um mosaico recristalizado contendo quartzo, microclíneo, plagioclásio e biotita. Observar a forma elipsoidal do porfiroclasto com bordos corroídos e preservação de microfraturas de cisalhamento, oblíquas aos traços de clivagem, anteriores à recristalização da matriz. Nicóis cruzados. Aumento 38 X.

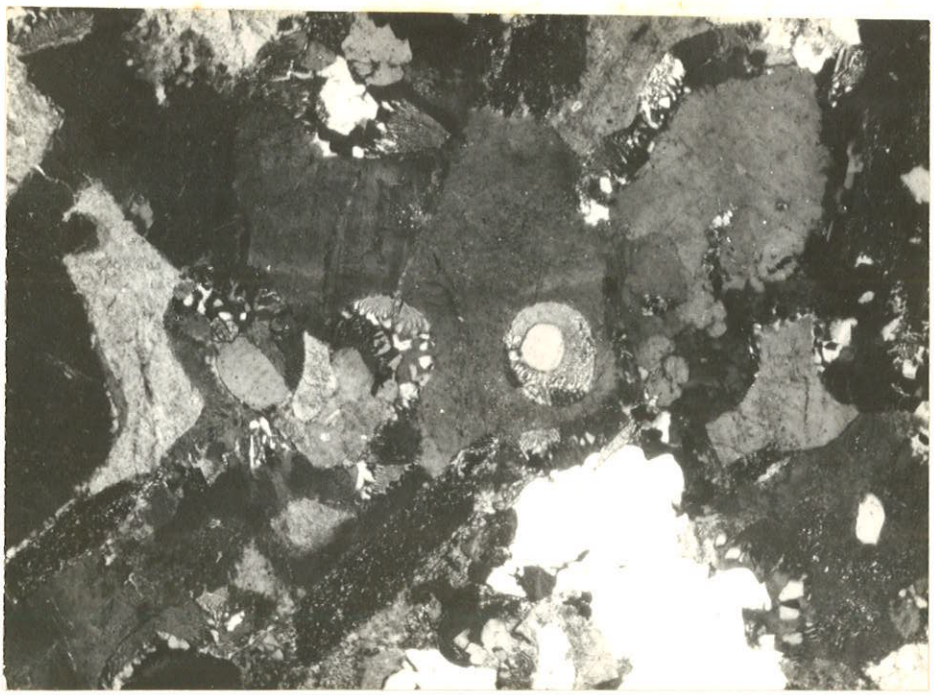


Fotomicrografia 5

Lâmina delgada. Amostra 492a. Cristal de granada contendo inclusões xenomórficas de plagioclásio, quartzo e hornblenda. Nicóis paralelos. Aumento 38 X.

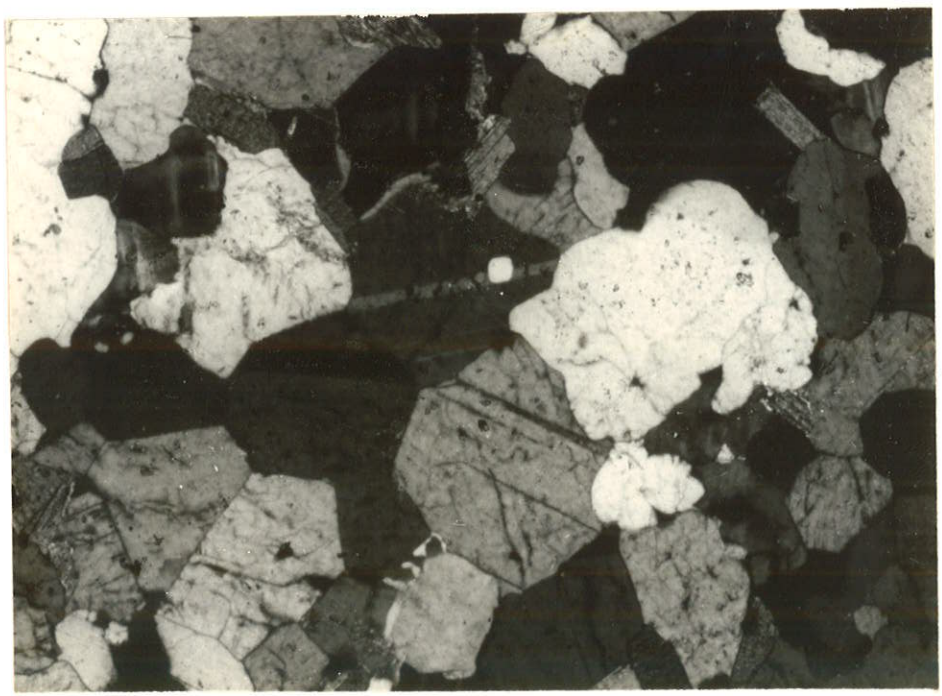
Fotomicrografia 6

Lâmina delgada. Amostra 328. Mosaico granoblástico com predominância de microclíneo, contendo inclusão de plagioclásio saussuritizado com bordas corroídas. Nicóis cruzados. Aumento 38 X.



Fotomicrografia 7

Lâmina delgada. Amostra 278. Granito. Cristais de quartzo e de ortoclásio emoldurados por intercrescimento granofírico e mirmequítico. O quartzo apresenta extinção ondulante e deformação nos limites de grãos. Nicóis cruzados. Aumento 38 X.



