



Universidade Federal do Pará
Centro de Geociências
Curso de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica

**“EVOLUÇÃO TECTONO-ESTRUTURAL DA REGIÃO DE DIANÓPOLIS-ALMAS,
SE DO ESTADO DO TOCANTINS”.**

TESE APRESENTADA POR

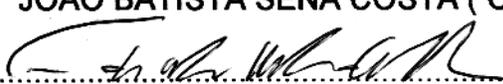
MAURÍCIO DA SILVA BORGES

Como requisito parcial à obtenção do Grau de Doutor em
Ciências na Área de GEOLOGIA

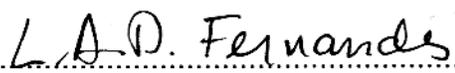
Data de Aprovação 17/12/93

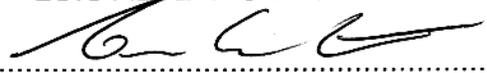
Comitê de Tese:


.....
JOÃO BATISTA SENA COSTA (Orientador)


.....
FRANCISCO DE ASSIS MATOS DE ABREU


.....
YOCITERU HASUI


.....
LUIS ALBERTO D'AVILA FERNANDES


.....
HANS DIRK EBERT

BELÉM

**UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARÁ
CENTRO DE GEOCIÊNCIAS
CURSO DE PÓS-GRADUAÇÃO EM
GEOCIÊNCIAS**

**EVOLUÇÃO TECTONO-ESTRUTURAL DA
REGIÃO DE DIANÓPOLIS-ALMAS, SE DO
ESTADO DO TOCANTINS**

**AUTOR: MAURÍCIO DA SILVA BORGES
BELÉM
1993**

Aos meus amados pais,
Nazareno e Iza Borges e à
minha avó Elisa

AGRADECIMENTOS

Sempre acreditei no meu íntimo, que qualquer trabalho, fruto de um projeto pessoal ou de outrem, é plantado, regado e colhido a muitas mãos. Assim, jamais considerarei este trabalho como unicamente meu, mas de um grande número de pessoas, incontáveis até, cujos esforços e colaboração permitiram a elaboração do mesmo.

Do ponto de vista formal, gostaria de agradecer às seguintes instituições:

- Ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq), que me concedeu bolsa de estudos pelo período de dois anos e forneceu auxílio de pesquisa, que viabilizou parte dos trabalhos de campo, ajudas estas pelas quais sou muito grato;

- Ao Centro de Geociências da Universidade Federal do Pará, que viabilizou grande parte da infra-estrutura de campo, bem como o apoio recebido durante a realização deste trabalho;

- Ao Departamento de Geologia, pela liberação por mais de um ano, para a conclusão deste trabalho. Agradeço a colaboração de todos os meus colegas indistintamente por terem apoiado minha liberação, prolongando, inclusive, seu prazo com muita amabilidade;

- Ao Projeto Faixa Orogênica Paraguai-Araguaia, que custeou parte das atividades de campo;

- Ao Projeto Evolução Litoestrutural da Província Mineral de Carajás, que custeou totalmente a fase final de elaboração deste trabalho;

- Ao Departamento de Geofísica pela permissão de utilização de seus equipamentos de Computação em particular o VAX-8.600.

A nível individual muitas pessoas colaboraram para a realização deste trabalho, tantas, que seria impossível enumerá-las aqui. Contudo, gostaria de agradecer especialmente:

- Ao Prof.Dr. João Batista Sena Costa, mais que orientador deste trabalho, um grande amigo, por toda a sua dedicação, esforço, comprometimento pessoal e empenho para o bom andamento da tese e fundamentalmente pelo apoio e interesse em fornecer constantes ensinamentos e orientação

técnico-científica sem os quais este trabalho não se apresentaria como hoje se vê. Crédito a ele grande parte da minha formação.

- Ao Prof. Dr. Yociteru Hasui, uma lenda viva, informalmente um co-orientador, que discutiu muito e me ensinou bastante ao longo de todo o período em que temos convivido, muito contribuindo neste trabalho. É para mim motivo de honra tê-lo neste comitê examinador;

-Ao Prof. Dr. Francisco de Assis Matos de Abreu pelas críticas, sugestões e preocupação no direcionamento da tese durante a etapa de qualificação, além do apoio bibliográfico fornecido de seu material particular;

- Ao Prof.Dr. Hans Dirke Ebert pelos ensinamentos acerca da análise da deformação, além de críticas e sugestões sem as quais este item não seria possível;

- Ao Prof.Dr. Peter Hackspacher pela orientação, análise e discussão dos dados sobre microestruturas e petrofábrica que muito nos encativou a abordar estes itens;

- Ao Prof.Dr. Luis Alberto D'Ávila Fernandes pela sua análise criteriosa do plano de tese e participação na minha etapa de qualificação bem como no comitê final;

- À minha professora e colega do DGL Dr. Jane Maria Garrafielo Fernandes pela sua enorme paciência em ler e discutir a forma de organização do texto, bem como pelo companheirismo e dedicação que foi devotada neste período. Sem sua ajuda o trabalho fatalmente se prolongaria por mais tempo;

- À Prof. Ruth Léa Bemerguy, minha grande amiga, que teve todo o cuidado e carinho neste período, discutindo por inúmeras vezes e me ensinando geomorfologia e morfoestrutural, bases sem as quais os itens ficariam debilitados;

- Ao meu grande amigo Geólogo Orlando Araujo da CPRM de Belém, que se empenhou em providenciar as fotografias aéreas da área de trabalho, bem como pela ajuda nos trabalhos de campo e por todo incentivo recebido ao longo desses anos;

- Ao Prof. Dr. Paulo Sucasas, que me iniciou na microinformática e forneceu os pacotes gráficos, para que eu pudesse fazer o tratamento das imagens, o que influenciou em muito a apresentação da tese;

- Ao Prof. Roberto Vizeu pela transformação que fez de minha simples ilustração no belo bloco diagrama da figura 149;

- Ao Geólogo Eric Araújo da CPRM de Goiânia pelo empréstimo de fotografias aéreas;

- Aos colegas geólogos José Batista Siqueira, Mônica dos Santos Marçal e Hailton Luis Siqueira da Igreja pela colaboração durante as atividades de campo, além da discussão dos dados;

- À geóloga Yukari Kawaguchi pela ajuda durante os trabalhos de campo, bem como pela discussão e cooperação no tratamento dos dados;

- Aos meus amigos assistentes de campo, Haroldo Carvalho e Raimundo Teixeira Pena, pela inestimável ajuda e alegria contagiante naquelas paragens pela borda do Planalto do São Francisco;

- Ao Sr. Eduardo da laminação pela confecção das lâminas petrográficas;

- Ao meu contemporâneo de escola Paulo Alves, pela ajuda valiosíssima na adaptação do Programa Theta. For para o Fortran 77;

- A Cleida pela paciente e dedicada digitação deste texto inúmeras vezes;

- Aos funcionários Ércio & Luís, da Biblioteca Central pela permissão de utilização e ajuda no "scanner";

- Ao Arlindo, da FADESP que reproduziu muitos textos para mim nos fins de semana;

- Ao Sérgio Paraíba pelos desenhos do primeira versão e mapas;

- Às populações das cidades de Almas e Dianópolis pela acolhida amistosa e pela solidariedade que me devotaram durante os trabalhos de Campo;

- À minha família, pais, irmãos, tios, primos pela torcida, amor, carinho e apoio moral;

- À querida Marília que me ajudou e estimulou até o último momento, com quem tenho enorme dívida;

A todos aqueles que contribuíram direta ou indiretamente para a realização deste trabalho.

SUMÁRIO

DEDICATÓRIA.....	i
AGRADECIMENTOS.....	ii
LISTA DE ILUSTRAÇÕES.....	viii
RESUMO.....	1
ABSTRACT.....	5
1- ASPECTOS GERAIS.....	09
1.1- APRESENTAÇÃO.....	09
1.2- ÁREA ESTUDADA.....	17
1.3- OBJETIVOS E ESCOPO DO TRABALHO.....	20
1.4- ATIVIDADES E MÉTODOS DE ESTUDO.....	21
1.4.1- Escritório.....	21
1.4.2- Campo.....	23
1.4.3- Laboratório.....	24
2- ARQUEANO-PROTEROZOÍCO INFERIOR.	26
2.1- GEOLOGIA REGIONAL.....	26
2.1.1- Unidades Litoestratigráficas.....	26
2.1.2- A Estruturação Das Unidades Litoestratigráficas.....	30
2.2- APRESENTAÇÃO DAS UNIDADES MAPEADAS EM NÍVEL LOCAL.....	34
2.3- DESCRIÇÃO DAS UNIDADES.....	37
2.3.1- Complexo Alto Paraná.....	37
2.3.2- Grupo Riachão do Ouro.....	45
2.3.3- Suíte Serra do Boqueirão.....	54
2.4- GEOLOGIA ESTRUTURAL.....	62
2.4.1- Arranjo Macroscópico.....	62
2.4.1.1- Setor I.....	73
2.4.1.2- Setor II.....	83
2.4.1.3- Setor III.....	90
2.4.1.4- Setor IV.....	99
2.4.2- Estruturas Mesoscópicas	106
2.4.2.1- Pulso de Deformação 1.....	106
2.4.2.2- Pulso de Deformação 2.....	110
2.4.2.2.1- Acamamento.....	111
2.4.2.2.2- Falhas.....	113
2.4.2.3- Pulso de Deformação 3.....	117
2.4.2.3.1- Bandamento Gnáissico (Sn).....	120
2.4.2.3.2- Foliação Milonítica.....	123
2.4.2.3.3- Bandamento Composicional no Grupo Riachão do Ouro.....	132
2.4.2.3.4- Bandas de Cisalhamento.....	138
2.4.2.3.5- Duplexes Internos.....	142
2.4.2.3.6- Dobras.....	145
2.4.2.3.7- Lineação de Estiramento (Ln).....	151
2.4.2.3.8- Zonas de Cisalhamento Rúptil-Dúctil e estruturas de Dilatação Associadas.....	153

2.4.2.3.9-	Clivagem de Crenulação.....	161
2.4.3-	Aspectos Petrográficos e Microtramas.....	161
2.4.3.1-	Trama de Forma.....	161
2.4.3.1.1-	Complexo Alto Paraná.....	161
2.4.3.1.2-	Grupo Riachão do Ouro.....	176
2.4.3.1.3-	Suíte Serra do Boqueirão.....	204
2.4.3.2-	Tramas cristalográficas.....	224
2.4.3.2.1-	Introdução.....	224
2.4.3.2.2-	Análise de tramas cristalográficas em quartzitos do Grupo Riachão do Ouro.....	232
2.4.4-	Análise da Deformação.....	239
2.4.4.1-	Introdução.....	239
2.4.4.2-	Parâmetros da Deformação Bidimensional.....	239
2.4.4.3-	Determinação do "strain" usando porfiroclastos e agregados de quartzo e feldspatos em rochas poliminerálicas.....	240
2.4.4.4-	Aplicação do Método R_F/ϕ	247
2.4.4.5-	Determinação do "strain" através de tramas planares no interior de zonas de cisalhamento dúctil.....	248
2.5-	INTEGRAÇÃO DOS DADOS.....	267
3-	O PROTEROZÓICO.....	273
3.1-	GRUPO BAMBUÍ.....	273
3.1.1-	Introdução.....	273
3.1.2-	Aspectos litológicos.....	274
3.1.3-	Estruturas Tectógenas.....	276
4-	O MESOZÓICO.....	280
4.1-	INTRODUÇÃO.....	280
4.2-	ASPECTOS GEOMORFOLÓGICOS.....	282
4.3-	O QUADRO ESTRATIGRÁFICO.....	283
4.3.1-	Diabásio.....	284
4.3.2-	Fácies Conglomerática.....	287
4.3.3-	Fácies Arenosa com Estratificação Cruzada de Grande Porte.....	288
4.3.4-	Fácies Silex Estratificado.....	292
4.4-	ARQUITETURA DA BACIA.....	292
4.4.1-	Falhas Normais.....	294
4.4.2-	Falhas de Transferência.....	297
4.5-	INTEGRAÇÃO DOS DADOS.....	301
5-	CENOZÓICO.....	302
5.1-	ESTRATIGRAFIA.....	302
5.1.1-	Terciário.....	302
5.1.2-	Quaternário.....	303
5.1.2.1-	Colúvios Não Lateritizados.....	303
5.1.2.2-	Aluviões.....	304
5.1.2.3-	Depósitos Lacustres.....	305

5.2-	GEOMORFOLOGIA.....	305
5.2.1-	Introdução	305
5.2.2-	Geomorfologia Regional	306
5.2.3-	Geomorfologia Local	308
5.2.3.1-	Relevo.....	308
5.2.3.1.1-	Depressão do Tocantins.....	308
5.2.3.1.2-	Patamar de Dianópolis.....	321
5.3-	ESTRUTURAS TECTÓGENAS CENOZÓICAS.....	326
5.3.1-	Introdução	326
5.3.2-	Caracterização das Estruturas	327
5.4-	INTEGRAÇÃO DOS DADOS.....	329
6-	EVOLUÇÃO GEOLÓGICA.....	340
7-	CONCLUSÕES.....	345
	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	353

5.2.3.1.2-	Patamar de Dianópolis.....	312
5.3-	ESTRUTURAS TECTÓGENAS CENOZÓICAS.....	317
5.3.1-	Introdução.....	317
5.3.2-	Caracterização das Estruturas.....	318
5.4-	INTEGRAÇÃO DOS DADOS.....	329
6-	EVOLUÇÃO GEOLÓGICA.....	331
7-	CONCLUSÕES.....	336
	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	342

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

FIGURAS	Página
Fig. 1. Blocos crustais arqueanos brasileiros.....	12
Fig. 2. Distribuição dos complexos gnáissicos e "greenstone" brasileiros.....	13
Fig. 3. Mapa geológico regional das unidades estratigráficas do norte da Província Tocantins	15
Fig. 4. Mapa de localização.....	19
Fig. 5. Estratigrafia do Grupo Riachão do Ouro.....	29
Fig. 6. Dobras na seqüência "greenstone".....	31
Fig. 7. Domínios lito-estruturais do norte da Província Tocantins.....	33
Fig. 8. Sinclínórios do Grupo Riachão do Ouro.....	33
Fig. 9. Diagramas de pólos do bandamento gnáissico do Complexo Goiano.....	35
Fig.10. Coluna estratigráfica da área de trabalho.....	38
Fig.11. Biotitas gnaisses tonalíticos.....	40
Fig.12. Detalhes das bandas félsicas.....	42
Fig.13. Migmatitos com enclaves máficos.....	44
Fig.14. Anfibolitos na forma de camadas centimétricas	44
Fig.15. Veios de quartzo auríferos.....	47
Fig.16. Aplitos encaixados em trondhjemitos.....	58
Fig.17. Xenólitos no interior de Granitóides.....	60
Fig.18. Zonas de cisalhamento no contato das unidades litológicas.....	64
Fig.19. Zonas de cisalhamento discretas.....	66
Fig.20. Zonas de cisalhamento internas no Grupo Riachão do Ouro.....	66
Fig.21. Distribuição do terreno granito-"greenstone" de Dianópolis-Almas.....	69
Fig.22. Zonas de cisalhamento NW-SE deslocadas por outras de orientação NE-SW.....	70
Fig.23. Núcleos de granitóides menos deformados.....	71
Fig.24. Zonas de cisalhamento sinistrais.....	72
Fig.25. Setores estruturais da área de trabalho.....	74
Fig.26. Geometria das zonas de cisalhamento do domínio I.....	75
Fig.27. Seção lito-estrutural esquemática no Setor I...77	
Fig.28. Diagramas polares para as zonas de cisalhamento P do Setor I.....	78
Fig.29. Projeções estereográficas das foliações miloníticas das zonas de cisalhamento Y.....	80
Fig.30. Projeções estereográficas das foliações das zonas de cisalhamento R do Setor I.....	81
Fig.31. Diagramas das foliações miloníticas de zonas antitéticas do Setor I.....	82
Fig.32. Foliação milonítica das zonas de cisalhamento R'	

	do Setor I.....	84
Fig.33.	Zonas de cisalhamento do Setor II.....	85
Fig.34.	Seção estrutural no Setor II.....	87
Fig.35.	Projeções estereográficas das superfícies miloníticas das zonas Y/D do Setor II.....	89
Fig.36.	Projeções das superfícies miloníticas das zonas P do Setor II.....	91
Fig.37.	Projeções da foliação milonítica nas zonas R' do Setor II.....	92
Fig.38.	Projeções da trama planar de zonas de cisalhamento antitéticas X no Setor II.....	93
Fig.39.	Projeções estereográficas da foliação das zonas R do Setor II.....	94
Fig.40.	Mapa estrutural do Setor III.....	95
Fig.41.	Projeções da foliação da zona P do Setor III...	96
Fig.42.	Seção geológica esquemática no Setor estrutural III.....	98
Fig.43.	Projeções estereográficas da foliação milonítica e lineações das zonas R do Setor III.....	100
Fig.44.	Arcabouço estrutural do Setor IV.....	101
Fig.45.	Projeções da foliação milonítica e lineação de estiramento das zonas P do Setor IV.....	102
Fig.46.	Projeções estereográficas da foliação milonítica e lineação de estiramento de zonas Y/D do Setor IV.....	103
Fig.47.	Perfil esquemático no Setor IV.....	104
Fig.48.	Projeção estereográfica da foliação de zonas R' do Setor IV.....	107
Fig.49.	Projeção estereográfica da foliação e lineação de zonas antitéticas X no Setor IV.....	108
Fig.50.	Lentes de granulitos.....	109
Fig.51.	Dobras relacionadas ao pulso de deformação 1...	109
Fig.52.	Superfície S0 em formações ferríferas do Morro do Bola.....	112
Fig.53.	Truncamento de mesobandas singenéticas em formações ferríferas.....	112
Fig.54.	Laminações plano-paralelas em formações ferríferas.....	114
Fig.55.	Níveis de cherte com brechas intraformacionais.....	114
Fig.56.	Acamamento dado pela intercalação de conglomerados e leitos quartzíticos.....	115
Fig.57.	Fases de auto-injeção no interior dos granitóides da Suíte Serra do Boqueirão.....	118
Fig.58.	Diques encaixados em falhas nos granitóides da Suíte Serra do Boqueirão.....	119
Fig.59.	Corpos de anfibolito alternados com mobilizados tonalíticos.....	124
Fig.60.	Foliação milonítica em biotita gnaisses.....	124
Fig.61.	Lentes quartzosas em quartzitos miloníticos....	127

Fig.62.	Bandas de cherte transpostas e isoladas.....	129
Fig.63.	Sessão Y/Z da foliação milonítica na borda dos corpos da Suíte Serra do Boqueirão.....	130
Fig.64.	Detalhe de porfiroclastos do tipo δ	133
Fig.65.	Bandamento dos filitos do Grupo Riachão do Ouro.....	134
Fig.66.	Simetria interna e externa de frações quartzosas em filitos do Grupo Riachão do Ouro.....	136
Fig.67.	Lentes de metadacitos imersos em filitos bandados.....	137
Fig.68.	Bandas de cisalhamento dúctil contínuas.....	139
Fig.69.	Bandas de cisalhamento em granitóides da Suíte Serra do Boqueirão.....	140
Fig.70.	Duplex romboédrico em filitos do Grupo Riachão do Ouro.....	143
Fig.71.	Duplex em cunha nos filitos do Grupo Riachão do Ouro.....	144
Fig.72.	Mesoduplexes direcionais em quartzitos.....	144
Fig.73.	Dobras paralelas e assimétricas em mobilizados quartzo-feldspáticos.....	146
Fig.74.	Dobras ligadas à evolução das bandas de cisalhamento.....	147
Fig.75.	Dobras intrafoliais assimétricas.....	148
Fig.76.	Dobras abertas em aplitos que cortam os granitóides da Suíte Serra do Boqueirão.....	150
Fig.77.	Quartzo em granitóides da Suíte Serra do Boqueirão.....	152
Fig.78.	Fitas de quartzo em granitóides da Suíte Serra do Boqueirão.....	152
Fig.79.	Metaconglomerados oligomíticos do Grupo Riachão do Ouro.....	154
Fig.80.	Zonas de cisalhamento rúptil-dúctil no interior dos granitóides da Suíte Serra do Boqueirão.....	155
Fig.81.	Zonas de cisalhamento rúptil-dúctil semelhante a um rabo-de-cavalo transtensivo.....	155
Fig.82.	Aberturas sigmoidais em "en échelon".....	157
Fig.83.	Aberturas sigmoidais em zonas rúptil-dúctil.....	158
Fig.84.	Duplexes direcionais transtensivos.....	160
Fig.85.	Feições de dilatação no interior dos granitóides da Suíte Serra do Boqueirão.....	162
Fig.86.	Veio dobrado em zona rúptil-dúctil.....	163
Fig.87.	Clivagem de crenulação no Grupo Riachão do Ouro.....	164
Fig.88.	Biotita-hornblenda gnaisses do Complexo Alto Paranã.....	167
Fig.89.	"Kinks" e microfalhas em porfiroclastos de plagioclásios do Complexo Alto Paranã.....	169