Fotomicrografia 8

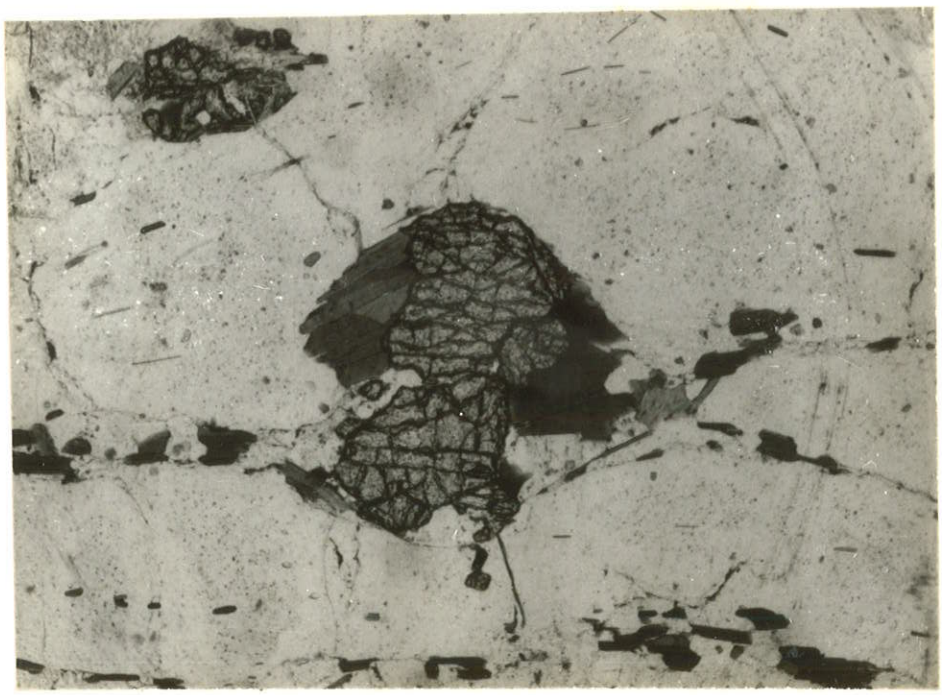
Lâmina delgada. Amostra 295. Mosaico granoblástico poligonizado com plagioclásio, quartzo, microclíneo e biotita. Notar a presença de plagioclásio exibindo contatos retos e com excelentes pontos tríplices. Nicóis cruzados. Aumento 38 X.

Fotomicrografia 9

Lâmina delgada. Amostra 621a. Cristais de quartzo dispostos na forma de leitos ao lado do microclíneo e do plagioclásio saussuritizado. Nicóis cruzados. Aumento 38 X.

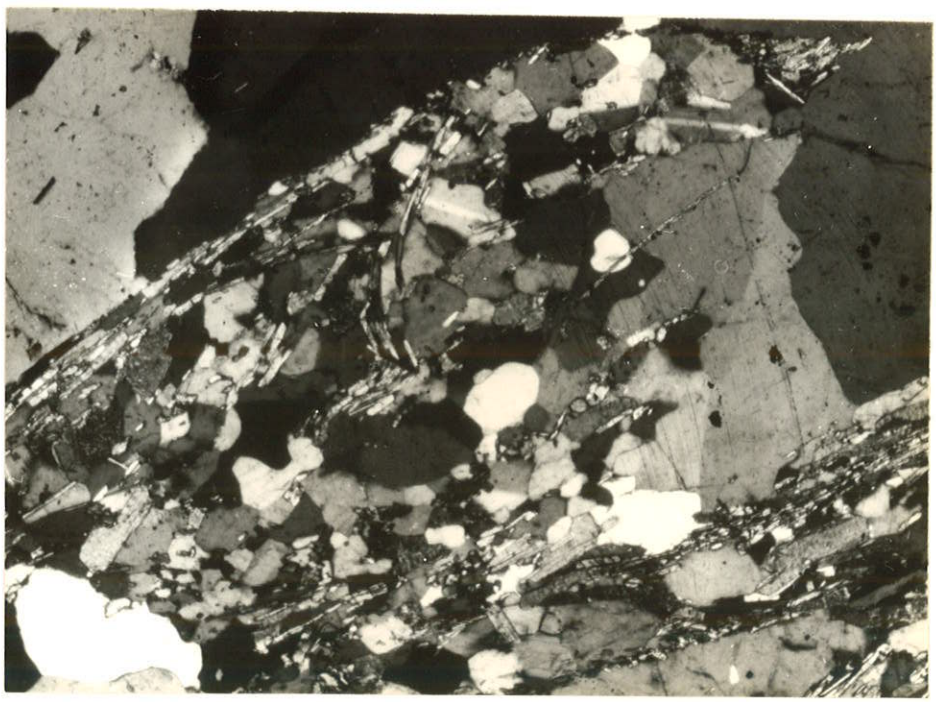
Fotomicrografia 10

Lâmina delgada. Amostra 618b. Cristais de quartzo com extinção ondulante em diferentes direções e com aspectos evidentes de recuperação de grão. Notar as inclusões de hornblenda e de plagioclásio. Este último contém inclusões de quartzo. Nicóis cruzados. Aumento 38 X.



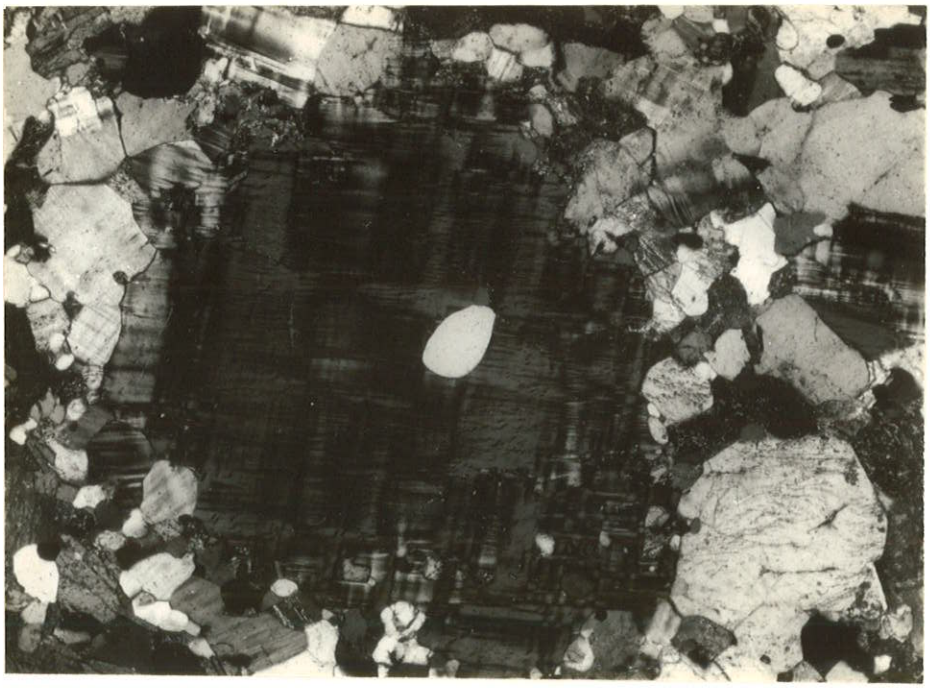
Fotomicrografia 11

Lâmina delgada. Amostra 623. Porfiroclasto de granada com desenvolvimento de cristais de biotita na zona de sombra de pressão. Nicóis paralelos. Aumento 38 X.



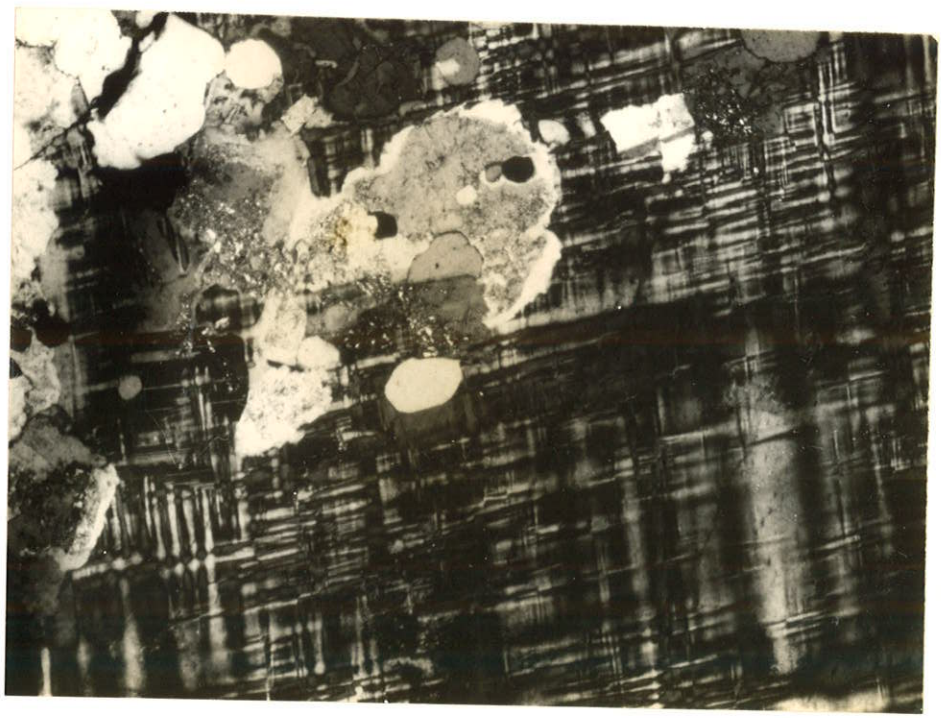
Fotomicrografia 12

Lâmina delgada. Amostra 618b. Sillimanita granada biotita-gnaisse. Cristais prismáticos de sillimanita orientados e delineando dobras de perfis abertos da fase Dn+2. Nicóis cruzados. Aumento 38 X.