Fig.90. Anfibolitos do Complexo Alto Paranã.....	174
Fig.91. Filitos bandados do Grupo Riachão do Ouro.....	179
Fig.92. Bandas quartzosas ribonadas.....	179
Fig.93. Sistemas porfiroclásticos σ_a de muscovitas pisciformes.....	181
Fig.94. Clivagem de crenulação discreta.....	183
Fig.95. Clivagem de crenulação zonal.....	183
Fig.96. Quartzitos com fraca taxa de deformação.....	185
Fig.97. Quartzitos fortemente deformados.....	185
Fig.98. Quartzitos com forte recuperação.....	187
Fig.99. Contraste entre grãos globulares anômalos/elipsoidais e grãos fitados.....	187
Fig.100. Quartzitos ricos em porfiroclastos elipsoidais.....	189
Fig.101. Bandamento composicional em BIF's.....	194
Fig.102. Formação ferrífera com hematita milonitizada.....	194
Fig.103. Formação ferrífera milonítica com magnetita.....	196
Fig.104. Porfiroclasto σ_a de magnetita.....	197
Fig.105. Metadacitos milonitizados.....	198
Fig.106. Metadacitos fracamente deformados.....	200
Fig.107. Microbandamento em metadacitos.....	200
Fig.108. Cristais de hornblenda com textura de substituição.....	208
Fig.109. Bandas de extinção fracamente inclinadas.....	218
Fig.110. Tonalitos pouco deformados.....	218
Fig.111. Porfiroclasto elipsoidal de plagioclásio.....	221
Fig.112. Granitóide ultramilonitizado.....	223
Fig.113. Cristais de quartzo com limites lobados.....	225
Fig.114. Relações entre simetria de "strain" e as tramas de eixo C e A.....	228
Fig.115. Relações geométricas dos elementos da trama.....	231
Fig.116. Relações entre as tramas cristalográficas e suas relações com a elipse de "strain".....	231
Fig.117. Diagramas de tramas cristalográficas de eixo C na área de trabalho.....	234
Fig.118. Feições geométricas de agregados mineralógicos.....	242
Fig.119. Obtenção do estado de "strain" pelo método Fry.....	243
Fig.120. Elipses de "strain" decorrentes do pulso de deformação 3.....	245
Fig.121. Teste Chi-Quadrado para o Morro do Carneiro.....	250
Fig.122. Diagrama R_1/θ para o Morro do Carneiro.....	251
Fig.123. Mostra a distribuição de 180° para os valores de θ	252

Fig.124. Teste Chi-Quadrado em quartzitos do Morro do Zé Luís.....	253
Fig.125. Diagrama R_f/ϕ para os porfiroclastos do Morro do Zé Luís.....	254
Fig.126. Diagrama R_i/θ demonstrando o estágio desdeformado para os quartzitos do Morro do Carneiro.....	255
Fig.127. Teste Chi-Quadrado vs R_s	256
Fig.128. Diagrama R_f/ϕ dos quartzitos do Morro do Bola.....	257
Fig.129. Diagrama R_i/θ para os quartzitos dos Morro do Bola.....	258
Fig.130. Diagrama R_f/ϕ para os quartzitos do Morro do Bola.....	259
Fig.131. Diagrama R_i/θ nos quartzitos do Morro do Bola.....	260
Fig.132. Bandas de cisalhamento em tonalitos miloníticos.....	262
Fig.133. Foliação S-C em trondhjemitos.....	263
Fig.134. Bandas de cisalhamento em trondhjemitos da Suíte Serra do Boqueirão.....	263
Fig.135. Zona de cisalhamento dúctil em fase pegmatóide.....	264
Fig.136. Zona de cisalhamento dúctil em trondhjemitos.....	264
Fig.137. Mapa estrutural do Proterozóico a leste de Dianópolis.....	277
Fig.138. Seção estrutural esquemática nas unidades proterozóicas.....	278
Fig.139. Diagramas de pólos para a foliação do Grupo Bambuí.....	278
Fig.140. Mapa lito-estrutural da borda oeste da Bacia Alto-Sanfranciscana.....	285
Fig.141. Mapa do hemigraben de Dianópolis.....	286
Fig.142. Arenitos com mega-estratificações cruzadas.....	290
Fig.143. Estratificação de avalanche nos campos de dunas.....	290
Fig.144. Arenitos eólicos arcoseanos.....	293
Fig.145. Depósito lacustre constituído de sílex com bolachas.....	293
Fig.146. Sílex estratificado.....	295
Fig.147. Padrão geométrico das zonas normais nos arenitos eólicos.....	295
Fig.148. Zonas normais com perfis em escada.....	296
Fig.149. Arquitetura da margem oeste da Bacia Alto-Sanfranciscana.....	298
Fig.150. Pequenas falhas sinsedimentares.....	300

Fig.151.Distribuição das unidades geomorfológicas regionais.....	307
Fig.152.Aspecto dos granitóides da Suíte Serra do Boqueirão.....	311
Fig.153.Depressão do Tocantins.....	312
Fig.154.Sistema de morros isolados.....	315
Fig.155.Colinas isoladas de pequena amplitude.....	315
Fig.156.Sistema de relevo colinoso.....	316
Fig.157.Detalhe das cristas agudas das colinas alongadas.....	316
Fig.158.Colinas de topo plano.....	318
Fig.159.Detalhe dos blocos métricos de lateritas que capeiam as colinas de topo plano.....	318
Fig.160.Terraços rochosos do Rio Manoel Alves.....	319
Fig.161.Topo da serra de Dianópolis.....	323
Fig.162.Feixes de rupturas de declive com ponto alinhamento de relevo.....	323
Fig.163.Área geográfica da zona sísmogênica de Porangatu.....	328
Fig.164.Tributários com assimetria em S.....	330
Fig.165.Drenagens deslocadas por drenagens.....	331
Fig.166.Pequenas bacias romboidais "pull-apart".....	332
Fig.167.Planícies aluviais segmentadas.....	334
Fig.168.Drenagem fortemente assimétrica indicando basculamento de topo.....	335
Fig.169.Planícies aluviais extremamente controladas por falhas neotectônicas.....	336
Fig.170.Estrutura romboédrica tipo bacia de afastamento.....	337
Fig.171.Estágios tectônicos evolutivos para a Região Sudeste do estado do Tocantins.....	341

TABELAS

TAB 01. Análise modal dos gnaisses tonalíticos do complexo Alto Paranã.....	166
TAB 02. Análise modal dos hornblenda tonalitos da Suíte Serra do Boqueirão.....	205
TAB 03. Análise modal dos trondhjemitos da Suíte Serra do Boqueirão.....	210
TAB 04. Análise modal dos granodioritos da Suíte Serra do Boqueirão.....	213
TAB 05. Parâmetros geométricos quantitativos definidos a partir dos contornos esqueléticos mostrados na figura 117.....	235
TAB 06. Parâmetros geométricos das elipses de "strain" fornecidas pelo método Fry.....	246
TAB 07. Dados obtidos a partir da quantificação de Rs.....	249
TAB 08. Tratamento estatístico de matrizes de correlação de dados.....	265

RESUMO

No interior do Bloco Brasília, na Região de Dianópolis-Almas (SE do Estado de Tocantins), encontram-se registros de terrenos granito-"greenstone" do Arqueano-Proterozóico Inferior, metassedimentos proterozóicos do Grupo Bambuí, depósitos continentais cretácicos e colúvios e alúvios lateritizados, além de depósitos flúvio-lacustres holocênicos ligados à evolução cenozóica.

O Arqueano-Proterozóico Inferior compreende vários feixes de rochas supracrustais do Grupo Riachão do Ouro e corpos de granitóides da Suíte Serra do Boqueirão, ambos embasados por gnaisses do Complexo Alto Paranã. O Complexo Alto Paranã é representado por gnaisses de composição tonalítica, bandados, milonitizados, parcialmente migmatizados, e com enclaves granulíticos e anfibolíticos. O Grupo Riachão do Ouro é composto de filitos bandados, xistos, metadacitos, metariolitos, formação ferrífera, quartzitos, metaconglomerados e brechas; os filitos, os xistos e as metavulcânicas são os tipos litológicos dominantes. A Suíte Serra do Boqueirão engloba granitóides de composição tonalítica, trondhjemítica, granodiorítica e granítica, deformados nas bordas e cortados por fases tardias de auto-injeção ligadas a aplitos e pegmatitos.

Estas unidades litológicas estão afetadas por zonas de cisalhamento orientadas nas direções N10-20E, N45E, N25W e N55W, as quais definem um padrão anastomosado. Ao longo dos feixes de zonas de cisalhamento reconhecem-se duplexes transpressivos simétricos ou assimétricos, alternados com faixas de movimentação predominantemente direcional. Tais estruturas estão pronunciadamente desenvolvidas na interface rochas supracrustais-granitóides.

Mesoscopicamente as zonas de cisalhamento são caracterizadas pela foliação milonítica, paralela ou em ligeira obliquidade ao bandamento composicional. Outras estruturas são representadas por duplexes internos, bandas de cisalhamento, lentes de rochas menos deformadas e clivagem extensional do tipo "C" (clivagem de crenulação), além de zonas de cisalhamento rúptil-dúctil marcadas por estruturas de dilatação. Uma forte trama linear é definida por bastões e barras de quartzo, eixos de agregados elípticos de minerais e minerais placóides alongados e alinhados. A rotação dextral associada é facilmente deduzida a partir de vários critérios cinemáticos. Os estudos de microtrama sugerem que a deformação foi acomodada principalmente por plasticidade cristalina e as tramas de forma e cristalográficas corroboram o sentido de movimentação dextral. Apenas os feixes de zonas de cisalhamento de direção N55W têm movimentação sinistral.

Esse conjunto de estruturas é atribuído à atuação de um binário dextral orientado preferencialmente na direção N20E, de modo que as zonas de cisalhamento N10-20E, N45E, N25W e N55W são interpretadas como feições do tipo Y, R, P e R', respectivamente. A evolução da área no Arqueano-Proterozóico Inferior envolveu provavelmente colisão oblíqua entre massas continentais, resultando no soerguimento de rochas granulíticas, seguida de transtensão que originou várias bacias onde se instalaram as rochas supracrustais do Grupo Riachão do Ouro, sendo acompanhada de ascensão dos granitóides da Suíte Serra do Boqueirão. A progressão da deformação é expressa através de transpressão materializada pelas zonas de cisalhamento dúctil e transformações minerais e hidrotermais.

O Proterozóico Médio a Superior é representado pelo Grupo Bambuí, o qual compreende ardósias, metassiltitos e filitos, com intercalações de calcários. Como estruturas tectógenas, ligadas à inversão da Bacia do São Francisco no Proterozóico Superior, destacam-se os cavalgamentos oblíquos submeridianos e as rampas laterais NE-SW.

Durante o Mesozóico, depositou-se o pacote de sedimentos da Formação Urucuaia (Cretáceo Superior), caracterizado por três litofácies, a saber: (i) fácies

conglomerática, que representa pavimentos residuais de deflação eólica e, em parte, acumulações interdunares e "wadi fans" ligados a drenagem intermitente; (ii) fácies arenosa com estratificação cruzada de grande porte, constituída de ortoquartzito e arcóseos/subarcóseos que representam acumulações arenosas eólicas; e (iii) fácies silex estratificado, com estratificação ondulada e irregular, que representa depósitos químicos lacustrinos. A bacia Alto Sanfranciscana, que acolheu esses sedimentos, na região estudada, é um hemigráben, cuja arquitetura compreende uma carapaça, falhas normais sintéticas e antitéticas orientadas na direção geral NNW-SSE e falhas de transferência com direção NE-SW e de movimentação principalmente dextral. As falhas normais sintéticas formam um leque imbricado lístrico, mergulhando para E, desenvolvido a partir do colapso da lapa e ligado a um eixo extensional N50E.

Durante o Cenozóico, no Terciário, houve a deposição de colúvios e alúvios que foram posteriormente lateritizados sob a forma de um perfil imaturo. No Quaternário instalou-se um sistema flúvio-lacustre. O sistema de drenagem ligado a bacia coletora dos rios Manoel Alves e Araguaia encontra-se fortemente adaptado a lineamentos NE-SW, cuja interação promoveu a edificação de cunhas e romboédros extensionais tipo "pull-apart", provavelmente relacionados à atuação de um binário dextral.

ABSTRACT

Several geological sequences of rocks with distinct ages of evolution were mapped in the Dianópolis-Almas region (southwestern part of the State of Tocantins) in the Brasília block: an extensive segment of an Archean-Lower Proterozoic granite-greenstone terrain, Proterozoic metasediments of the Bambuí Group, Cretaceous continental deposits of the Urucuaia Formation, colluvial and alluvial (partially lateritized) and Holocenic fluvial-lacustrine deposits.

The granite-greenstone terrains include several strands of supracrustal rocks (Riachão do Ouro Group) and granitoid bodies (Serra do Boqueirão Suite), both developed over migmatized tonalitic gneisses, granulites and amphibolites of the Alto Paranã Complex. The Riachão do Ouro Group is composed of phyllite, schist, meta-rhyolite, meta-dacite, iron formation, quartzite, metaconglomerate and breccia; phyllite, schist and metavolcanic rocks are the dominant lithologies. The Serra do Boqueirão Suite includes granitoids of tonalitic, trondhjemitic, granodioritic and granitic compositions, which were strongly deformed in the border zones and cut by pegmatite and aplite veins.

All these lithological units underwent ductile deformation which formed an anastomosed pattern of N10-20E, N45E, and N55W transcurrent shear zones. Along the shear zones there are asymmetric or symmetric transpressive duplexes alternating with straight segments. These structures can be seen extensively developed at supracrustal rock-granitoid boundaries and are characterized by mylonitic foliation parallel to the tectonic layering; other structures are represented by internal duplexes, shear bands, pods of less deformed rocks, extensional cleavage of C' type (crenulation cleavage) and brittle-ductile shear zones expressed by dilatation structures (tension gashes). The stretching lineation is defined by rods of quartz, axes of aggregates of elliptical minerals and elongated micas. Dextral sense of shearing is determined from kinematic criteria. Microfabric investigation suggest that the deformation was accommodated mainly by crystal plasticity and the crystallographic shape fabrics confirm the dextral sense of shearing. Only the N55W shear zones underwent sinistral movement.

The observed sets of structures is interpreted as linked to a N20E dextral strike-slip system and, in this case, the N10-20E, N45E, N25W and N55W zones correspond respectively to Y, R, P and R' zones.

The Archean-Lower Proterozoic evolution is understood in terms of an oblique collision of continental segments which uplifted the granulitic rocks and was followed by transtension regime which originated several basins in where the supracrustal rocks of the Riachão do Ouro Group were deposited, and the granitoids of the Serra do Boqueirão Suite were emplaced. The progressive deformation involved transpression characterized by ductile shear zones.

The Middle to Upper Proterozoic is represented by the Bambuí Group which includes slates, metasilites, phyllites and carbonate rocks. The tectonic structures linked to the São Francisco Basin inversion in the Upper Proterozoic, are represented by N-S oblique thrusts and NE-SW lateral ramps.

During the Mesozoic (Upper Cretaceous) the Alto Sanfranciscana Basin was filled by continental sediments of the Urucua Formation. The lithostratigraphic sequence is composed of the following lithofacies: 1) conglomeratic facies which represents residual paviments of deflation and in part interdune deposits and wadifans related to an intermittent drainage system; 2) sandstone facies formed by ortoquartzite, arkose and subarkose which constitute wind deposits; 3) and stratified chert facies which represent

chemical lacustrine deposits. The basin architecture includes also NNW-SSE listric normal faults and NE-SW transfer faults related to a N50E extensional axis.

During the Tertiary coluvial and aluvial deposits, which underwent lateritization as an immature profile, were formed. The Quaternary is represented by a lacustrine-fluvial sedimentary system. The drainage system is related to the basin of the Manoel Alves and Araguaia rivers, strongly controlled by NE-SW lineaments and associated to pull-apart structures linked to a dextral system.

1. ASPECTOS GERAIS

1.1 APRESENTAÇÃO

Na evolução do Arqueano-Proterozóico Inferior dominaram processos termo-tectônicos responsáveis pela formação de terrenos de baixo/médio-graus (núcleos granito-"greenstone") e de alto grau metamórfico (cinturões granulíticos).

Nos primeiros incidiram processos de sedimentação em bacias restritas, e magmatismo representado por corpos de granitóides diversos, que devem refletir organizações tectônicas particulares (SOUZA et al., 1988; BORGES et al., 1991; COSTA & HASUI, 1991); tal quadro começa a ser esboçado sob a ótica do regimes tectônicos, em particular o transcorrente.

Nos terrenos de alto grau metamórfico incidiram processos colisionais similares aos que se verificam na moderna Tectônica de Placas, impondo espessamento localizado nos segmentos crustais, inversões de arranjos litoestratigráficos, transposição do padrão de isógradas, soerguimento de rochas granulíticas da crosta inferior, transformações minerais em fácies anfíbolito e xisto-verde, e geração de granitóides estratóides (COWARD,

1980 a & b; HASUI et al., 1984a; KRÖNER, 1984; COSTA, 1985; HASUI & HARALYI, 1985; WEBER, 1986; dentre outros).

É oportuno mencionar que tem sido sugerido por vários autores (TAYLOR, 1987; McCLENNAN & TAYLOR, 1991, dentre outros) que há particularidades expressivas nos processos tectônicos que incidiram no Arqueano-Proterozóico Inferior. Porém, outros pesquisadores defendem que processos similares aos da Tectônica de Placas do Fanerozóico atuaram na evolução do Arqueano (CONDIE, 1989, 1990; KERR, 1991, dentre outros).

DEWEY & WINDLEY (1981) sugeriram que mais de 85% da crosta continental se formou até 2.5 Ga por acreção de arcos vulcânicos em um contexto semelhante ao do Fanerozóico.

SMITH (1992), com base nas associações litológicas e quimismo dos "greenstone" proterozóicos, sobretudo aqueles do Proterozóico Inferior, concluiu que há consistência na evolução dos "greenstones" com os modernos regimes de Tectônica de Placas. As principais questões que se colocam são: há vários tipos de "greenstone" ?; e que regimes tectônicos representam ?.

A agregação ou justaposição de massas continentais no Arqueano, propiciou a edificação do supercontinente proterozóico (PIPER, 1976), o qual passou a experimentar fragmentação durante o Proterozóico Médio e Superior e o Fanerozóico. Nessa concepção, cerca de vinte e sete (27) crátons arqueanos foram individualizados no mundo por GOODWIN (1977), com idades variando entre 3.8 a 3.5 Ga, 3.1 a 2.9 Ga e 2.7 a 2.6 Ga.

Os trabalhos de HARALYI & HASUI (1981, 1982), HASUI et al. (1984b), HASUI & HARALYI (1985) e HARALYI et al. (1985), HASUI et al. (1993) constituem marcos no entendimento do quadro geotectônico do Brasil, à medida em que a interpretação de dados gravimétricos, magnéticos e geológicos possibilitaram a individualização de cerca de vinte blocos crustais arqueanos, constituídos internamente por terrenos granito-"greenstone" e margeados por cinturões de cisalhamento de alto grau metamórfico (Figuras 01 e 02).

À luz desse novo enfoque geotectônico, importantes revisões conceituais vêm sendo feitas no esquema de Províncias Estruturais de ALMEIDA et al. (1977), em particular nas regiões Central e Amazônica, onde a aplicação de modelos baseados na Tectônica de Placas foi decisiva para o entendimento da arquitetura fundamental.

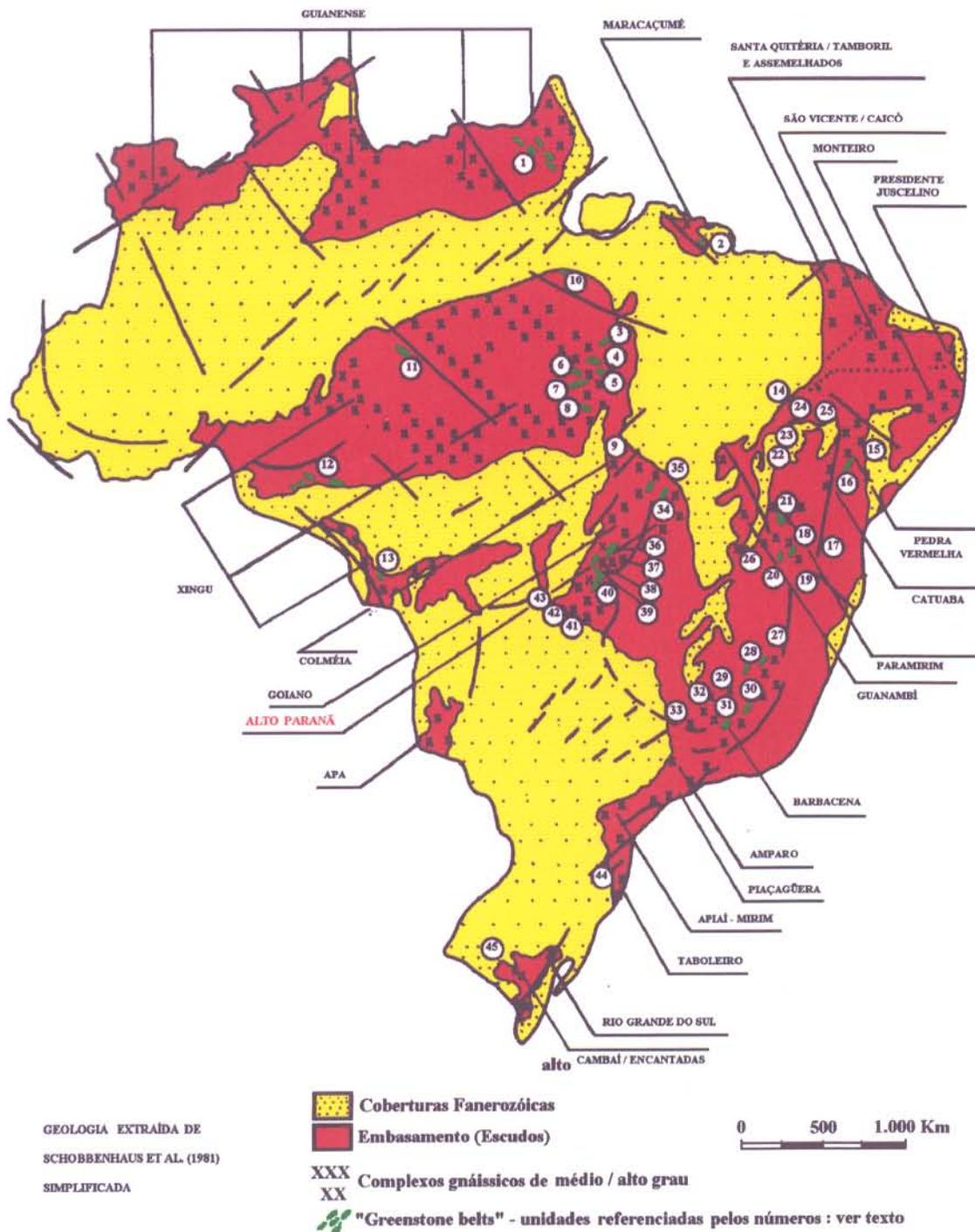


Figura 02 - Distribuição dos complexos gnáissicos e granito-"greenstone" arqueanos brasileiros. Compilado de HASUI et al. (no prelo).