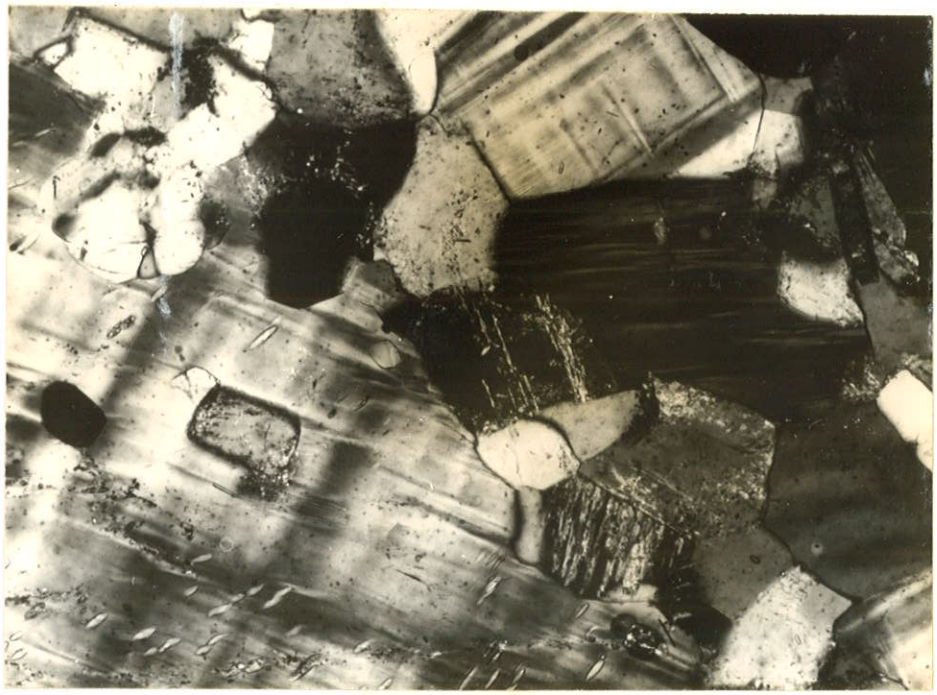
Fotomicrografia 13

Lâmina delgada. Amostra 565c. Megacristal (porfiroclasto) de microclíneo de 1ª geração circundado por cristais menores de microclíneo de 2ª. geração que compõem a matriz. Notar a presença de inclusão de quartzo no microclíneo de 1ª. geração. Nicóis cruzados. Aumento 38 X.



Fotomicrografia 14

Lâmina delgada. Amostra 435a. Megacristal de microclíneo de 1ª. geração contendo inclusões de plagioclásio saussuritizado ou não e de quartzo. Ainda são visíveis inclusões deste último no plagioclásio. Notar o desenvolvimento de uma franja de reação entre o plagioclásio e o microclíneo. Nicóis cruzados. Aumento 38 X.

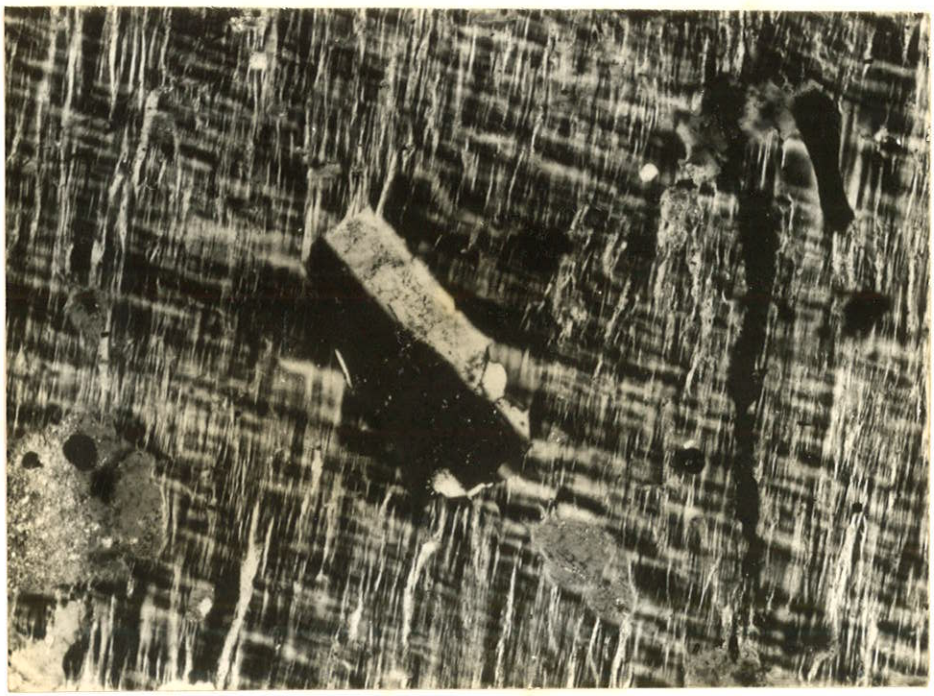


Fotomicrografia 15

Lâmina delgada. Amostra 565c. Detalhe da Fotomicrografia 13, mostrando a presença de inclusões no microclíneo de 1ª geração e ausência no de 2ª geração. Notar que este último apresenta limites de grãos retos e exibe textura de equilíbrio. Nicóis cruzados. Aumento 150 X.