Na região Central do Brasil, no interior do Bloco Brasília (Figura 03), na região de Dianópolis-Almas, encontram-se unidades litológicas que foram interpretadas como representativas de terrenos granito-"greenstone" (COSTA et al., 1976), tema central desta tese. Trata-se de um segmento crustal do Arqueano-Proterozóico Inferior, representado por faixas metavulcano-sedimentares, com orientação geral N10E, as quais contornam anastomoticamente corpos de granitóides e de gnaisses do embasamento.

O padrão estrutural complexo dos terrenos granito-"greenstone", de ovais gnáissicas e bacias interdomos, sempre se apresentou como um importante problema tectono-estrutural à espera de soluções mais claras. Assim, este trabalho, desenvolvido na região de Dianópolis-Almas, tenta explicar o arranjo estrutural, aparentemente aleatório de faixas de supracrustais, ou de faixas multi-orientadas, ou em zigue-zague através de modelos geométrico-cinemáticos na concepção da geologia estrutural moderna.

Nesse sentido, realizou-se análises geométrica e cinemática e a quantificação dos parâmetros de deformação, através de trabalhos de campo e de laboratório, com vistas a elaboração de modelos tectônicos. As relações stratigráficas e/ou estruturais entre as várias unidades

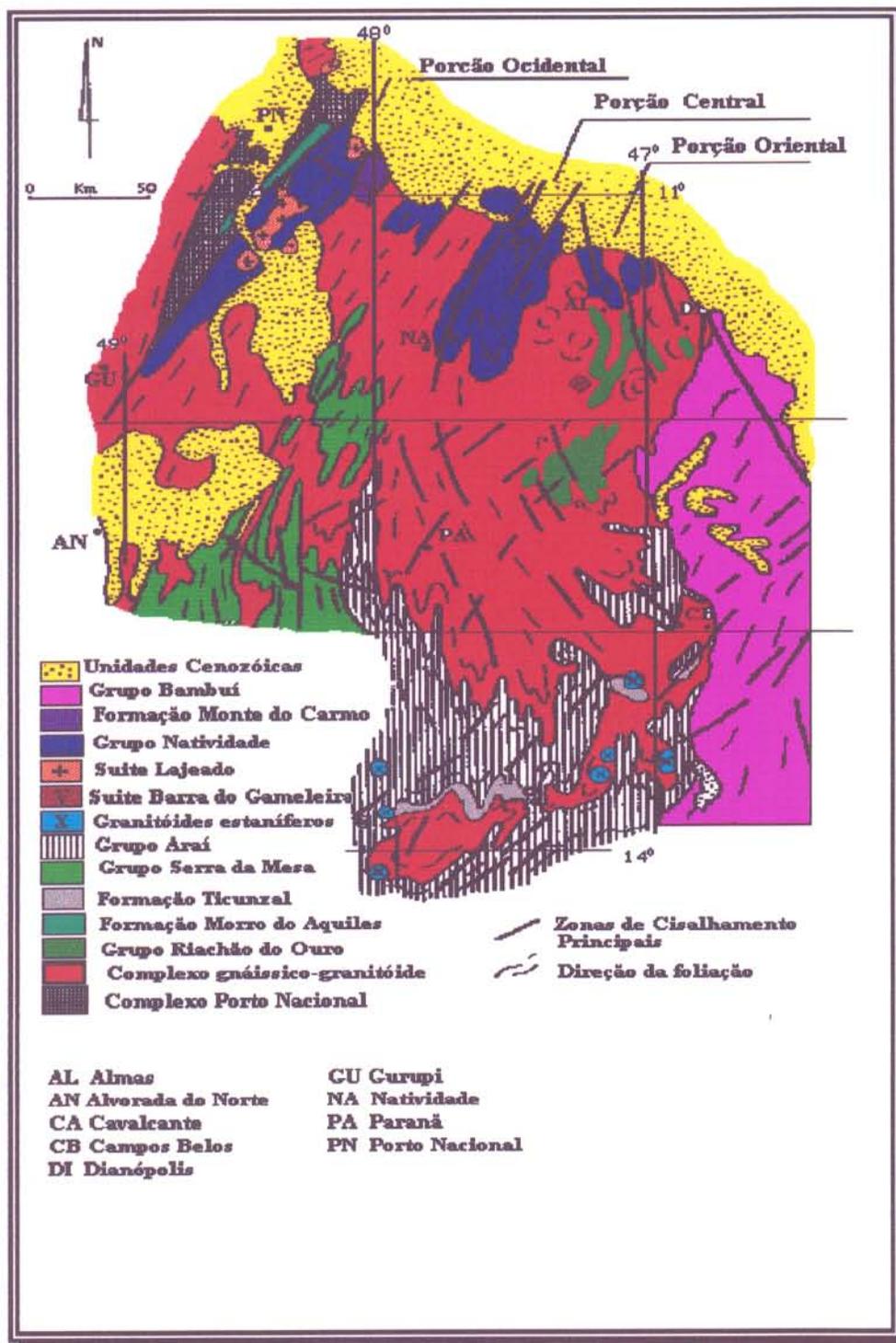


Figura 03 - Mapa geológico regional apresentando a disposição do terreno granito-"greenstone" de Dianópolis-Almas e sua relação com as outras unidades estratigráficas do norte da Província Tocantins. Compilado de HASUI et al. (1990).

litológicas também foram investigadas, sendo, portanto, necessária a elaboração de uma base cartográfica confiável e de detalhe. Buscou-se ainda, os estilos da deformação (simetria dos campos de movimentação e de esforço) e mecanismos de deformação através de estudos de tramas de forma e cristalográficas.

Neste trabalho são discutidos ainda os quadros geológicos do Proterozóico, Mesozóico e Cénozóico.

O quadro proterozóico da região Central do Brasil sempre foi discutido em termos de formação de cinturões de dobramentos com base, inicialmente, na teoria Geossinclinal (ALMEIDA, 1968; dentre outros) e em seguida, na teoria da Tectônica de Placas através dos conceitos do Ciclo de Wilson (DANNI et al., 1982; dentre outros). As idéias mais atuais sugerem que a evolução do Proterozóico nessa região é expressa através de formação de bacias extensionais que experimentaram inversão fraca a moderada, em regime predominantemente ensiálico (MARSHAK & ALKIMIN, 1989). No caso da região de Dianópolis-Almas, os registros do Proterozóico se referem a frações de bacias moderadamente invertidas, as quais integram o Cinturão Brasília, e que foram investigadas sob a ótica do ciclo extensional-compressional de DEWEY (1982).

As bacias mesozóicas no interior da Placa Sul-Americana foram explicadas a partir da reativação das linhas de fraqueza antigas, no contexto do evento denominado de Reativação Wealdeniana (ALMEIDA, 1967) ou Sul-Atlântica (SCHOBENHAUS et al., 1984). As idéias mais modernas sobre o desenvolvimento dessas bacias têm invocado a existência de um evento extensional generalizado no âmbito da Placa Sul-Americana, durante a fragmentação do Gondwana (COSTA et al., 1990; BORGES et al., 1990; COSTA et al., 1991 a. & b; BORGES et al., 1992). Na área estudada encontra-se uma porção expressiva da bacia mesozóica Alto-Sanfranciscana, a qual foi analisada nesta tese do ponto de vista tectono-sedimentar e com enfoque moderno na concepção da tectônica extensional.

O quadro do Cenozóico foi abordado de acordo com as propostas atuais da Neotectônica/Tectônica Ativa, através da análise visual dos sistemas de drenagem e de relevo.

1.2 ÁREA ESTUDADA

A área pesquisada encontra-se na região sudeste do Estado de Tocantins, dentro da Folha SC. 23-Y-C (Folha Dianópolis). Corresponde a uma poligonal retangular, limitada pelos paralelos $11^{\circ}34'18''S$ e $11^{\circ}45'24''S$ e pelos

meridianos $46^{\circ}45'00''W$ e $47^{\circ}15'00''W$, e abarca aproximadamente 810 Km^2 (Figura 04).

A opção pela área deve-se sobretudo a presença de frações expressivas de terrenos granito-"greenstone" no interior do Bloco Brasília, os quais ainda não haviam recebido investigações estruturais de semi-detálhe e detalhe.

Para alcançar a área em pauta, partindo-se de Belém, toma-se a BR-010 (Belém-Brasília) até Fátima, no Estado do Tocantins. Desta, através das rodovias TO-262, TO-364 e TO-225, pode-se chegar até a cidade de Almas. Vôos regulares para Porto Nacional, partindo de Brasília e de Belém, facilitam o deslocamento à área de trabalho.

Como bases logísticas, utilizou-se as cidades de Almas e Dianópolis, encontrando-se ainda na margem direita do Rio Manoel Alves, ao centro da área, a Vila de Porto Alegre; todas essas localidades estão ligadas pela rodovia TO-225. Várias estradas secundárias, que servem de apoio para as fazendas e garimpos, completam a malha de acessos dentro da área.

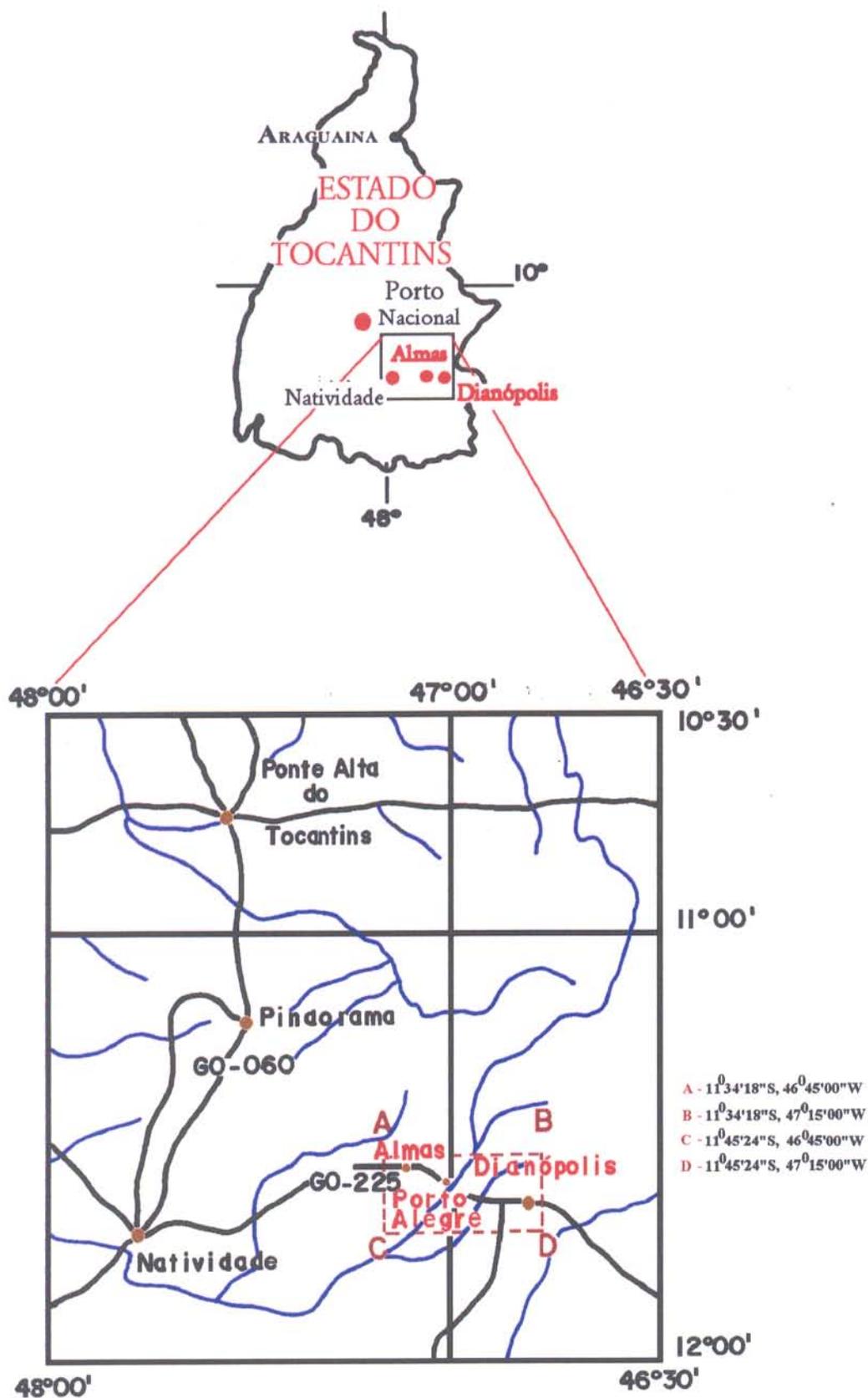


Figura 04 - Mapa de localização da área de trabalho.

1.3 OBJETIVOS E ESCOPO DO TRABALHO

O escopo desta tese é abordar a evolução geológica da Região de Dianópolis-Almas com ênfase nos aspectos estruturais do embasamento.

Neste contexto foram perseguidos os seguintes objetivos:

- Estabelecimento do quadro litoestratigráfico, que exigiu mapeamento geológico das unidades estratigráficas, enfatizando-se a distribuição geográfica, a natureza dos tipos petrográficos e as relações estruturais entre os principais conjuntos rochosos. Atenção especial foi dispensada para o entendimento das relações entre os granitóides e as rochas supracrustais;
- Caracterizar as estruturas nos níveis macroscópico e mesoscópico, em consonância com os conceitos modernos de análises geométrica e cinemática, objetivando a elaboração de modelos tectono-estruturais que sirvam de subsídios para o entendimento de áreas com características semelhantes. Buscou-se ainda, a definição dos mecanismos de deformação e o regime tectônico do terreno granito-"greenstone".
- Caracterizar os diversos litotipos do ponto de vista petrográfico, mineralógico e de microtrama (tramas de forma e orientação cristalográfica);

- Abordar a tipologia estrutural registrada nas unidades da Bacia Proterozóica do São Francisco;
- Investigar a bacia cretácica Alto-Sanfranciscana em termos litoestruturais, e o regime tectono-estrutural responsável pelo seu estabelecimento. Neste sentido, desenvolveu-se uma análise tectono-sedimentar;
- Investigar a deformação terciário-quadernária (Neotectônica /Tectônica Ativa) e a caracterização dos sistemas de relevo e de drenagem.

1.4. ATIVIDADES E MÉTODOS DE ESTUDO

O desenvolvimento do trabalho envolveu atividades de escritório, de campo e de laboratório.

1.4.1 Escritório

Foi realizada, inicialmente, pesquisa bibliográfica básica sobre o conhecimento lito-estrutural da região. De imediato, verificou-se que as informações disponíveis sobre a área eram insuficientes para o entendimento da evolução tectono-estrutural, embora existissem documentos gerados a partir de mapeamentos geológicos básicos em 1:1.000.000 (SCHOBENHAUS et al., 1974) e 1:250.000 (COSTA et al., 1976) e 1:100.000 (CORRÊA FILHO &

SÁ, 1980). Em termos geomorfológicos, destaca-se o trabalho de BEMERGUY (1991) em escala 1:250.000. Contudo, é oportuno lembrar que o arcabouço geral da distribuição das unidades geológicas e geomorfológicas, a nível regional, foi alcançado através desses trabalhos.

Os mapas confeccionados durante o desenvolvimento desta tese são apresentados em escala 1:60.000 (anexos I, II), e 1:100.000 (anexos III e IV). Os trabalhos consistiram de interpretação de imagens radargramétricas em escala 1:250.000 (Folha Dianópolis - SC.23-Y-C) e 1:100.000, ampliada da original (Folhas SC.23-Y-C-V - Almas e SC.23-Y-C-VI - Dianópolis). Concomitantemente, a base cartográfica foi refinada a partir da interpretação de fotografias aéreas em escala 1:60.000 (AST-TD/USAF, 1968). As atividades de fotoleitura, fotoanálise e fotointerpretação foram implementadas de acordo com os procedimentos discutidos por GUY (1966), RIVEREAU (1970) e SOARES & FIORI (1976).

Nesta fase, visando a análise dos sistemas de relevo, foram extraídos dados morfológicos e morfométricos com a ajuda das cartas plani-altimétricas em escala 1:100.000 (Almas - SC.23-Y-C-V e Dianópolis - SC.23-Y-C-VI). A compartimentação em sistemas de relevo seguiu as recomendações de PONÇANO et al. (1979), com base no conceito de COOKE & DOORNKAMP (1974).

1.4.2. Campo

Os trabalhos de campo foram desenvolvidos em duas etapas: a primeira de julho a agosto de 1988 (50 dias de campo); e a segunda no mês de julho de 1989 (30 dias de campo).

Durante as pesquisas de campo foram enfatizados os aspectos de ordem litológica, mineralógica, textural e estrutural. A definição da tipologia estrutural e possíveis associações e superposições seguiu as técnicas e métodos da geologia estrutural moderna (TURNER & WEISS, 1963; RAMSAY, 1967, 1980; VIALON et al., 1976; HOBBS et al., 1976; RAMSAY & GRAHAM, 1970; RAMSAY & HUBER, 1983, 1987; BELL & HAMMOND, 1984; DAVIS, 1984; PARK, 1989).

Na medida do possível, os perfis geológicos foram orientados cortando a disposição geral das unidades, na tentativa de otimizar o trabalho, observando-se o maior número possível de unidades. No final de cada dia de trabalho, os dados eram plotados em mapa e em perfil, proporcionando o rápido entendimento das relações entre as unidades litoestruturais.

A distribuição dos pontos não é regular devido, principalmente, a ausência de boas exposições; em muitos casos, os afloramentos correspondem a rochas lateritizadas (plintitos e petroplintitos), além de saprólitos estruturados. Cerca de 430 amostras foram coletadas e várias receberam tratamento laboratorial.

1.4.3. Laboratório

Um total de 154 amostras de rochas foi submetido a análises mineralógicas e texturais, microestruturais e da deformação através de seções delgadas, seguindo-se os procedimentos correntes de utilização do microscópio petrográfico sumarizados por KERR (1977). Alguns minerais foram identificados através do estudo de sua morfologia com lupa binocular. Foi estimada ainda a proporção volumétrica de cada fase da análise modal, com contagem de 1.000 grãos para cada amostra através de um contador de pontos.

As observações de tramas de forma e cristalográfica seguiram os critérios descritos por SPRY (1969), AUGUSTITHIS (1973), TULLIS et al. (1973), LISTER et al. (1978), LISTER & PATERSON (1979), LISTER & HOBBS

(1980), LISTER & SNOCKE (1984), PRICE (1985), WHITE et al. (1986), SIMPSON (1986), LAW (1986; 1987), PASSCHIER & SIMPSON (1986), dentre outros.

Tais análises permitiram a caracterização geométrico-cinemática das microestruturas, a classificação e a sistematização das rochas ígneas, metamórficas e sedimentares.

A quantificação da deformação baseou-se nos trabalhos de RAMSAY (1967), LISLE (1985), COWARD & JAMES (1976), LISTER & WILLIAMS (1979), FRY (1979), LAW (1986, 1987), RAMSAY & HUBER (1983). O programa Theta.for, de PEACH & LISLE (1979), foi utilizado para a obtenção de gráficos R_f/ϕ & R_i/θ .

2. ARQUEANO-PROTEROZÓICO INFERIOR

2.1 GEOLOGIA REGIONAL

2.1.1 Unidades Litoestratigráficas

A região compreendida entre as cidades de Almas e Dianópolis, no sudeste do Estado do Tocantins (Figura 04), encerra boas exposições de terrenos granito-"greenstone" (COSTA et al., 1976; CORRÊA FILHO & SÁ, 1980) do Arqueano (CORRÊA FILHO & SÁ, op cit.; BERBERT, 1980; HASUI et al., 1980, DANNI et al., 1982; HASUI et al., 1984a; COSTA, 1985). Embora essa área tenha sido alvo de vários mapeamentos em diferentes escalas e oportunidades, poucos estudos foram desenvolvidos no sentido de esclarecer a geometria das seqüências metavulcano-sedimentares e suas relações estruturais com os granitóides associados.

As primeiras tentativas de caracterização litoestratigráfica na região de Dianópolis-Almas, vêm do Projeto Dianópolis (1975), que utilizou o termo Pré-Cambriano IV (Grupo IV - chamado genericamente de Complexo Metamórfico-Migmatítico), definido por COSTA et al. (1976), no Projeto Letos. Essa denominação corresponde ao Pré-Cambriano Indiferenciado de BARBOSA et al. (1966) e ao Complexo Basal

de ALMEIDA (1967). Nesta unidade foram englobadas, pelos referidos autores, as seguintes sub-unidades: GNAISSES E MIGMATITOS - representados por rochas tonalíticas, praticamente sem máficos ou contendo biotita subessencial, sendo raros os tipos com anfibólio com ou sem biotita associada; CATACLASITOS FILONÍTICOS ou FILONITOS - correspondendo a rochas cataclásticas, representadas por xistos e filonitos com teores variáveis de quartzo, sericita, clorita ou biotita. Incluíram ainda no Pré-Cambriano IV os diatexitos ácidos e intermediários, granulitos, quartzitos, anfibolitos e rochas básico-ultrabásicas.