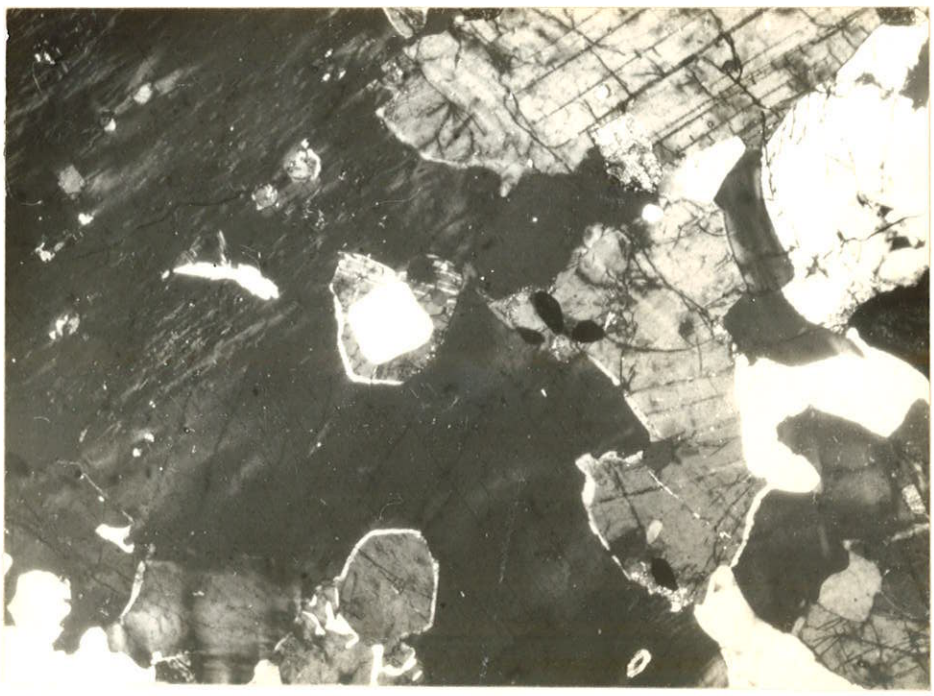
Fotomicrografia 16

Lâmina delgada. Amostra 68. Megacristal de microclíneo com preservação da macla de Carlsbad do ortoclásio. Notar a presença de inclusão de plagioclásio idiomórfico. Nicóis cruzados. Aumento 38 X.



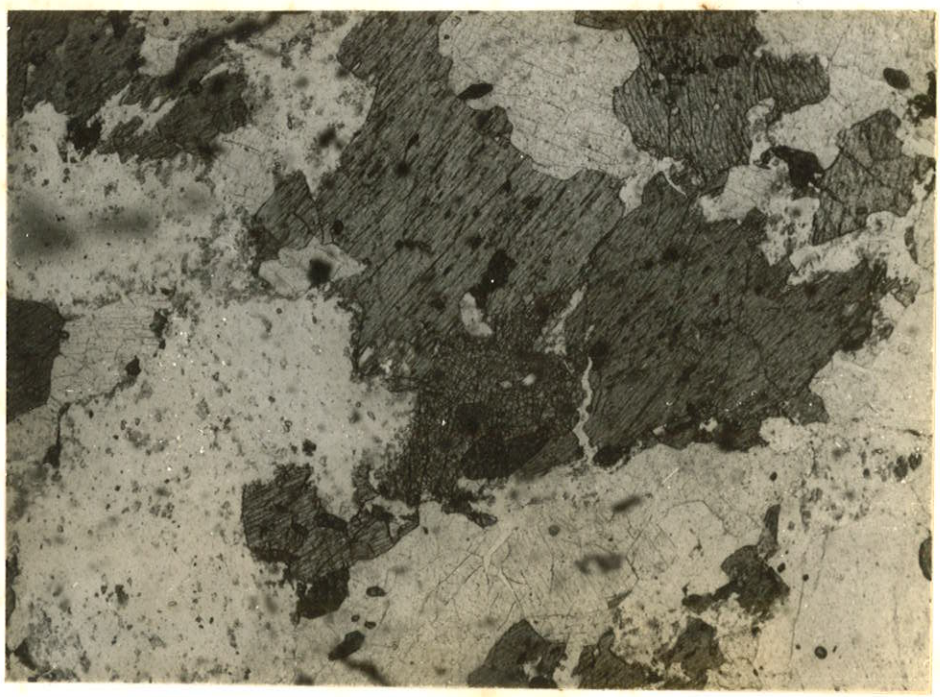
Fotomicrografia 17

Lâmina delgada. Amostra 68. Mesmo megacristal da Fotomicrografia anterior, mostrando inclusões de plagioclásio parcialmente saussuricitizado e plagioclásio com a macla de Carlsbad. Nicóis cruzados. Aumento 38 X.



Fotomicrografia 18

Lâmina delgada. Amostra 7. Megacristal (porfiroclasto) de microclíneo de 1ª geração (I) e cristais intersticiais de microclíneo de 2ª geração (II) em contato com o quartzo e o plagioclásio. No contato com este último desenvolve-se uma franja de reação de tonalidade mais clara. Notar que na porção central da fotomicrografia ocorre inclusão de plagioclásio no microclíneo I e de quartzo no plagioclásio. Nicóis cruzados. Aumento 38 X.