COSTA et al. (1976) usaram a denominação Associação Basal, com caráter puramente litológico, para definir os seguintes agrupamentos de rochas: METATEXITOS, com paleossoma básico e estrutura estromatítica dominante, com zonas inteiramente cataclásticas e/ou xistificadas, não mapeáveis; DIATEXITOS, de composição tonalítica a granodiorítica, gnaissificados ou não, envolvendo anfibolitos, metatexitos, cataclasitos e filonitos; CATACLASITOS e MILONITOS, com metatexitos subordinados; COMPLEXO METAMÓRFICO DE XISTOS VERDES, com anfibolitos, mármore e itabiritos, além de quartzitos subordinados; COMPLEXOS MÁFICO-ULTRAMÁFICOS, com gabros, hornblenda gabros, olivina gabros, noritos, serpentinitos, hornblenditos, piroxenitos e localmente metabasitos e metaultrabasitos;

TONALITOS com biotita e/ou anfíbolio, cortados localmente por diques de granodiorito.

CORRÊA FILHO & SÁ (1980) dividiram o Complexo Basal de ALMEIDA (1967), na região, em três grandes associações sem implicação cronoestratigráfica, tomando por base as afinidades litológicas, os padrões estruturais e a comparação do arcabouço lito-estrutural com outras áreas pré-cambrianas do planeta. São elas: COMPLEXO METAMÓRFICO VULCANO-SEDIMENTAR, compreendendo um pacote de metassedimentos, representados por filitos, xistos, metarenitos, metaconglomerados, quartzitos, metassiltitos e itabiritos, intimamente associados a metavulcânicas básicas, intermediárias e ácidas, metamorfizadas em fácies xisto-verde, com brechas e filonitos subordinados, além de cataclasitos; CONJUNTO GRANÍTICO-MIGMATÍTICO, congregando diatexitos e granitóides, de composição essencialmente granodiorítica e tonalítica, com cataclasitos associados.

COSTA (1985) atribuiu o conjunto gnáissico ao Complexo Goiano, reuniu as faixas de rochas vulcânicas e sedimentares no Grupo Riachão do Ouro, seguindo o empilhamento estratigráfico sugerido por CORRÊA FILHO & SÁ (1980) (Figura 05), e englobou os corpos tonalíticos na Suíte Serra do Boqueirão.

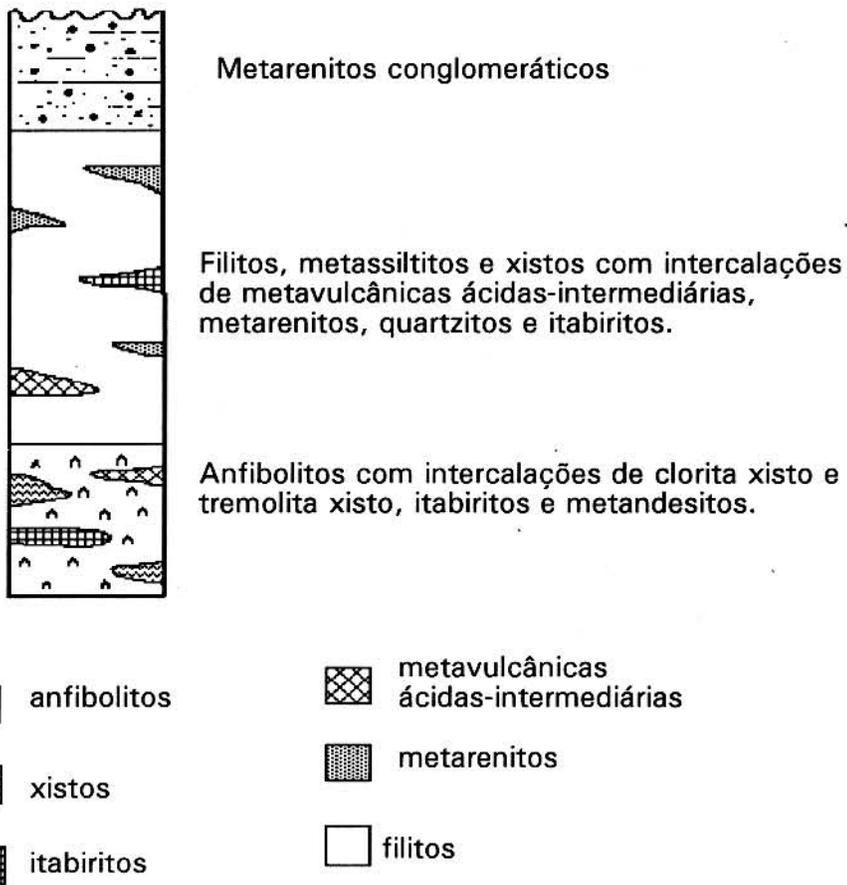


Figura 05 - Seção colunar esquemática do Grupo Riachão do Ouro (COSTA, 1985).

2.1.2 A Estruturação das Unidades Litoestratigráficas

Os trabalhos de CORRÊA FILHO & SÁ (1980) apresentam uma breve análise estrutural mesoscópica das seqüências de "rochas verdes", mostrada na Figura 06.

Esta região contém uma fração do feixe de lineamentos NE-SW, o qual corresponde ao Lineamento Transbrasiliano de SCHOBENHAUS et al. (1974). Este lineamento foi posteriormente subdividido em Cinturão de Cisalhamento Transbrasiliano, passando nas proximidades das cidades de Porangatu e Natividade, e Cinturão de Cisalhamento Serra Grande nas adjacências das cidades de Almas e Dianópolis (HASUI & MIOTO, 1988).

COSTA (1985) dividiu a porção setentrional da Província Tocantins de ALMEIDA et al. (1977) em quatro domínios litoestruturais (Figura 07), sendo a região de Dianópolis-Almas o domínio I de idade arqueana. A orientação geral das feições dômicas e das faixas vulcano-sedimentares é para NNE.

COSTA, op. cit., estabeleceu também a estruturação macro e mesoscópica desse domínio. O arranjo macroscópico compreende: (i) sinclínórios; (ii) zonas de cisalhamento e (iii) megaondulações. Os sinclínórios são as feições mais importantes da área (Figura 08), podem ser

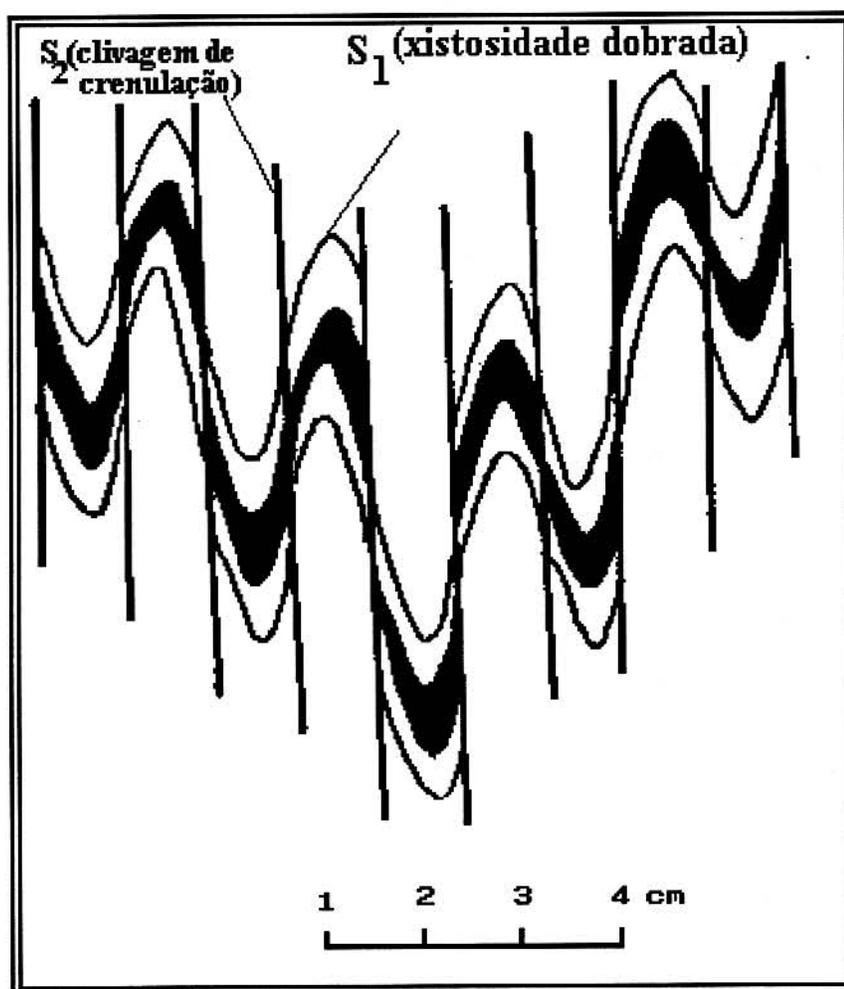


Figura 06 - Estilo e evolução das dobras observados nas rochas da seqüência "greenstone", segundo CORRÊA FILHO & SÁ (1980).

classificados em apertados a isoclinais, têm amplitudes quilométricas, apresentam planos axiais de alto mergulho e estão afetando as rochas do Grupo Riachão do Ouro. Geralmente, os sinclinórios são justapostos por falhas, sem os anticlinórios correspondentes (Figura 08).

As zonas de cisalhamento, ligadas ao desenvolvimento do Grupo Riachão do Ouro, podem ser divididas em duas gerações, considerando suas relações com os corpos tonalíticos. As primeiras são lineamentos curvilíneos, orientados paralelamente à direção geral das faixas de rochas do Grupo Riachão do Ouro, limitando-as e podendo também dividir a área de ocorrência do Complexo Goiano em segmentos alongados. Ao longo destas zonas afloram gnaisses miloníticos e xistos miloníticos, caracterizados por uma foliação subvertical e uma lineação de estiramento sub-horizontal, refletindo a natureza direcional dos deslocamentos. A exemplo dos planos axiais dos sinclinórios, as zonas de cisalhamento encontram-se deformadas, desenhando ondulações quilométricas que foram impostas pela colocação dos corpos tonalíticos. As zonas de cisalhamento de segunda geração orientam-se na direção NNE-SSW e são representadas por falhas que seccionam e deslocam as feições estruturais mais antigas e os conjuntos litológicos existentes. No contexto do Grupo Riachão do Ouro, as discontinuidades da primeira geração justapõem estruturas

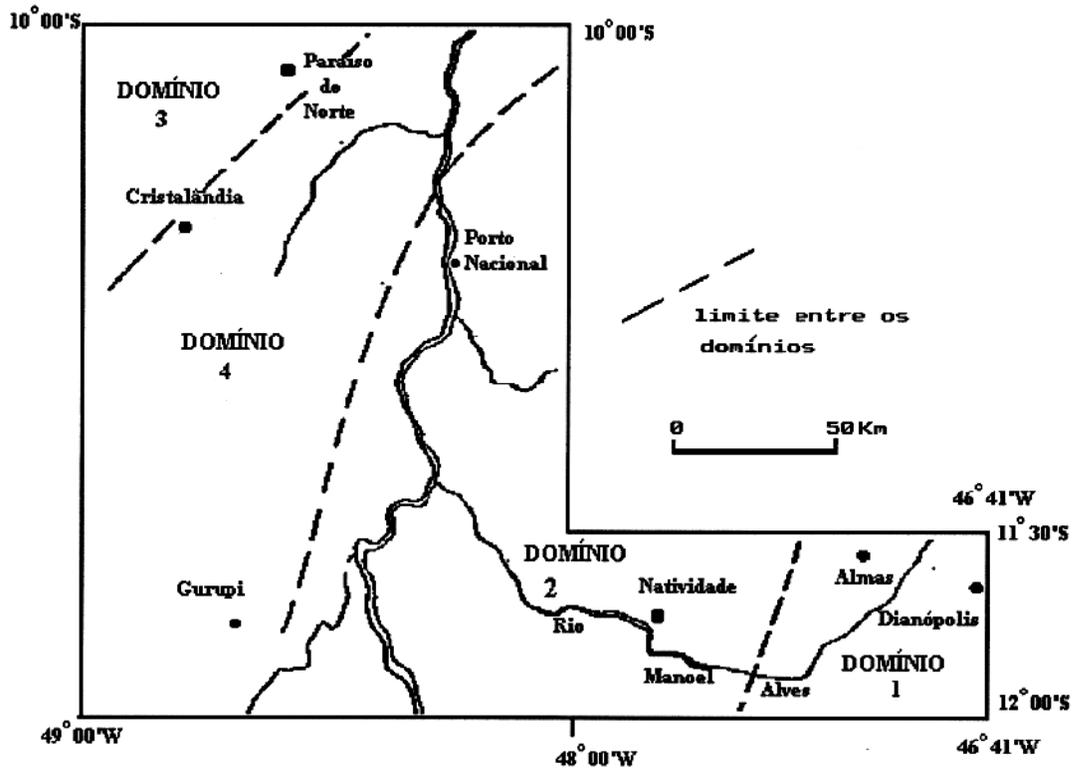


Figura 07 - Domínios litoestruturais do Setor Setentrional da Província Tocantins segundo COSTA (1985). A área de estudo encontra-se no Domínio I.

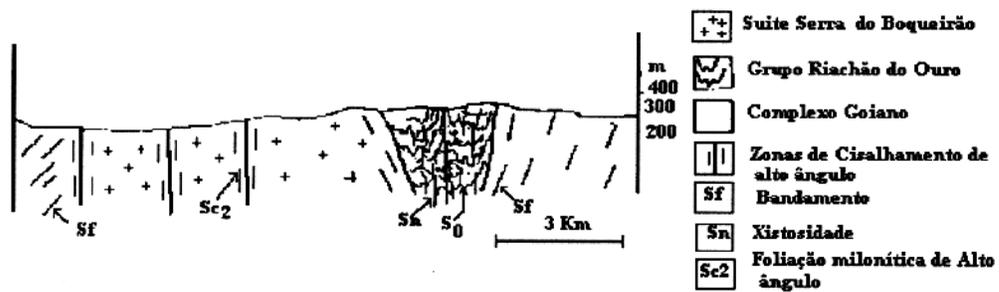


Figura 08 - Sinclínios do Grupo Riachão do Ouro justapostos por falhas (COSTA, 1984).

sinclinoriais (Figura 08). A movimentação das zonas de cisalhamento, segundo COSTA (1985), é dextral.

Como estruturas mesoscópicas, o referido autor descreveu: o bandamento dos gnaisses, cujo diagrama de pólos é mostrado na Figura 9, a xistosidade, a clivagem de crenulação e o bandamento dos diápiros.

2.2 APRESENTAÇÃO DAS UNIDADES MAPEADAS EM NÍVEL LOCAL

Na área compreendida entre os municípios de Almas e Dianópolis existem registros de unidades lito-estratigráficas ligadas ao desenvolvimento de um terreno granito-"greenstone" (COSTA et al., 1976; HASUI et al., 1984a; COSTA, 1985; HASUI & HARALYI, 1985; DANNI, 1988), atribuído nesta tese (vide item 2.4.5) ao final do Arqueano-Proterozóico Inferior.

É oportuno destacar que as seqüências tipo "greenstone" , encontram-se fortemente deformadas com estruturas primárias quase que completamente transpostas e modificadas pelas estruturas tectônicas. Nesse caso, qualquer tentativa de empilhamento estratigráfico, baseada no critério de superposição, não é mais possível. Suas relações de

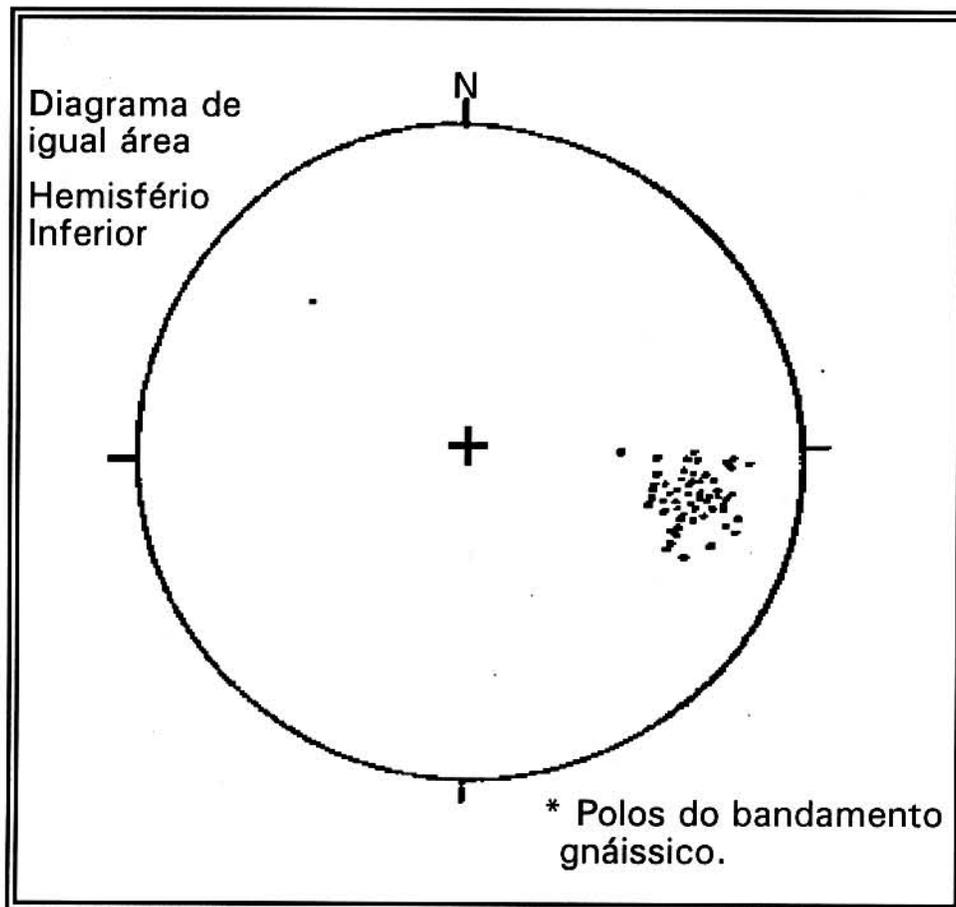


Figura 09- Diagrama de pólos do bandamento gnáissico do Complexo Goiano (COSTA, 1985).

contato com os granitóides adjacentes são definidas através de zonas de cisalhamento dúctil, as quais desaparecem gradativamente em direção aos núcleos dos corpos. Vê-se, portanto, que não é tarefa fácil discutir arranjos estratigráficos para o contexto do Arqueano-Proterozóico Inferior sem a ajuda de técnicas radiométricas multimétodos, as quais não foram aplicadas nesta tese.

Os resultados alcançados através do mapeamento geológico, independente dos possíveis arranjos estratigráficos, permitiram a caracterização das seguintes unidades litológicas: (anexo 01)

(1) **Complexo Alto Paranã**, constituído por ortognaisses de composição tonalítica, além de anfibolitos e paragnaisses, e enclaves granulíticos, migmatizados. Conforme será discutido adiante, esta unidade representa o provável embasamento, sobre o qual se instalaram as seqüências vulcano-sedimentares;

(ii) **Grupo Riachão do Ouro**, o qual encerra litotipos bastante variados e expressos através de metadacitos, metarenitos, filitos, xistos, quartzitos, metaconglomerados e formações ferríferas;

(iii) **Suíte Serra do Boqueirão**, caracterizada por granitóides de composição tonalítica, trondhjémítica, granodiorítica e localmente quartzo-dioríticas e álcali-feldspato graníticas, cortados por aplitos de granodioritos de granulação fina e veios pegmatóides. A presença de xenólitos de metassedimentos do Grupo Riachão do Ouro sugere que tais corpos são intrusivos nas seqüências metavulcano-sedimentares.

Tais unidades são descritas a seguir e estão sumarizadas na coluna estratigráfica da Figura 10.

2.3 DESCRIÇÃO DAS UNIDADES

2.3.1 Complexo Alto Paranã

Esta unidade sustenta o Sistema Colinoso na área de abrangência da Depressão do Tocantins, com pequenas amplitudes e relevo ondulado. Encontra-se também na Superfície Pediplanada desta depressão, aflorando nos níveis de terraços rochosos dos rios Manoel Alves e Gameleira (vide item 5.2).

O **Complexo Alto Paranã** ocorre como uma faixa arqueada, orientada na direção N25W e atravessando toda a área; sua terminação norte assemelha-se a um mega-rombóide.

FANEROZÓICO	MESOZÓICO		CENOZÓICO	Q	Depósitos ligados às drenagens atuais e localmente a lagos e a lagoas.
	CRETÁCEO	JUR			
			TERCIÁRIO QUATERNÁRIO		KU
	PLIOCENO		βd	Diques de diabásio, possivelmente correlacionáveis ao evento Mosquito na Bacia do Parnaíba.	
PROTEROZ. MÉDIO A SUPERIOR	PB				Grupo Bambuí - filitos, metarenitos, metassiltitos e mármore.
	ASb		Suíte Serra do Boqueirão - tonalitos, trondhjemitos, granodioritos e alcali - feldspato granitos truncados por fases aplíticas de granulação fina.		
ARQUEANO - PROTEROZOICO INFERIOR	ARo		Grupo Riachão do Ouro (GBS) - filitos bandados, quartzitos miloníticos, metaconglomerados e brechas, além de metavulcânicas básicas, intermediárias, ácidas formação ferrífera.		
	ACg		Complexo Alto Paraná - ortognaisses miloníticos migmatizados de composição tonalítica com enclaves de anfibolitos e granulitos.		

Figura 10 - Coluna estratigráfica da área investigada (Dianópolis - Almas)

Na parte SW da área apresenta-se como megalentes em meio as rochas supracrustais do Grupo Riachão do Ouro e aos granitóides da Suíte Serra do Boqueirão. Cabe destacar que, neste caso, a natureza passagem entre os gnaisses do Complexo Alto Paranã e os tonalitos da Suíte Serra do Boqueirão não é clara.

O contato das rochas do Complexo Alto Paranã com os "greenstones" é sempre definido através de zonas de cisalhamento dúctil, com caráter de cavalgamento oblíquo.

Sob o ponto de vista litológico, na escala mesoscópica, o **Complexo Alto Paranã** congrega ortognaisses de composição predominantemente tonalítica, além de ortoanfibolitos, paragnaisses e enclaves de granulitos (CORRÊA FILHO & SÁ, 1980) que, conjuntamente, representam os constituintes dos terrenos de alto grau metamórfico.

Os **gnaiesses tonalíticos** são os tipos dominantes do Complexo Alto Paranã e afloram sob a forma de megablocos e lajedos (Figura 11) ao longo dos rios Manoel Alves e Gameleira. Sua área de exposição é extremamente reduzida, pois no geral encontram-se encimados por espessos colúvios arenosos e planícies aluviais. Afastando-se dos leitos dos grandes rios, apresentam-se cobertos por solos.



Figura 11 - Afloramento de biotita gnaisses de composição tonalítica do Complexo Alto Paranã na forma de lajedo. Os mobilizados são tabulares e realçam o bandamento. Observar a presença de um pequeno enclave anfibolítico no centro da foto. Rio Gameleira próximo a GO-225.

Na escala mesoscópica, quando não estão alterados por intemperismo, apresentam-se como litotipos bastante homogêneos, com granulação variando de média a grossa e em alguns locais com fácies de granulação fina de composição tonalítica. Sua coloração é cinza-esverdeado, sendo mesocráticos. No seu conteúdo mineralógico, distinguem-se o quartzo, feldspato, biotita e/ou hornblenda, além de sericita e/ou clorita e oxi-hidróxidos de ferro como minerais de alteração.

Apresentam-se com fortes tramas planares miloníticas mergulhando 60° a 90° . Comumente, ao longo dessa faixa, em especial no córrego Gameleira, nas adjacências da estrada TO-225, observam-se bandas félsicas de espessura centimétrica (entre 3-5 cm), paralelas à foliação milonítica e contribuindo para a definição do bandamento composicional. O bandamento composicional, no geral, é formado pela alternância de bandas quartzo-feldspáticas de granulação média com bandas mais ricas em biotita e/ou hornblenda (Figura 12). As bandas máficas também podem ser definidas por minerais de granulação fina francamente cominuídos. As bandas félsicas, às vezes, apresentam-se budinadas ou com estrição ("pinch-and-swell"), imersas em frações máficas, cuja foliação interna, definida pelos minerais placosos, contorna os leitos de forma anastomótica. Em vários locais ocorrem gnaisses migmatizados (Figura 13), tendendo a diatexitos homogêneos ou lentes concordantes com a

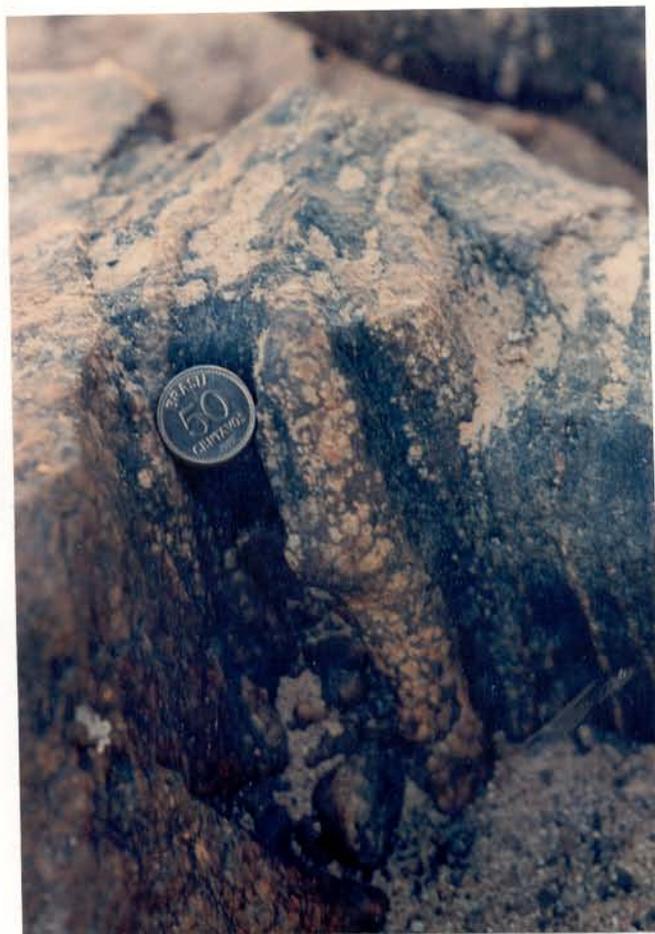


Figura 12 - Detalhe das bandas félsicas tabulares alternadas com bandas máficas ricas em biotita. As bandas félsicas apresentam quartzo e plagioclásio em agregados granoblásticos de granulação grossa a média. As pontuações brancas correspondem a alteração de feldspato para caulinita. Oeste da Fazenda Baroneza em direção ao Rio Manoel Alves.

estruturação dos gnaisses tonalíticos do Complexo Alto Paraná. No geral ocorrem como corpos ovalados, centimétricos a decimétricos e por vezes budinados. Veios delgados de mobilizados de composição tonalítica são comuns, proporcionando a caracterização de estruturas migmatíticas de injeção, semelhantes ao tipo estromatítico. No córrego Batalha os anfibolitos são expressivos, têm coloração esverdeada a negra, apresentam granulação média e são melanocráticos. Existem tipos desde aparentemente homogêneos e isotrópicos, na escala da amostra de mão, até intensamente foliados, concordantes com os gnaisses tonalíticos. No seu conteúdo mineral, distinguem-se hornblenda e plagioclásio como componentes essenciais.

Os **anfibolitos deformados** exibem anisotropia interna caracterizada pela orientação preferencial dos cristais de hornblenda concordantes com a foliação milonítica/bandamento composicional dos gnaisses tonalíticos. Nos locais onde a taxa de cominuição é muito alta, os corpos de anfibolitos são transformados em leitos delgados em meio aos gnaisses (Figura 14). Nesse caso, a rocha pode ser descrita como um gnaisse regularmente bandado, a exemplo daqueles caracterizados por MYERS (1978,1981) no Complexo de Fisknaesset.



Figura 13 - Migmatitos com enclaves máficos indicando migmatização "in situ" dos gnaisses do Complexo Alto Paraná.. Afloramento situado na Fazenda Santo Elias.



Figura 14 - Corpos de anfibolitos sob a forma de comandos centimétricas intercaladas com mobilizados de injeção quartzo-feldspáticos, compondo o bandamento dos gnaisses do Complexo Alto Paraná. Oeste da Fazenda Baroneza, margens do Rio Manoel Alves

2.3.2 Grupo Riachão do Ouro

O Grupo Riachão do Ouro compreende várias faixas de rochas vulcânicas e sedimentares fortemente deformadas, que envolvem corpos de granitóides da Suíte Serra do Boqueirão. Na sua constituição distinguem-se filitos bandados (sericita filitos e quartzo-sericita filitos a clorita), clorita xistos derivados de dacitos, além de formações ferríferas bandadas a hematita e a magnetita, metaturmalinitos, quartzitos micáceos ou não, e metaconglomerados (ortoconglomerados e brechas).

Os **filitos bandados** são os litotipos dominantes no Grupo Riachão do Ouro, perfazendo cerca de 30% dos tipos petrográficos mapeados. São caracterizados pela alternância regular de bandas de sericita filitos e quartzo-sericita filitos com massas cloríticas associadas. Paralelo ao bandamento composicional encontram-se freqüentes bandas quartzosas. Tais corpos constituem os principais alvos dos garimpeiros da região, sendo compostos de ganga quartzosa e sulfetada (pirita, arsenopirita, calcopirita).

Os filitos bandados têm granulação fina e apresentam colorações arroxeadas, avermelhadas e/ou amareladas, devido ao processo de lateritização. Quando não estão alterados, apresentam coloração cinza-esverdeada, a exemplo

da exposição do Morro do Carneiro, nas proximidades do garimpo do Arroz no Município de Almas. O bandamento composicional apresenta mergulhos superiores a 60° , mas há também registros de mergulhos mais baixos; internamente às bandas, sobretudo aquelas sericítico-cloríticas, a xistosidade é paralela ao bandamento composicional ou forma arranjos tipo S-C. O bandamento, localmente, pode desenhar dobras "en échelon", além de microdobras associadas ao desenvolvimento de clivagem de crenulação. Tais feições serão descritas detalhadamente no item Geologia Estrutural.

Os **veios de quartzo** são geralmente concordantes com o bandamento composicional, mas onde estão associados a zonas de cisalhamento discretas e tardias, podem impor arrastos à xistosidade. Alguns veios estão budinados (Figura 15), com o desenvolvimento de clivagem extensional subvertical associada. Nos planos do bandamento composicional existem lineações mineral e de estiramento extremamente variáveis quanto à orientação, face a complexidade natural inerente aos tipos de estruturas presentes. Duplexes internos ("internal duplexes") são comumente encontrados na escala de afloramento, associados geneticamente à movimentação dextral.

Os **quartzitos miloníticos** perfazem 0,85% do total de litotipos mapeados na área de trabalho e sustentam fundamentalmente as unidades alongadas e de cristas agudas do Sistema de Morros na Depressão do Tocantins.



(a)



(b)

Figura 15 - Veios de quartzo auríferos (++) , inclusos nos filitos bandados do Grupo Riachão do Ouro

Boas exposições encontram-se no Morro do Zé Luís, localmente no Morro do Carneiro e no sopé do Morro do Bola; podem ainda ocorrer como leitos métricos a decimétricos intercalados com as demais rochas do Grupo Riachão do Ouro, com orientações NW-SE e NNE-SSW e mergulhos subverticais. Apresentam-se, na escala do mapa, como corpos tabulares e lentiformes concordantes com as rochas metavulcânicas, filitos bandados, formação ferrífera e metacherte. No centro da área, marcam o limite leste de um corpo elíptico de granitóide da Suíte Serra do Boqueirão.

As relações de contato entre essas rochas e os outros litotipos do Arqueano-Proterozóico Inferior são através de zonas de cisalhamento com natureza de cavalgamento oblíquo ou transcorrente.

Como variedades petrográficas distinguem-se quartzitos praticamente puros (mais de 90% de quartzo), quartzitos com sericita, muscovita-sericita quartzitos, turmalina quartzitos e localmente quartzitos com clorita e clorita quartzitos, que podem gradar para clorita xistos. Tratam-se dos clássicos tectonitos S-C tipo II de LISTER & SNOKE (1984), podendo-se ainda considerá-los como tectonitos L-S/S-L.

Mesoscopicamente, os quartzitos apresentam coloração branca, cinza-esverdeado, cinza-escuro, e por vezes

amarelado, e desagregam-se aproveitando os planos da foliação quando alterados intempericamente. Têm granulação fina a média, distinguindo-se palhetas de sericita e de clorita alinhadas e definindo a foliação milonítica, juntamente com os cristais de quartzo fitados. Contidos no plano da foliação, os filossilicatos podem materializar lineações mineral e de estiramento, as quais são expressas também por minerais opacos, por vezes magnetita. Os eixos maiores de pequenos agregados de grãos de quartzo elipsoidais milimétricos também definem a lineação de estiramento e marcam a direção do eixo X no plano XY da foliação milonítica, geralmente subvertical. "Rods" quartzosos centimétricos também definem a lineação de estiramento.

Turmalinas de hábito prismático são encontradas associadas a foliações S-C em quartzitos do Morro do Carneiro e na base do Morro do Bola. A foliação milonítica pode apresentar-se levemente ondulada, localmente dobrada e ainda com duplexes internos. Em alguns locais a foliação é cortada por bandas de cisalhamento, está crenulada e forma "kink-bands" .

A foliação milonítica é pervasiva e isola frações quartzosas lenticulares, imersas em leitos quartzosos e/ou sericíticos/muscovíticos/cloríticos mais finos. Grãos de quartzo achatados são encontrados com freqüência, paralelos

à foliação milonítica. As rotações indicadas pelos arranjos S-C são comumente dextrais.

Veios de quartzo leitoso, hialino e mais raramente "esfumaçado", preenchem aberturas romboidais e sigmoidais, perpendiculares ao vetor extensional do binário dextral transcorrente. Alguns veios estão paralelizados e budinados, concordantes com a foliação milonítica, ou com fortes feições de estricção.

Os **clorita quartzitos** são pouco expressivos na área, têm coloração cinza esverdeado claro e ocorrem no córrego São Pedro, intercalados com rochas metadacíticas, cujo contato corresponde a zonas de cisalhamento transcorrente.

Os **metadacitos** (plagioclásio-quartzo-clorita xistos) foram identificados no córrego São José, próximo à fazenda homônima, capeados por saprólitos e solos bastante arroxeados; ocorrem também na Mina dos Tapuios, na cidade de Dianópolis, e no córrego Getúlio. Suas relações de contato com as outras unidades são observadas no córrego São José; nesse local, ao longo de uma faixa decamétrica os metadacitos, bastante enriquecidos em minerais máficos, gradam para clorita/sericita quartzitos e têm mergulhos fortes para ENE. Verificou-se ainda que podem ocorrer como

lentes métricas, concordantes com a foliação milonítica/ bandamento composicional dos filitos bandados, sugerindo que pelo menos parte destas rochas pode corresponder a metavulcânicas milonitizadas/ultramilonitizadas.

Existem rochas metadacíticas de coloração verde-escuro, ricas em clorita, com tendência máfica, bem como com cores verde-claro (Mina dos Tapuios) e cinza-esverdeado com tendência leucocrática no córrego Getúlio, e porcentagens bem menores de clorita que nos tipos anteriores. Apresentam-se geralmente com textura afanítica e são fortemente foliadas, com o desenvolvimento de uma clivagem dada pela alternância submilimétrica de faixas ricas em clorita com faixas mais félsicas. Localmente existem porfiroclastos de quartzo milimétricos.

Os **metadacitos leucocráticos** (quartzo-clorita-plagioclásio xistos) destacam-se como variedades com poucos máficos, correspondendo a tipos holocristalinos, leucocráticos e com textura porfirítica por vezes preservada.

Durante o mapeamento da área foram individualizadas **rochas meta-rudáceas** vinculadas ao Grupo Riachão do Ouro. São representadas por duas litofácies distintas: metaconglomerados oligomíticos intercalados nos quartzitos do Morro do Zé Luís; e metaconglomerados

polimíticos brechóides, em faixas com várias centenas de metros de largura, e com expressão de relevo.

Os **metaconglomerados oligomíticos** ocorrem como faixas métricas intercalados nos quartzitos do Morro do Zé Luís. Tratam-se de metaconglomerados sustentados por seixos, de coloração esbranquiçada e francamente bimodais, individualizando-se claramente seixos e matriz.

A moda seixo apresenta-se com constituintes bem selecionados e bem arredondados de tamanhos centimétricos até decimétricos, compostos fundamentalmente de fragmentos de quartzito e/ou de quartzo de veio. São achatados, discóides e fortemente alongados na direção da lineação de estiramento dos quartzitos adjacentes.

A moda matriz encontra-se bastante foliada e recristalizada, tratando-se de quartzito finamente granulado.

Desta feita, representam conglomerados de grande maturidade textural, em que a orientação de seus eixos maiores paralelizados, mesmo frente à deformação, deve significar que se moveram livremente, uns em relação aos outros durante a deposição, assumindo orientações iniciais θ_i (Theta i) uniformes impostas pela atuação de correntes em depósitos subaquosos.

Em função da alta deformação que apresentam, não foi possível observar quaisquer estruturas singenéticas para que se pudesse avançar na interpretação dos processos e ambientes deposicionais.

Os **metaconglomerados polimíticos** brechóides foram encontrados em faixas decamétricas, com até 100 metros, por vezes com grande expressão, e sustentando unidades alongadas do Sistema de Relevo de Morros. Foram observados na saída da cidade de Almas, marcando o contato entre os trondhjemitos da Suíte Serra do Boqueirão e as rochas supracrustais do Grupo Riachão do Ouro. Foram encontrados ainda na Fazenda São José, estendendo-se até as proximidades do contato com os trondhjemitos da Suíte Serra do Boqueirão, onde estão interestratificados com os metarenitos.

Têm coloração amarelada, creme e rosada, polimodais e suportados pela matriz. São compostos de seixos de quartzitos, quartzo de veio, formação ferrífera e outros ainda não identificados. São polimodais e mal selecionados, existindo desde angulosos a arredondados e, por conseguinte, bastante imaturos texturalmente.

Exibem estratificação maciça ou ausente. A análise mesoscópica da matriz revela freqüentemente a

presença de cavidades preenchidas por quartzo euédrico, prismático, bipiramidal, milimétrico e hialino.

Os **metarenitos**, cuja posição estratigráfica não pôde ser definida com as observações efetuadas, são encontrados ao sul da ponte sobre o córrego Batalha, onde estão em contato tectônico com anfibolitos e tonalitos gnaissificados do Complexo Alto Paraná. Ocorrem ainda na Fazenda Baronesa, nas proximidades do contato com os trondhjemitos da Suíte Serra do Boqueirão, interestratificados com metaconglomerados polimíticos brechóides. São rochas de coloração esbranquiçada, bastante friáveis, compostas de quartzo e clorita, e têm granulação fina. Encontram-se freqüentemente foliadas, cujos planos são definidos pela concentração de clorita contornando anastomoticamente frações lenticularizadas de agregados de quartzo.

2.3.3 Suíte Serra do Boqueirão

Inclui uma série de corpos ígneos intrusivos, de dimensões batolíticas, nas partes leste e oeste da área, e "stocks", na região central e a sul da vila de Porto Alegre.

Em função da deformação dúctil intensa, apresentam-se concordantes com as unidades encaixantes. Ocorrem como corpos semicirculares a oeste da cidade de Almas, como lentes ou folhas submeridianas no centro da área, a sul de Porto Alegre, e como megalentes ou corpos elípticos separados por faixas de rochas metavulcano-sedimentares na parte leste, nas adjacências da cidade de Dianópolis. Idades variando entre 2,5 a 2,9 Ga foram obtidas pelo método Rb-Sr em granitóides da região de Dianópolis-Almas (BERNASCONI, 1983).

No interior dos corpos foram encontrados numerosos enclaves das rochas supracrustais do Grupo Riachão do Ouro, dentre os quais se destacam filitos ferruginosos e formações ferríferas descritos por CORRÊA FILHO & SÁ (1980).

Os contatos entre os granitóides e as demais unidades rochosas podem ser sistematicamente observados e são zonas de cisalhamento tangenciais ou transcorrentes. Nestes locais, encontra-se toda a série milonítica de SIBSON (1977), ou seja desde protomilonitos até ultramilonitos, contrastando com tipos petrográficos mais preservados no interior dos corpos.

Foram individualizados nesta unidade seis grandes conjuntos litológicos correspondentes a: (i)

tonalitos, (ii) trondhjemitos; (iii) quartzo dioritos; (iv) granodioritos; (v) álcali-feldspato granitos e (vi) aplitos.

O **hornblenda tonalito** (Tonalito Cantu) de CORRÊA FILHO & SÁ (1980) encontra-se fundamentalmente sustentando o Patamar de Dianópolis (ver capítulo 5, item Geomorfologia). Mesoscopicamente, trata-se de uma rocha félsica, com tipos leucocráticos, mais raramente mesocráticos, de coloração cinza-esverdeado, equigranular e com granulação média a grossa. Sua composição mineralógica principal é dada por cristais de quartzo hialino e plagioclásio esbranquiçado; estes, ao nível de amostra de mão, são euédricos e subédricos, têm dimensões de até 1,0 cm, apresentam coloração esverdeada e estão saussuritizados, com fortes transformações para epidotos. A hornblenda é o mineral ferromagnésiano dominante, ocorrendo em prismas curtos esverdeados, cloritizados e com dimensões entre 0,5 cm até maiores que 1,0 cm. Por vezes, encontra-se também clorita.

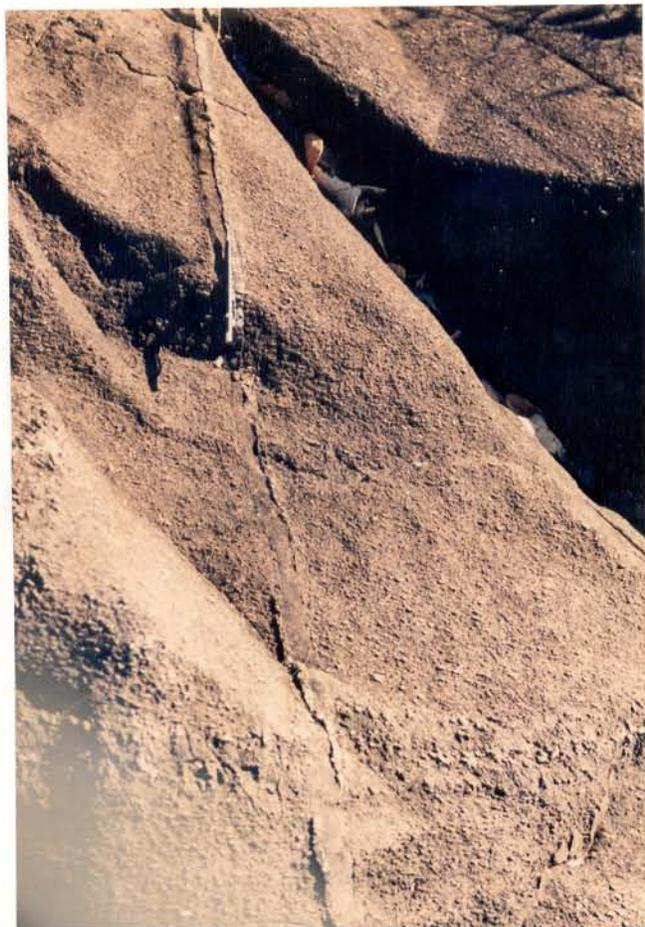
Os **trondhjemitos** são francamente dominantes no centro da área, a sul da Vila de Porto Alegre, e a oeste da cidade de Almas, mas estão presentes também na Serra de Dianópolis, nas proximidades do contato com a faixa de gnaisses do Complexo Alto Paranã. São rochas leucocráticas, de coloração cinza-esbranquiçado, equigranulares a heterogranulares, por vezes porfiríticas e com granulação variando de média a grossa. Seus constituintes

minerais essenciais são o quartzo e o plagioclásio. Como mineral ferromagnésiano encontra-se a biotita cloritizada, com hábito tabular e por vezes em agregados milimétricos.