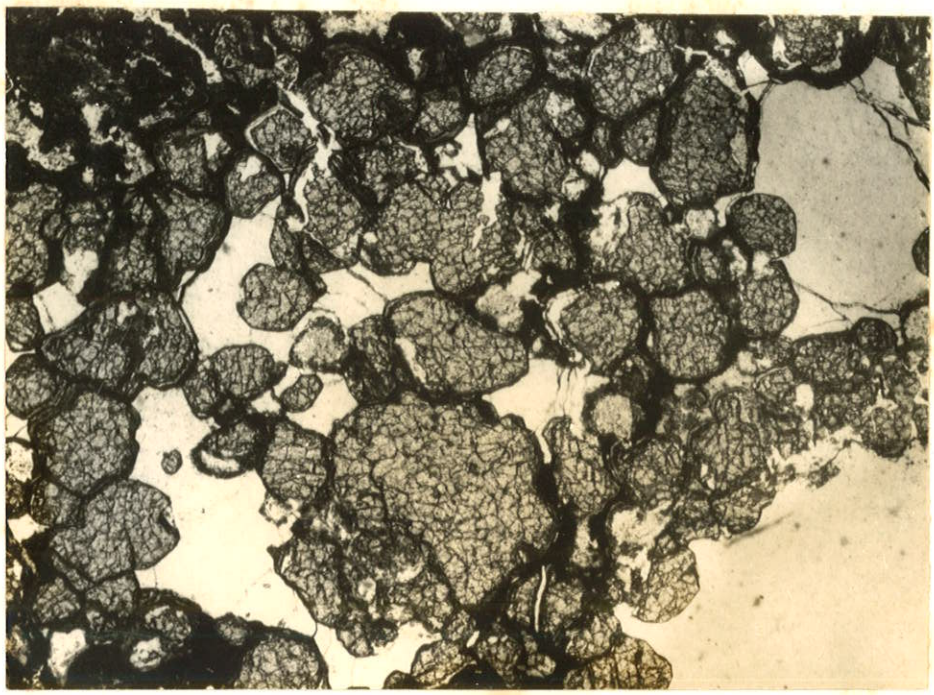


Fotomicrografia 19

Lâmina delgada. Amostra 368. Anfibolito. Cristal de clinopiroxênio (na porção central) com transoformação para anfibólio (hornblenda) nas bordas ao lado de plagioclásio e quartzo. Nicóis paralelos. Aumento 38 X.

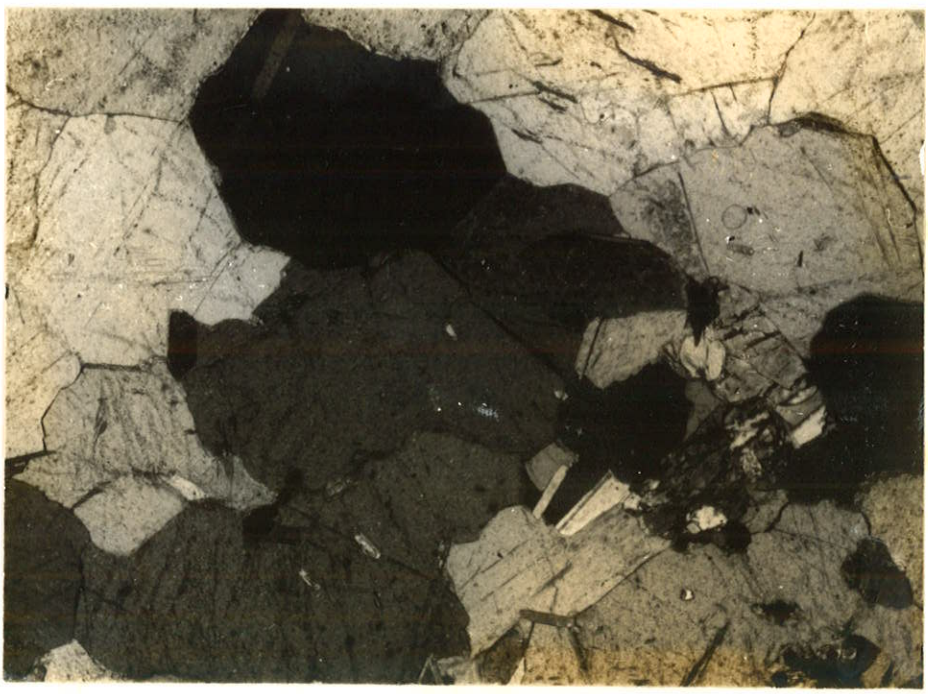
Fotomicrografia 20

Lâmina delgada. Amostra 368. Anfibolito. Mosaico granoblástico bem equilibrado contendo hornblenda, plagioclásio e clinopiroxênio (no centro). Notar a presença de cristais idiomórficos exibindo excelentes pontos tríplices. Nicóis paralelos. Aumento 38 X.



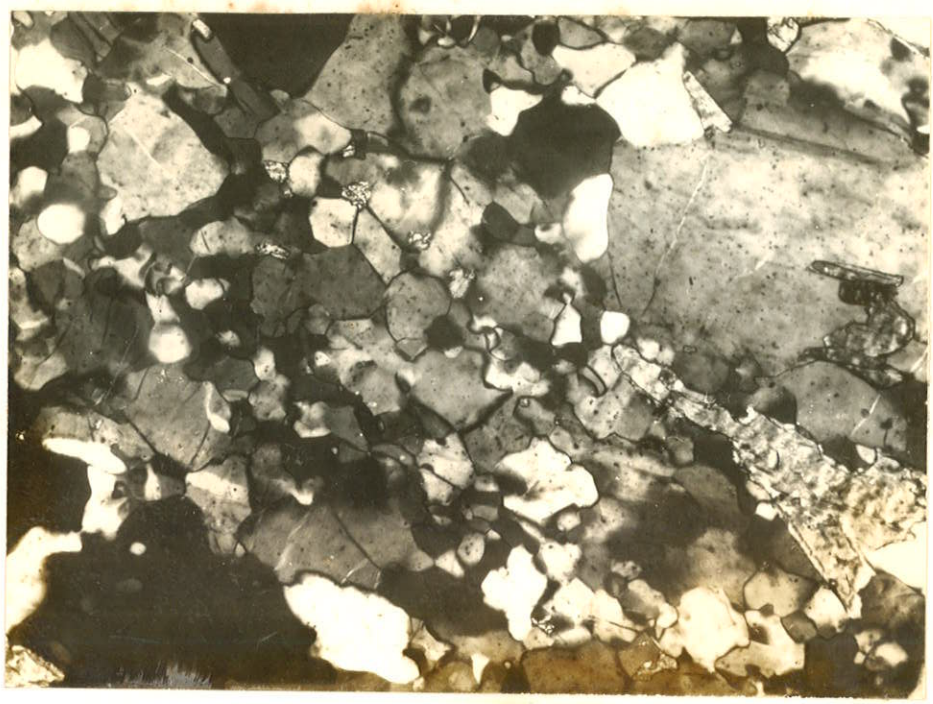
Fotomicrografia 21

Lâmina delgada. Amostra 337. Textura granoblástica com cristais idiomórficos-subidiomórficos de granada e quartzo. Notar o fraturamento intenso da granada. Nicóis paralelos. Aumento 38 X.



Fotomicrografia 22

Lâmina delgada. Amostra 635a. Mármore. Mosaico granoblástico contendo carbonatos que exibem textura de equilíbrio. Presença também de flogopita e de clinopiroxênio. Nicóis cruzados. Aumento 38 X.



Fotomicrografia 23

Lâmina delgada. Amostra 490a. Granulito blastomilonítico. Matriz com mosaico granoblástico de plagioclásio, feldspato de potássio e quartzo. Notar a presença de grãos com limites retos e textura de equilíbrio. Nicóis cruzados. Aumento 150 X.

Instituto de Geociências
BIBLIOTECA
T927
e.2
U.S.P.

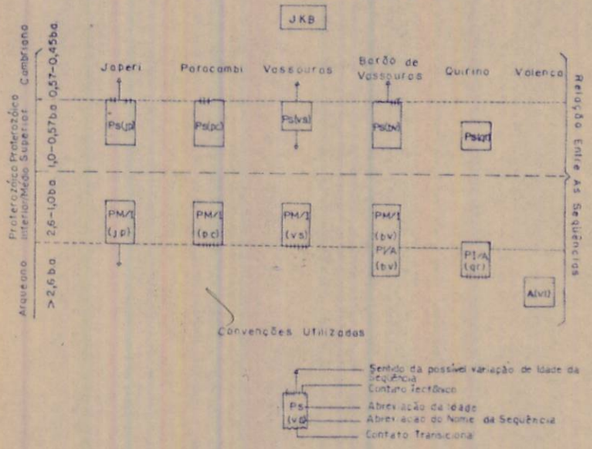
anexo 1

LEGENDA

Qa
Aluviões

KTA
Rocha Alcalina (Maciço do Tinguá)

JKB



Convenções Utilizadas

- Sentido da possível variação de idade da Sequência
- Contato Tectônico
- Ps (vs) — Abreviação da Idade / Abreviação do Nome da Sequência
- Contato Transicional

DESCRIÇÃO DAS SEQUÊNCIAS

gr | mg

SEQUÊNCIA DE JAPERI
Domina granito cinza claro de granulação fina, localmente porfiróide, finamente orientado. Inclui subordinações de tipos leucocráticos com 10% de biotita, de cor cinza, rosada e branca, hololeucocrático (gr). Migmatitos homogêneos e heterogêneos com gnaisses e granitóides associados. (mg)

ggr | mg | ggd | mi | ct

SEQUÊNCIA DE PARACAMBI
Gnaisse granitóide porfiroblástico, localmente muito grosseiro, que transiciona para migmatitos e rochas cataclásticas (ggr). Migmatitos homogêneos (mg). Gnaisse granitóide migmatizado de estrutura discretamente bandada com níveis de gnaisse kinzigítico e interlações de anfibolitos e calcossilicáticas (ggd). Milonito gnaisse e milonito xisto (mi). Rochas cataclásticas diversas : milonito gnaisse, gnaisse laminado, milonito xisto e blastomilonito (ct).

mg | gd | gn | mi | ct

SEQUÊNCIA DE VASSOURAS
Domina migmatitos homogêneos com estruturas tipo "schlieren", nebulítica e, subordinadamente estromatítica. Transicionam lateralmente para granitóides (mg). Granitóide homogêneo de composição granítica a granodiorítica, foliado, com textura cataclástica, meso a leucocrático, de granulação média a grosseira, porfiróide. Transiciona para migmatito e milonito gnaisse (gd). Hornblenda biotita-gnaisse migmatizado, de granulação grosseira, porfiroblástico, granadífero (gn). Milonito gnaisse a partir de rochas homogêneas-granitóides (ml). Rochas cataclásticas diversas, incluindo milonito gnaisse, gnaisse laminado, milonito xisto e blastomilonito (ct).

gn | ggd | gt | gr | mg | mi | ct

SEQUÊNCIA DE BARÃO DE VASSOURAS
Biotita gnaisse bandado, migmatizado, com intercalação de anfibolito e calcossilicática (gn). Gnaisse granitóide com leitos porfiróides (médio-grosseiro) e não porfiróides (fino) com intercalação de anfibolito e calcossilicática (ggd). Granitóide homogêneo, porfiróide, grosseiro, com xenólitos de biotita gnaisse fino, calcossilicática e piroxenito (gt). Granito cinza claro, fino, levemente orientado (gr). Corpos maciços de mármore dolomítico (ma). Milonito gnaisse e milonito xisto (mi). Rochas cataclásticas diversas: milonito gnaisse, milonito xisto e blastomilonito (ct).

bgm | hgm | mi

SEQUÊNCIA DE QUIRINO
Biotita plagioclásio-gnaisse, migmatizado, homogêneo, mesocrático, médio e grosseiro, de composição granítica e tonalítica, com intercalação de anfibolito (bgm). Hornblenda plagioclásio-gnaisse migmatizado (hgm). Gnaisses milonítico (mi).

gt

SEQUÊNCIA DE VALENÇA
Granulitos e charnockitos de composição tonalítica. (gt)