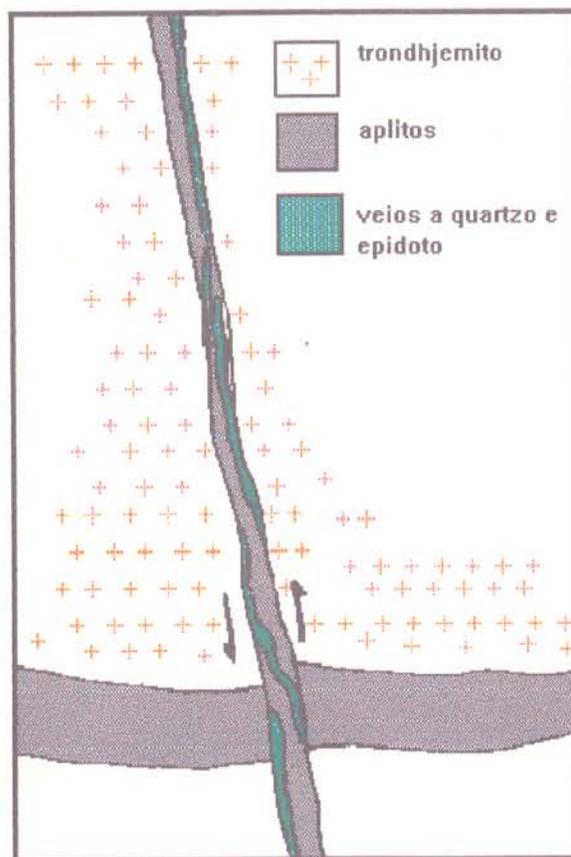
Tanto nos hornblenda tonalitos como nos trondhjemitos existem variações para tipos de granulação fina a média ricos em biotita e com hornblenda ausente ou minoritária, cuja individualização em mapa não foi possível em função da escala de estudo adotada.

Estas rochas encontram-se, em vários locais, truncadas por aplitos de composição tonalítica a granodiorítica, com traços de biotita. Na cidade de Dianópolis, verificou-se em um aplito traços de muscovita. Compreendem duas gerações distintas cortadas por uma fase pegmatóide de granulação grossa. Por vezes, as bordas e os centros desses diques são marcados por veios de quartzo e epidoto (Figuras 16 a e b).

Localmente, os trondhjemitos gradam para quartzo dioritos e, tanto nestes como nos tonalitos, por vezes, encontram-se pequenas ocorrências de álcali-feldspato granitos, hololeucocráticos e de coloração rosada a esbranquiçada.



(a)



(b)

Figura 16 - A a - mostra duas gerações de diques de granulação fina e encaixados em trondhjemitos da Suite Serra do Boqueirão. b - mostra em detalhe as fases a quartzo e epidoto que freqüentemente margeiam ou interpõem-se no centro destes corpos.

Apresentam como mineralogia essencial o quartzo, o plagioclásio e a biotita, além de sericita e clorita como minerais secundários. Em alguns pontos, verificou-se a existência de pórfiros de microclínio.

As variedades **granodioríticas** têm características físicas semelhantes ao tipo anterior, contudo, ocorrem de forma mais localizada, imersos nos trondhjemitos e sempre sustentando morros alongados, que se destacam na topografia da Depressão do Tocantins.

As relações de idade relativa entre os tonalitos, trondhjemitos e granodioritos ainda não foram estabelecidas.

Com relação aos enclaves, alguns são típicos xenólitos segundo (CORRÊA FILHO & SÁ, 1980) e outros podem ser autólitos (WERNICK, 1983). Os xenólitos ocorrem como corpos tabulares e achatados (Figura 17) de contornos arredondados e angulosos, constituídos principalmente por cristais orientados de biotita/anfibólio, plagioclásio e quartzo (textura metamórfica), e podem atingir, em alguns casos, dimensões superiores a 40 cm. Às vezes gradam para os granitóides através de contatos difusos, mostrando evidências de assimilação e miscigenação. Pode ocorrer também um incipiente enriquecimento de cristais de feldspato nas bordas dos enclaves (zonas de reação) conferindo-lhes coloração



Figura 17 - Xénolitos retangulares de rochas máficas no interior de granitóides menos deformados na Suite Serra do Boqueirão. Fazenda Pindoba.

esbranquiçada. Via de regra, estes enclaves mostram contatos bruscos com os granitóides.

Zonas ou faixas de cisalhamento centimétricas a decimétricas no interior dos granitóides são comuns. Ao longo destas, todos os tipos litológicos são transformados em milonitos e ultramilonitos de coloração esverdeada. Nas zonas de maior concentração de deformação, os tipos petrográficos assemelham-se a gnaisses facoidais e a ultramilonitos, nos quais se distingue quartzo fitado (SPRY, 1969; McLELLAND, 1984), contrastando com os porfiroclastos de plagioclásio de arestas arredondadas, às vezes fraturados, e interpretados como a fase resistente ("hard") (WHITE et al., 1980). Nos tipos ultramiloníticos é comum encontrar-se uma microlaminação descontínua e incipiente, que, por vezes, pode tornar-se muito pronunciada.

Cristais de epidoto, sericita e clorita são freqüentes, além de concentrações de carbonatos e de opacos, em geral sulfetos. Ao longo destas zonas existem também abundantes veios de quartzo, com concentração de cristais de clorita próximo aos contatos com as encaixantes, mostrando um certo zoneamento. Os corpos são constituídos de quartzo hialino, leitoso e fumê, por vezes fraturados, e contêm sulfetos nas espécies pirita, arsenopirita e calcopirita, com malaquita e pseudomalaquita como produtos de alteração.

À medida que se aproxima do contato com as outras unidades, ou em direção às zonas de cisalhamento, as rochas adquirem foliação penetrativa e fracionam-se em lentes, e os enclaves tornam-se progressivamente mais estirados e concordantes com as tramas lineares desenvolvidas ao longo da foliação milonítica.

2.4 GEOLOGIA ESTRUTURAL

2.4.1 Arranjo Macroscópico

As principais estruturas do Arqueano-Proterozóico Inferior da área investigada são as zonas de cisalhamento (anexo 1). Elas definem um arranjo anastomótico orientado preferencialmente na direção N10-20E, têm mergulhos fortes, apresentam movimentação predominantemente dextral e estão presentes em todas as unidades litoestratigráficas. Os feixes de zonas de cisalhamento definem um cinturão de cisalhamento transcorrente com pelo menos 40 km de largura e estendendo-se além dos limites da área deste trabalho. O arranjo geométrico macroscópico é caracterizado por faixas e lentes de rochas supracrustais do Grupo Riachão do Ouro envolvendo ou alternando-se com megalentes de granitóides da Suíte Serra do Boqueirão e faixas de gnaisses do Complexo

Alto Paranã. Nesse contexto, a distribuição geral das unidades litológicas desenha um padrão fortemente lenticularizado, que, em vários setores da área, pode ser descrito como um mega-acamadamento (Figura 18). No âmbito dessa organização estrutural reconhecem-se zonas de cisalhamento com dimensões variadas, as quais podem ser reunidas em dois conjuntos distintos, mas de mesma idade ou gênese.

O conjunto de zonas de cisalhamento que delimita os contatos entre as várias unidades lito-estratigráficas, representam limites mecânicos fundamentais durante a deformação (vide PLATT & BEHRMANN, 1986), acomodam movimentos expressivos, funcionam como superfícies de descolamento e isolam frações de rochas com diferentes taxas de deformação (Figura 18). Elas correspondem também aos limites dos diferentes setores estruturais, estabelecidos a partir da mudança na posição espacial da foliação milonítica e da lineação de estiramento. O outro conjunto corresponde a zonas de cisalhamento discretas e se propagam no interior dos corpos rochosos do Grupo Richão do Ouro e da Suíte Serra do Boqueirão, constituindo faixas localizadas de concentração de deformação localizadas (Figura 19).

Por outro lado, foram reconhecidas também extensas áreas de rochas pouco deformadas ou isentas de deformação, a exemplo das porções internas de alguns

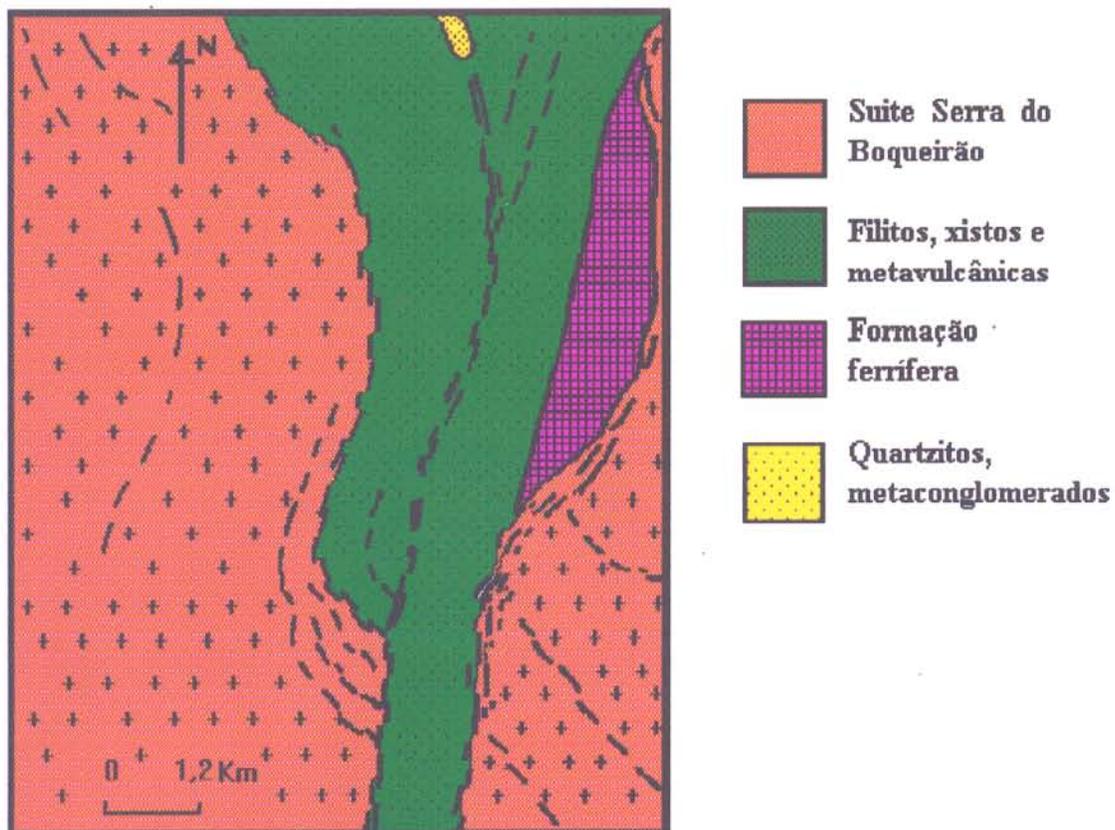


Fig. 18 - Zonas de cisalhamento ao longo do contato das principais unidades litológicas

granitóides da Suíte Serra do Boqueirão e de alguns pacotes de formações ferríferas (e.g., Morro do Bola). Tais aspectos permitem deduzir que a distribuição da deformação, responsável pelo quadro macroscópico, é heterogênea.

A transição das rochas miloníticas para as não miloníticas, em alguns locais, é brusca, mas no geral é gradacional, materializada através de uma faixa fortemente cisalhada que pode alcançar até centenas de metros de espessura. Nessas regiões os protólitos sofrem acentuada redução no tamanho dos grãos e são transformados em rochas ultramiloníticas, fortemente foliadas/xistificadas e com coloração esverdeada e bastante cloritizadas; os cristais de feldspato ocorrem como porfiroclastos ocelares ou fortemente achatados e os cristais de quartzo em geral são fitados. Tais rochas ocorrem como estreitas faixas envolvendo porções lenticulares, menos deformadas, de granitóides de granulação média a grossa.

Nas faixas de rochas supracrustais do Grupo Riachão do Ouro, a milonitização é generalizada, com os diferentes tipos litológicos paralelizados e intimamente associados (Figura 20).

Por sua vez os granitóides da Suíte Serra do Boqueirão apresentam deformação expressiva apenas em suas bordas. Assim, dentro das faixas de rochas supracrustais os

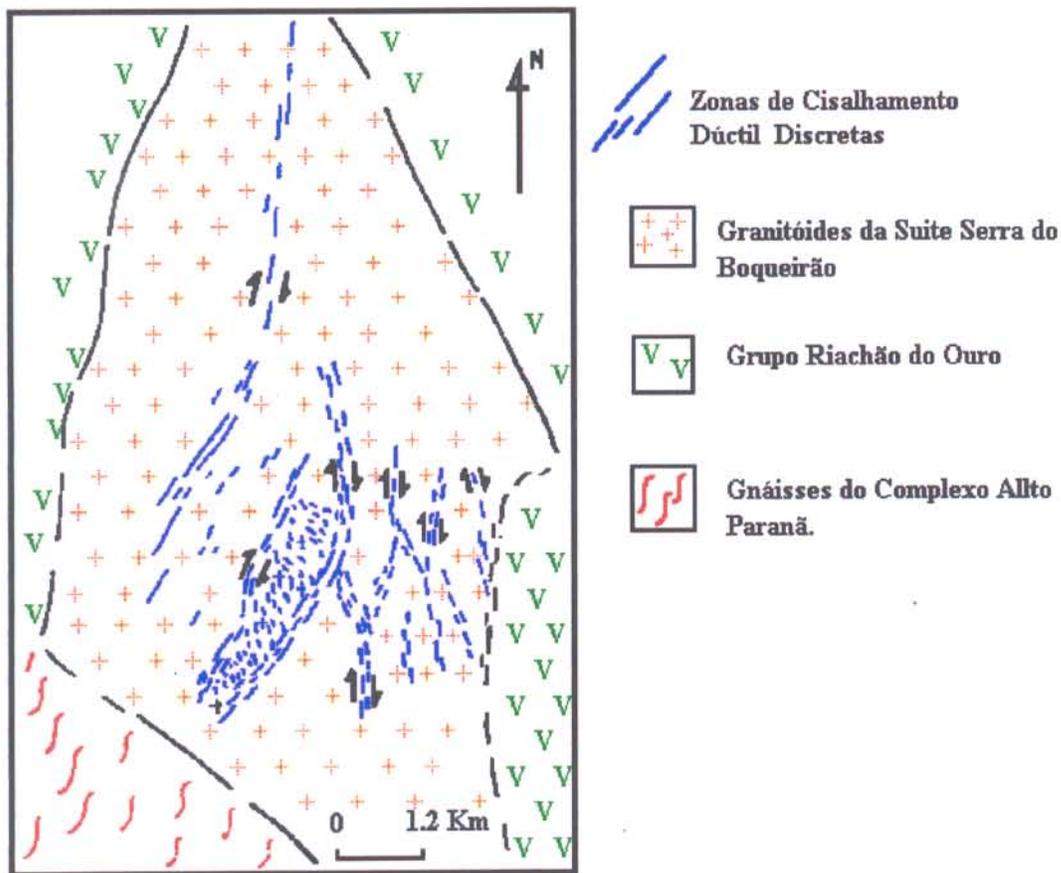


Figura 19 - Zonas de cisalhamento discretas no interior dos granitóides da Suite Serra do Boqueirão. Sul de Porto Alegre.

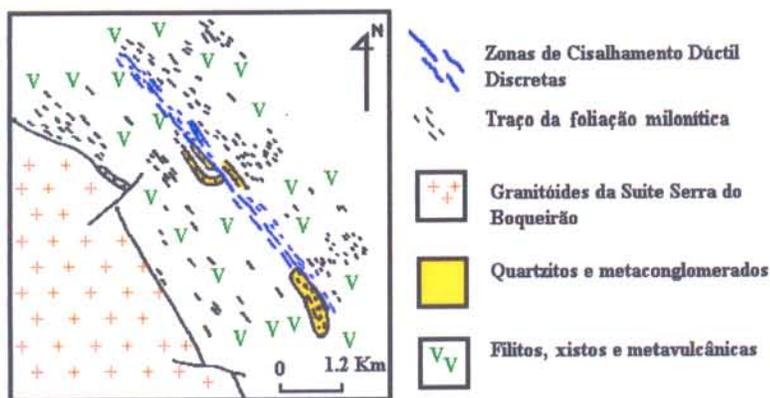


Figura 20 - Zonas de cisalhamento internas as supracrustais do Grupo Riachão do Ouro. Notar a forte lenticularização e paralelização dos litotipos envolvidos na deformação. Leste da Cidade de Almas.

campos de intensidade de "strain" podem ser entendidos como altos, associados a grande movimentação nas zonas de cisalhamento e com trama mais pervasiva, enquanto que nos granitóides, a deformação é localizada em zonas de cisalhamento discretas.

A análise destas estruturas permitiu demonstrar que não houve perda de coesão ao longo de suas direções e, nesse caso, são análogas às zonas de falhas dúcteis ou zonas de deformação dúctil de MITRA (1978). Tratam-se de exemplos, em escala macroscópica, de bandas do tipo-S de COBBOLD (1977). Os estudos microestruturais das tramas rochosas, cujos dados são discutidos adiante, demonstraram que a plasticidade cristalina foi o mecanismo de deformação dominante.

A lineação de estiramento associada ao desenvolvimento das zonas de cisalhamento tem caimento baixo e forma ângulo pequeno com a direção da foliação milonítica (ver análise da lineação para cada setor). Nesse caso, pode-se interpretar as zonas de cisalhamento como cavalgamentos oblíquos, com importante movimentação direcional associada. Contudo, existem alguns segmentos caracterizados por uma lineação sub-horizontal, os quais são entendidos como elementos essencialmente transcorrentes.

A Figura 21 mostra que o caráter não-coaxial da deformação pode ser demonstrado em nível macroscópico, com as faixas de rochas supracrustais desenhando arranjos semelhantes aos de estruturas S-C (BERTHÉ et al., 1979) dextrais. Outro critério cinemático em nível regional refere-se ao encurvamento das zonas de cisalhamento N20W (Figura 22) a partir do desenvolvimento das zonas de cisalhamento N10-15E, compatíveis com o experimento de TCHALENKO (1970). A forma de alguns granitóides da Suíte Serra do Boqueirão também pode constituir critério cinemático na megaescala, corroborando a movimentação dextral (Figura 23). A análise das estruturas mesoscópicas (vide item 2.4.2), correspondentes aos indicadores cinemáticos descritos por WHITE (1982), SIMPSON & SCHMID (1983), EVANS & WHITE (1984) entre outros, indica movimentação dextral consistente com a análise regional. Os estudos microestruturais e de petrotrama (item 2.4.3) também sugerem a manutenção do fluxo não-coaxial dextral. Não obstante, zonas de cisalhamento orientadas na direção N50-55W mostram sistematicamente rotação sinistral, as quais poderiam corresponder a zonas antitéticas do sistema transcorrente dextral regional (Figura 24).

A análise dos elementos estruturais que caracterizam as zonas de cisalhamento sugere a atuação de um binário dextral N10-20E através da área (ver Figura 21). Na tentativa de sistematizar as zonas de cisalhamento maiores, aplicou-se o conceito de sistema estrutural transcorrente,

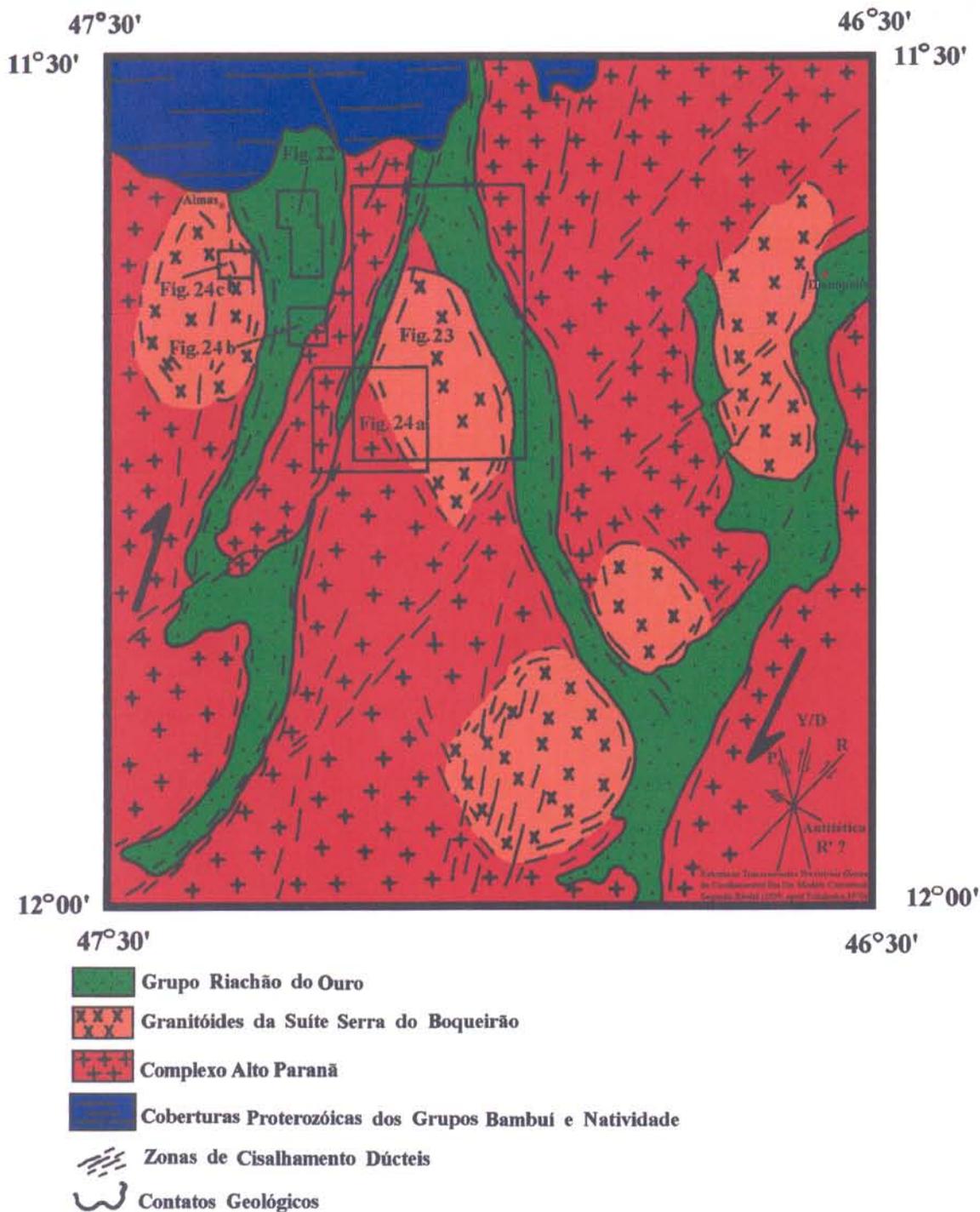
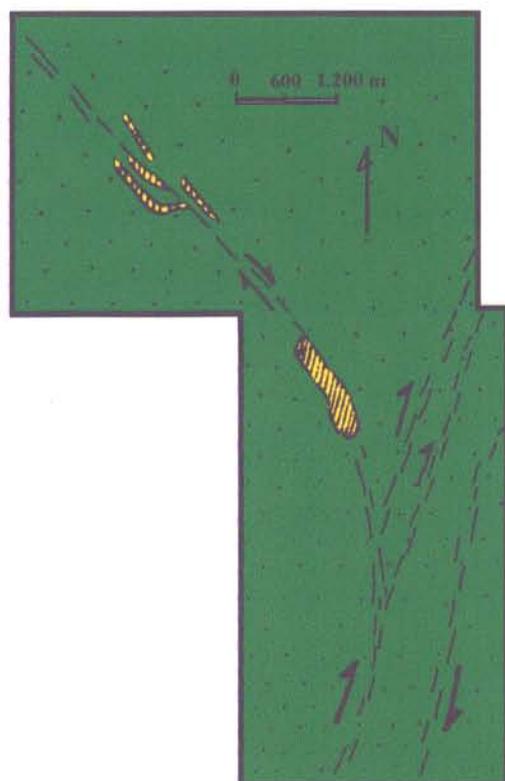


Figura 21 - Padrão de distribuição do terreno granito-"greenstone" de Dianópolis - Almas. Observar as faixas "greenstone" na forma de zigue-zague contornando frações de granitóides da Suíte Serra do Boqueirão. Adaptado de COSTA (1985).



- Filitos, xistos e metavulcânicas
- Quartzitos miloníticos
- Zonas de cisalhamento dúctil

Fig. 22 - Zonas de cisalhamento NW-SE, truncadas e deslocadas por zonas de cisalhamento NE-SW sugerindo rotação dextral associada. Ver localização na Figura 19.

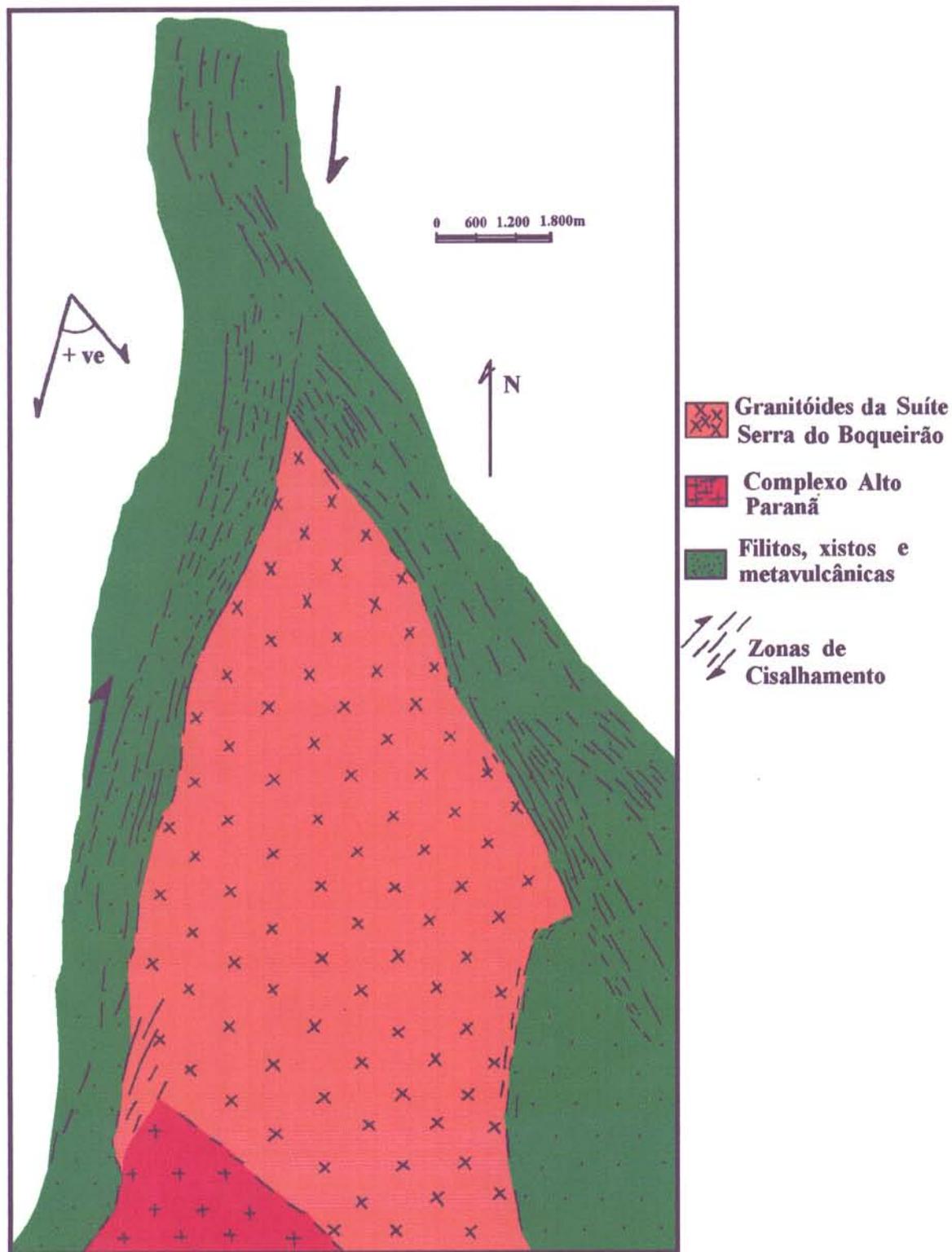
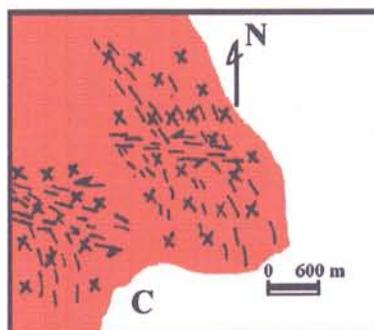
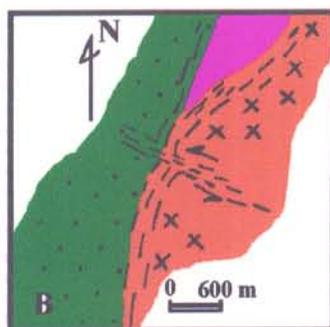
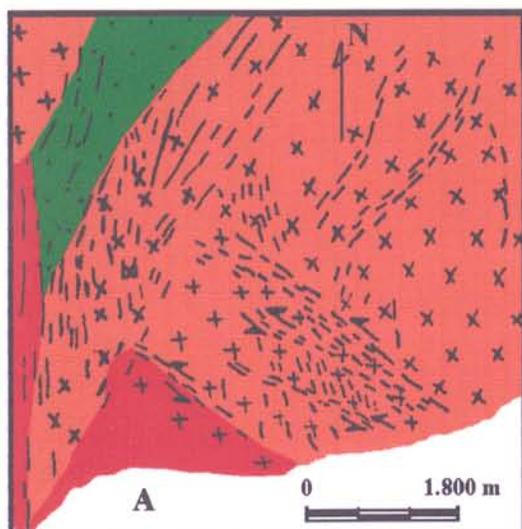


Fig. 23 - Granitóide da Suíte Serra do Boqueirão menos deformado, envolvido por faixas miloníticas que se ligam em ângulo agudo, indicando rotação dextral. Para localização ver Figura 21.



- Filitos, xistos e metavulcânicas
- Formação ferrífera bandada
- Complexo Alto Paraná
- Granitóides da Suíte Serra do Boqueirão
- Zonas de cisalhamento

Fig. 24 - Vários exemplos de zonas de cisalhamento sinistrais orientadas na direção N55W. Localização na Figura 21.

seguinte-se as determinações de CLOOS (1955), SKEMPTON (1966), TCHALENKO (1970), WILCOX et al. (1973) . Nesse caso, considerando a direção do binário dextral principal em torno de N10-20E, que corresponde a direção das zonas Y (Riedel apud TCHALENKO, op. cit.) ou D (TCHALENKO, op. cit.), deduz-se a presença de faixas de zonas de cisalhamento R', P e R orientadas nas direções N55W, N25W e N45E, respectivamente. Ao longo dos feixes de zonas de cisalhamento alternam-se segmentos compressivos e direcionais.

Considerando a natureza das estruturas e a complexidade dos arranjos geométricos, a área investigada foi dividida em setores para facilitar a abordagem do quadro macroscópico. As características das zonas de cisalhamento de cada setor são descritas a seguir (Figura 25).

2.4.1.1 Setor I

Na área do setor I, nas adjacências da cidade de Almas, dominam as zonas de cisalhamento "P" (Figura 26). Tratam-se de estruturas curvilíneas e com extensão variando de poucos quilômetros até algumas dezenas de quilômetros.

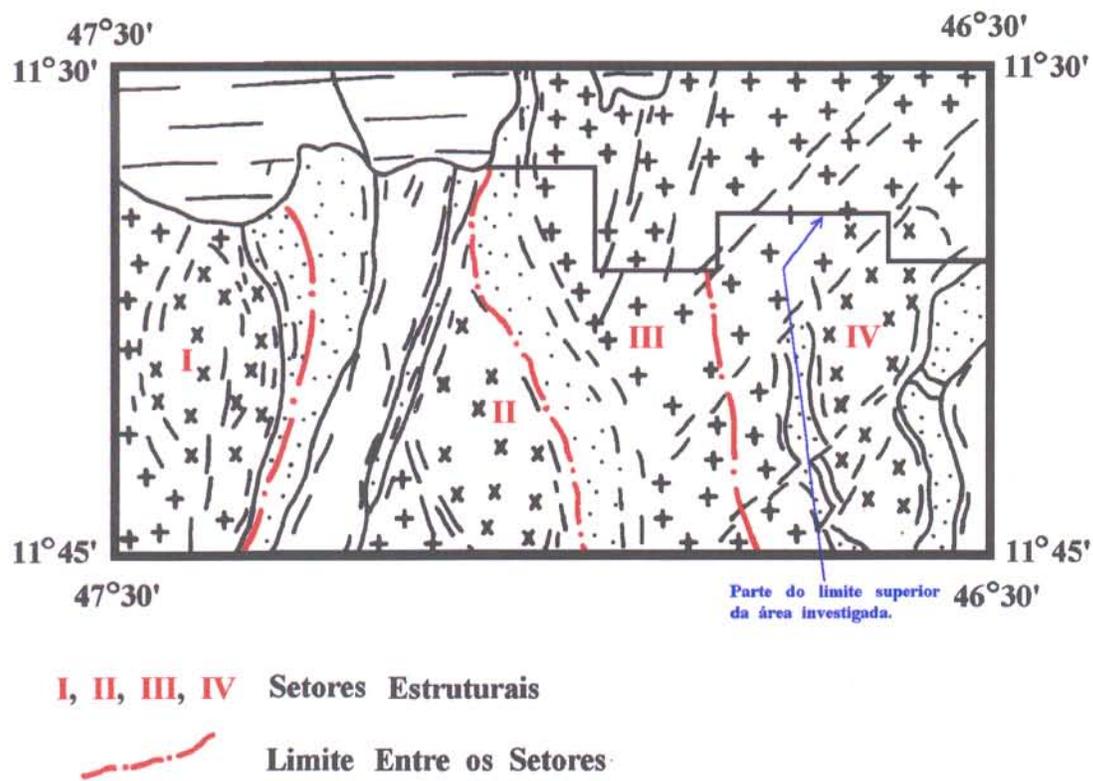
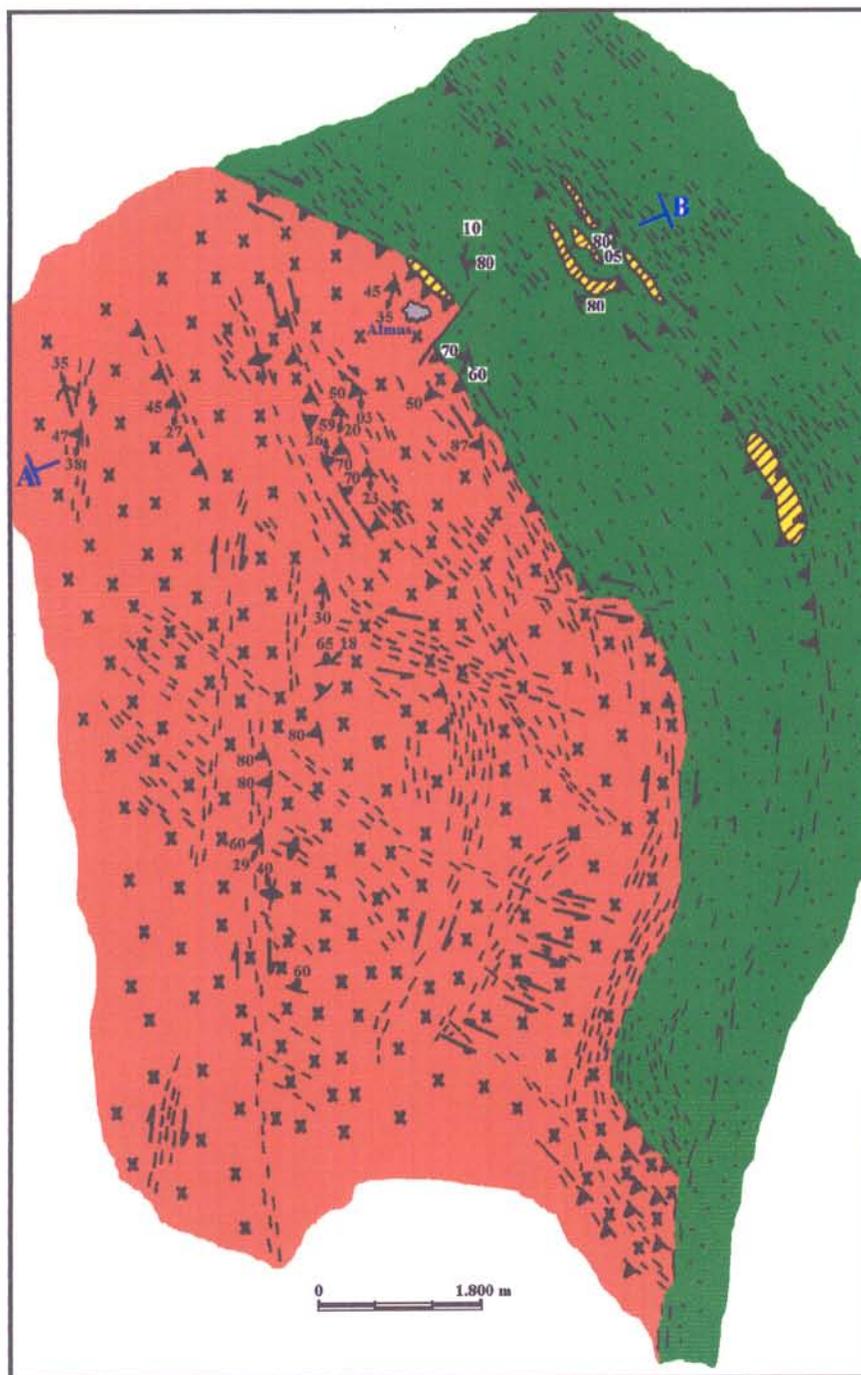


Figura 25 - Mapa de Setores Estruturais Investigados na Área de Trabalho.



- Filitos, xistos e metavulcânicas
- Quartzitos miloníticos
- Granitóides da Suíte Serra do Boqueirão
- Foliação
- Lineação

Figura 26 - Arranjos geométricos das zonas de cisalhamento do Domínio I, nas adjacências da cidade de Almas. É evidente o predomínio de zonas de cisalhamento curvilíneas, do tipo "P", compondo duplexes compressivos. A - B seção esquemática mostrada na Figura 27.

Na parte norte desse setor a foliação milonítica tem direção N30W, mas adquire gradativamente a orientação N-S em direção ao sul. O seu mergulho, no geral, é para WNW e W, com valores variando desde 45° até 85° . Contudo, a leste da cidade de Almas o mergulho da foliação é para ENE. Tais variações geométricas são mostradas na Figura 27, a qual inclui também as relações estruturais entre as unidades litológicas principais.

Geneticamente associada às superfícies miloníticas, existe uma forte trama linear definida por barras de quartzo, pelos eixos maiores de porfiroclastos de feldspato e por minerais micáceos (biotita/clorita). No geral, a lineação vinculada as zonas de cisalhamento com mergulho para WNW, apresenta mergulho fraco para SSW, com valores variando entre 5° a 30° , e forma ângulo pequeno com a direção das zonas de cisalhamento. A pequena obliquidade entre os elementos lineares e planares demonstra a grande influência da componente direcional durante a movimentação. Lineações com caimentos mais fortes para S40W e S70W também foram registradas. Existem ainda as lineações orientadas na direção NNE-SSW associadas as zonas de cisalhamento "P" que mergulham para ENE. A Figura 28 mostra o padrão de distribuição das lineações ligadas as zonas "P".

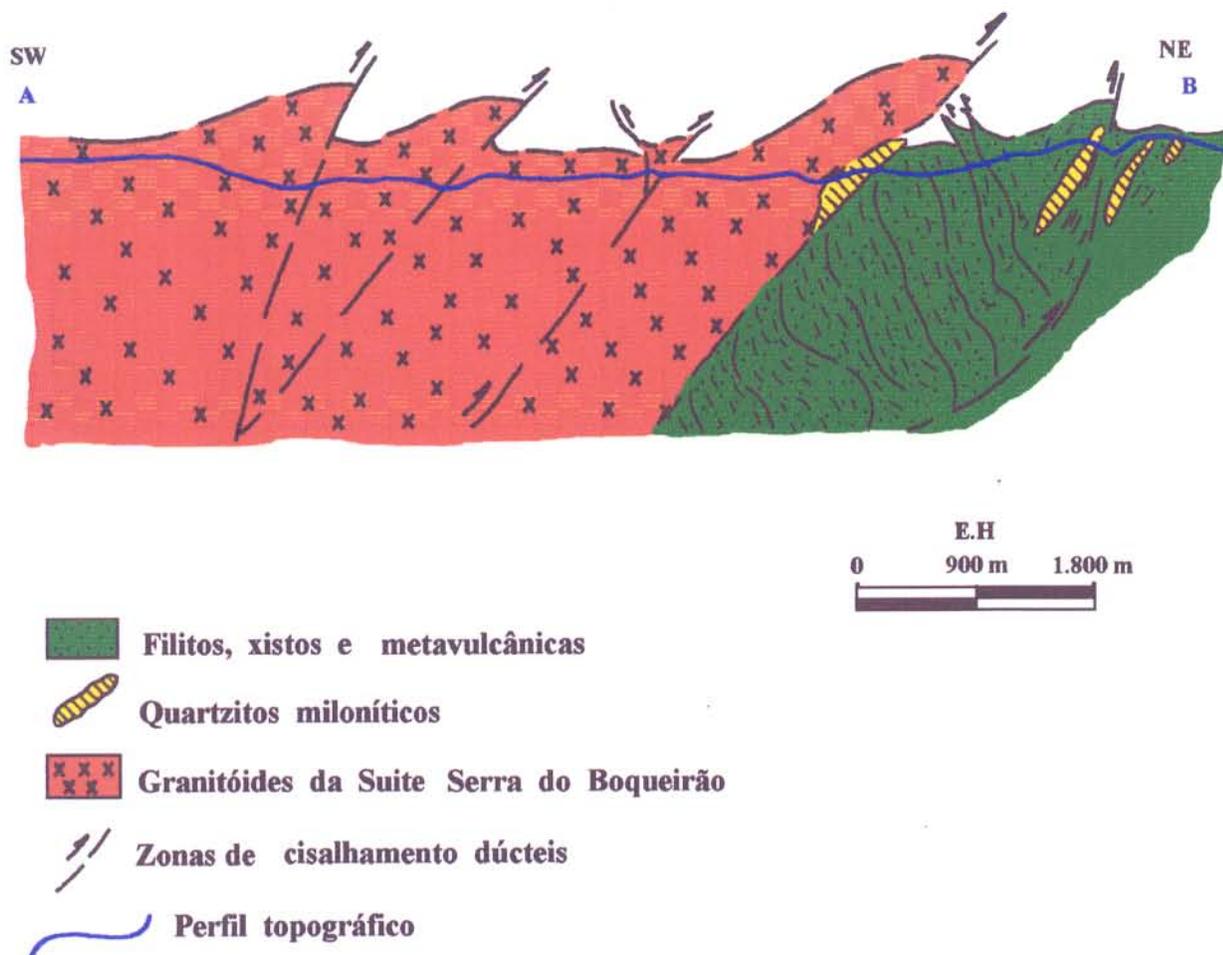
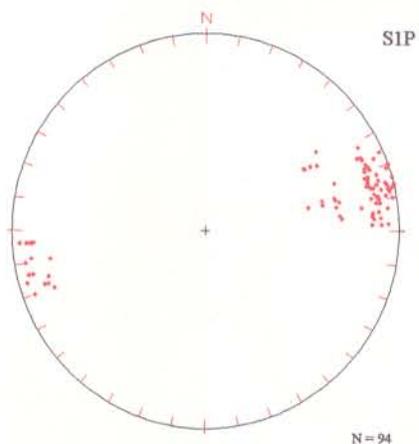
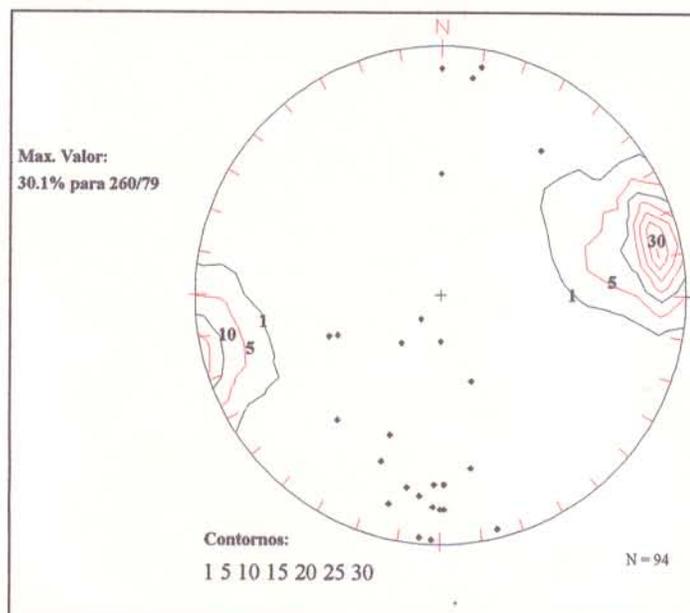


Figura 27 - Seção lito-estrutural esquemática mostrando as relações geométricas entre os granitóides da Suite Serra do Boqueirão e as rochas supracrustais do Grupo Riachão do Ouro nas adjacências da cidade de Almas. O arranjo geométrico é semelhante a um sistema imbricado com retrocavalgamentos associados. No domínio das rochas supracrustais a geometria geral pode ser entendida como uma estrutura em flor positiva.