CONVENÇÕES GEOLÓGICAS

CONTATOS
- Definido
- Aproximado
- Transicional
- Encoberto

FOLIAÇÃO
- Foliação Metamórfica e Bandamento Composicional (S1, S2, S3)
- Foliação Cataclástica

FALHAS OU LINEAMENTOS
- Falha Normal (A-bloco alto, B-bloco baixo)
- Falha Transcorrente
- Falha de Cavalgamento e/ou Empurrão
- Falha de Empurrão
- Falha Oblíqua
- Lineamento e/ou Falha não discriminados
- Perfis Geológicos (A, B)

LINEAÇÃO
- Eixos de dobras (B1, B2, B3, B4)
- Estrias de Falha
- Estrutura tipo Pólis
- Lineação de Interseção

DOBRAS
- Sinforme e Antiforme

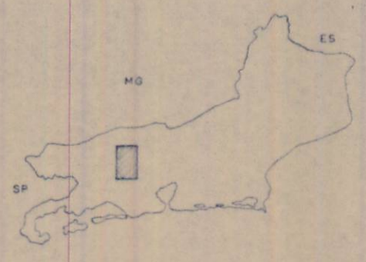


Fig. 3
MAPA GEOLÓGICO DA REGIÃO DE VASSOURAS E DE PARACAMBI

Escala 1:100.000
1000 0 1000 2000 m

1984

RIO PRETO	VALENÇA	PARAÍBA DO SUL
BARRA DO PIRAÍ	VASSOURAS	MIGUEL PEREIRA
PIRAÍ	PARACAMBI	CAVA

EXECUTADO POR RÔMULO MACHADO

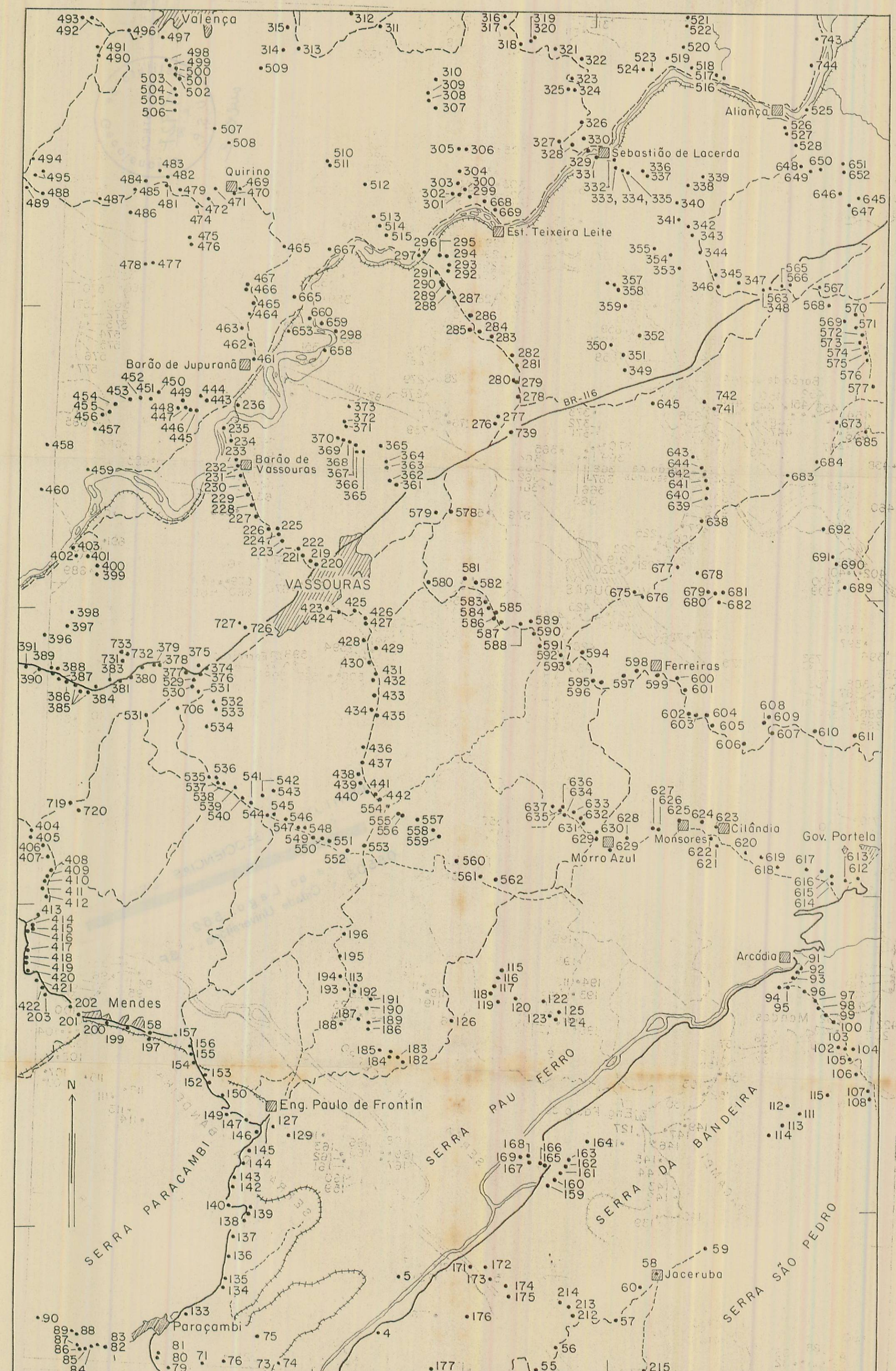


Fig. 2 - MAPA DE AFLORAMENTO