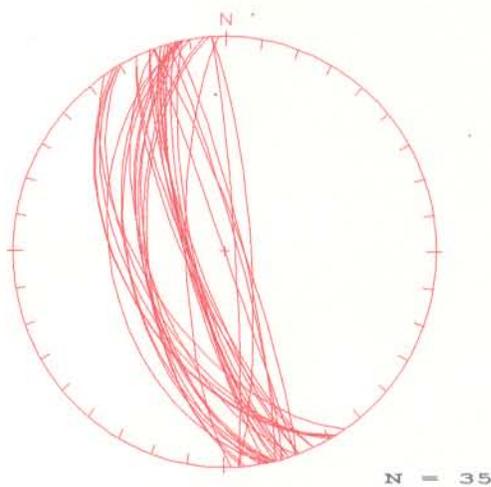
* Polos da foliação milonítica Sn

A



* pontos negros são lineações

B



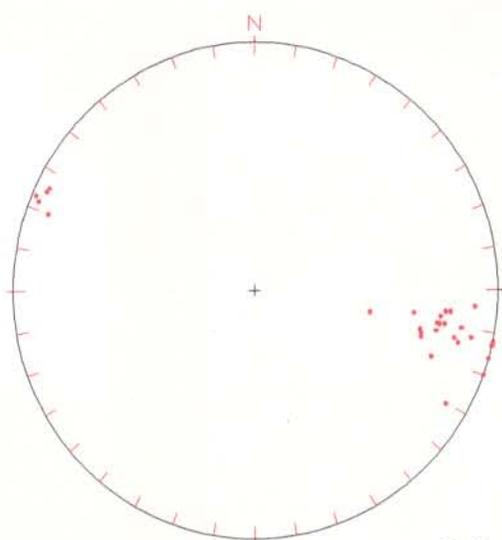
C

Figura 28 - Diagramas polares para a foliação milonítica associada as zonas de cisalhamento P do Setor I. **A** - diagrama π , representando os polos da foliação milonítica. **B** - trata-se de um diagrama de isofrequências de polos de Sn versus a lineação de estiramento, em relação de transcorrência. **C** - diagrama β representando os planos de Sn. Os diagramas foram obtidos em projeção de igual área em hemisfério inferior.

A relação espacial entre a foliação milonítica e a trama linear, combinada a rotação predominantemente dextral, sugere um quadro de cavalgamentos oblíquos para o setor I, com transporte de massas rochosas preferencialmente para N10-20E. Desta forma, conclui-se que os granitóides da Suíte Serra do Boqueirão cavalgam as rochas supracrustais do Grupo Riachão do Ouro no contexto de um sistema predominantemente transpressivo (HARLAND, 1971) para o setor I.

As zonas de cisalhamento Y/D apresentam orientações variando entre N2E até N30E e mergulhos geralmente superiores a 60° para WNW; zonas verticais também são registradas, bem como com mergulhos para ESE. Tais estruturas são expressivas na parte SW do setor. As Figuras 29 e 30 mostram a distribuição dos elementos planares e lineares; vê-se que as lineações apresentam caimento sistemático para S30W e são sub-paralelas aos planos de foliação, demonstrando a natureza transcorrente das zonas de cisalhamento.

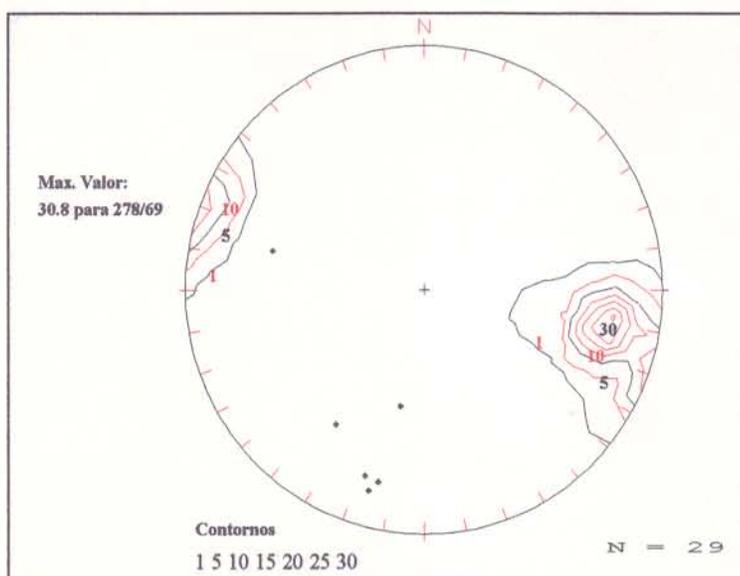
Várias zonas de cisalhamento sinistrais são observadas na parte central do setor. Elas truncam e deslocam as zonas de cisalhamento "P", orientam-se na direção WNW-ESE, têm mergulhos de até 85° para NNE e são interpretadas como estruturas antitéticas do sistema dextral principal (Figura 31). Outras zonas de cisalhamento



* Polos da foliação milonítica Sn

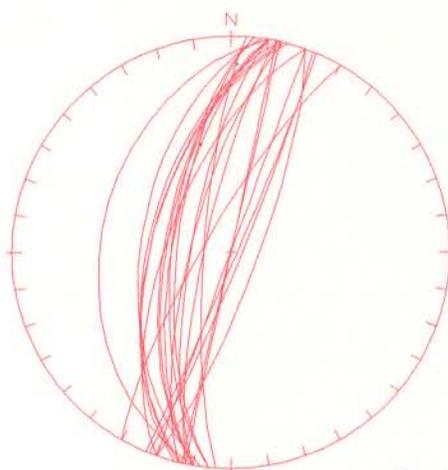
N = 29

A



* lineação de estiramento

B



N = 23

C

Figura 29 - Projeções estereográficas das foliações miloníticas associadas as zonas de cisalhamento Y do setor I. A representa a projeção polar das superfícies miloníticas; B é uma combinação entre as frequências estatísticas dos polos de Sn e a lineação de estiramento associada. C representa uma projeção ciclográfica dos planos de foliação.

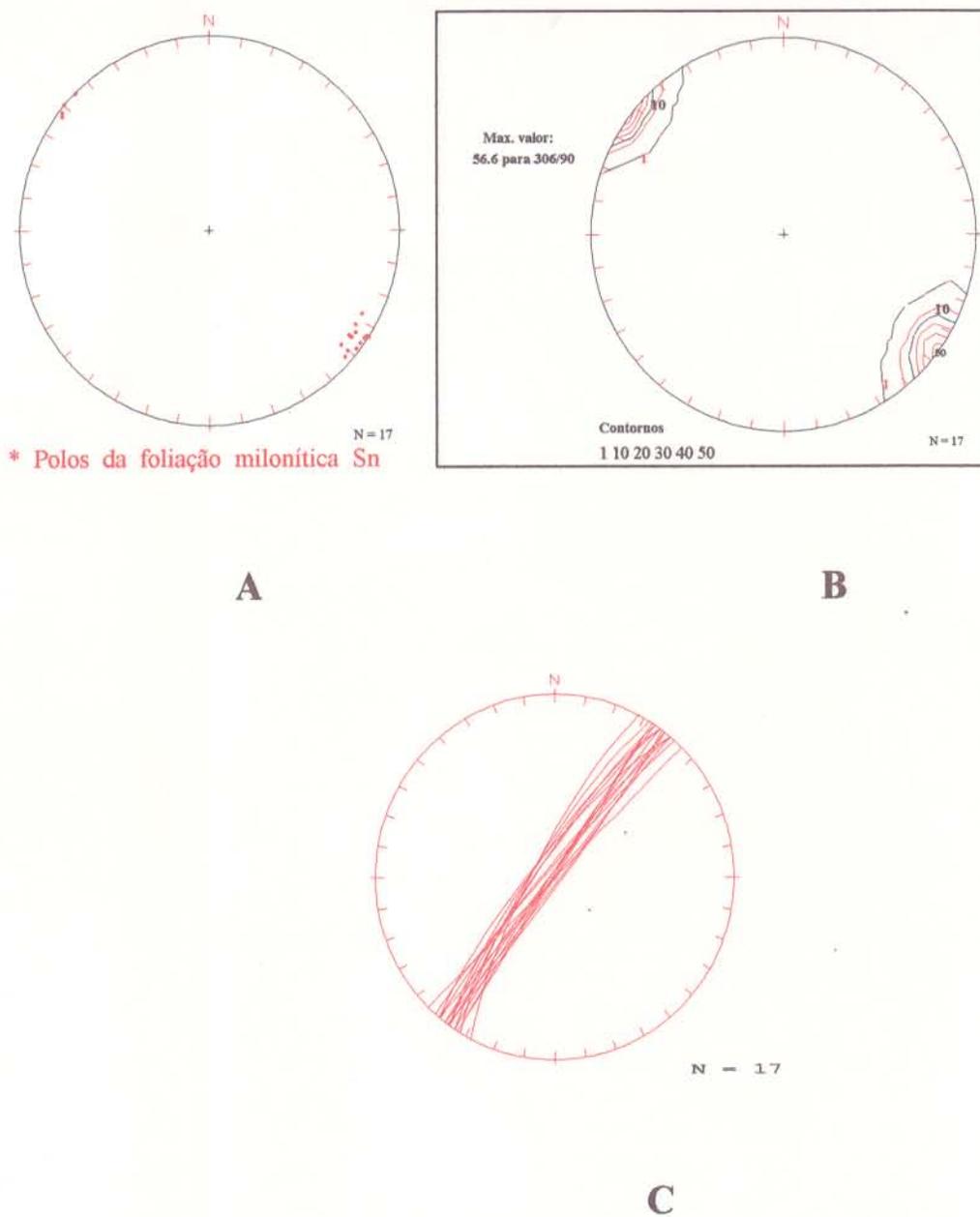


Figura 30 - Projeções das foliações miloníticas das zonas de cisalhamento R do Setor I. Em A encontram-se projeções polares (diagrama π). Em B o diagrama de isofrequência e densidade de polos de Sn e em C encontra-se um diagrama β para as zonas de cisalhamento R.

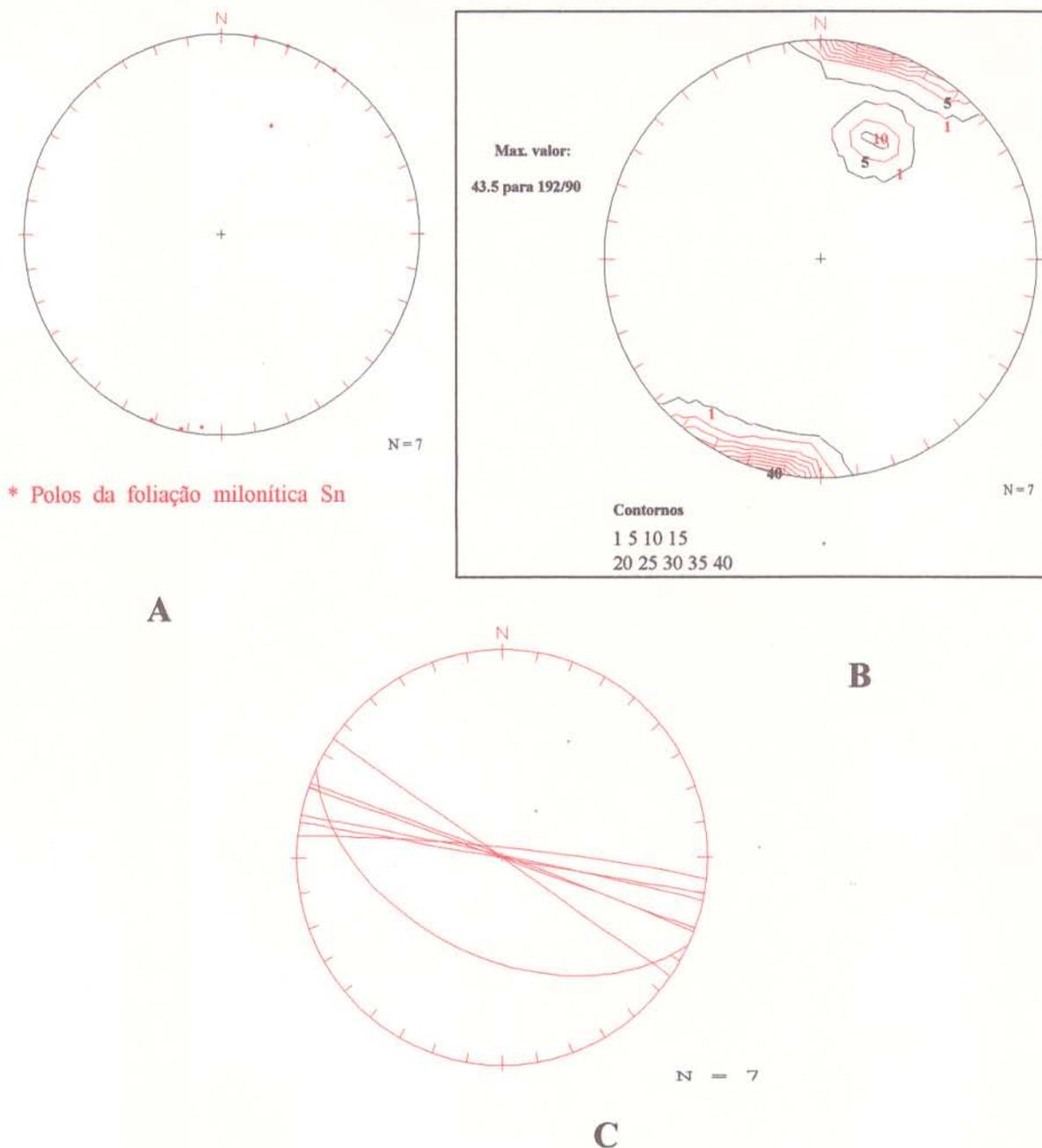


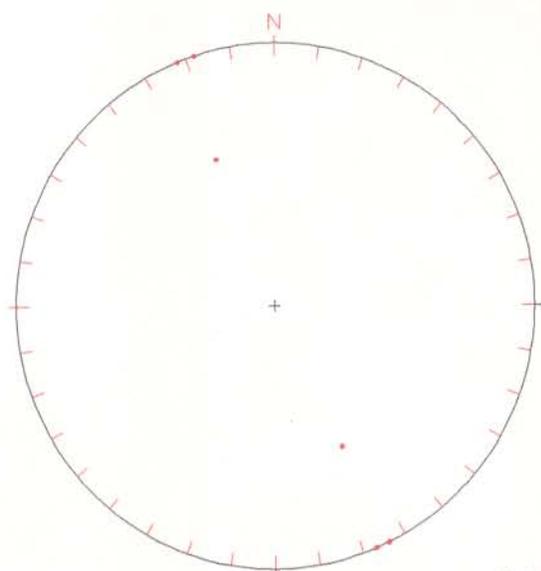
Figura 31 - Diagramas representativos da foliação milonítica que se desenvolve ao longo de zonas de cisalhamento antitéticas X no Setor I. **A** representa um diagrama polar e **B** uma representação estatística das concentrações de polos de Sn. **C** trata-se de uma projeção ciclográfica. A projeção é em diagrama de igual área e no hemisfério inferior.

sinistrais foram identificadas em vários afloramentos na parte oeste do domínio. Trata-se de estruturas orientadas na direção N50-70E, subverticais, mas há registros de mergulhos de 45° - 50° para SSE e NNW (Figura 32), e são entendidas como feições R', do binário dextral.

2.4.1.2 Setor II

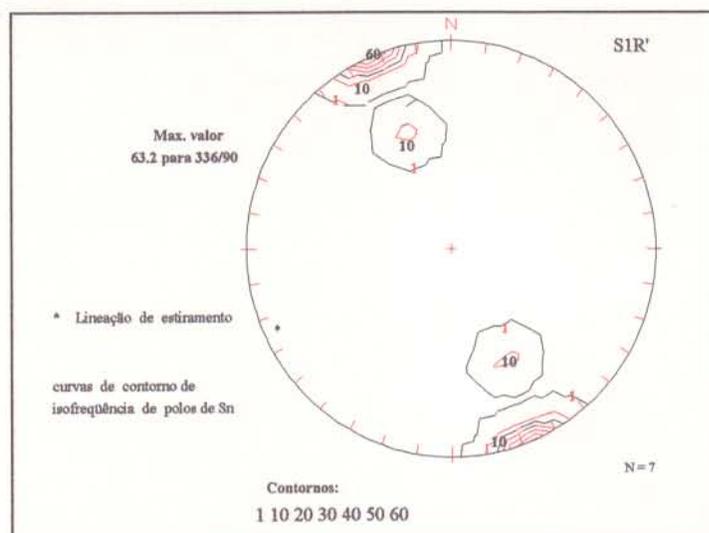
O setor II corresponde a porção centro-oeste da área e inclui fundamentalmente dois feixes de zonas de cisalhamento voltados para a direção N30E e interpretados como estruturas do tipo Y/D (Figura 33). São caracterizadas por tramas planares penetrativamente impressas nas rochas supracrustais do Grupo Riachão do Ouro e nos granitóides da Suíte Serra do Boqueirão; a lineação, associada ao desenvolvimento da foliação, é definida pela orientação preferencial de minerais micáceos e por cristais estirados de quartzo e de feldspato.

O feixe 1, instalado no extremo oeste do setor, na interface rochas supracrustais-granitóides, é composto por segmentos essencialmente direcionais nas suas extremidades, os quais interagem com um segmento compressivo simétrico na parte central. Nos segmentos direcionais ou retos, a foliação milonítica tem posição espacial



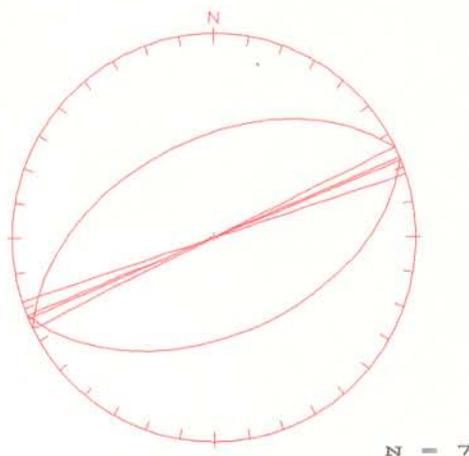
* Polos da foliação milonítica Sn

A



* Lineação de estiramento

B



C

Figura 32 - Representação dos planos da foliação milonítica das zonas de cisalhamento R' no Setor I. **A** representa um diagrama π para os polos de Sn. **B** é um diagrama estatístico de polos de foliação versus lineação de estiramento; **C** apresenta o diagrama β para as foliações vinculadas às zonas antitéticas.

subvertical, com variações locais de mergulho entre 30^0 e 80^0 , e a lineação é sub-horizontal, mas há indicações, em alguns afloramentos, de caimentos da ordem de 40^0 . O segmento compressivo é desenhado por zonas de cisalhamento com mergulhos fortes para leste, no lado oeste, e para oeste, no lado leste, definindo uma estrutura simétrica, ou flor positiva (HARDING & LOWELL, 1979) ou em palmeira. Entre as zonas principais de movimentação a foliação milonítica é afetada por dobras. A parte oeste da Figura 34 mostra a geometria geral visualizada para o segmento compressivo; nessa interpretação, admite-se que as zonas secundárias se ajustam a um descolamento transcorrente em profundidade. A movimentação dextral e a relação entre os elementos planares e lineares indicam que as zonas secundárias são cavalgamentos oblíquos.

O feixe 2 projeta-se principalmente no domínio dos granitóides e, a exemplo do feixe 1, compreende terminações direcionais que se ligam a um segmento compressivo. O segmento compressivo corresponde a uma estrutura elíptica a sigmoidal desenhada por zonas de cisalhamento inclinadas sistematicamente para NW e WNW, cuja geometria maior pode ser descrita como um sistema imbricado (ver parte oeste da Figura 34). A lineação nas zonas de cisalhamento mergulha preferencialmente para SW e como a movimentação é dextral, deduz-se que as superfícies de movimentação correspondem a cavalgamentos dúcteis oblíquos.

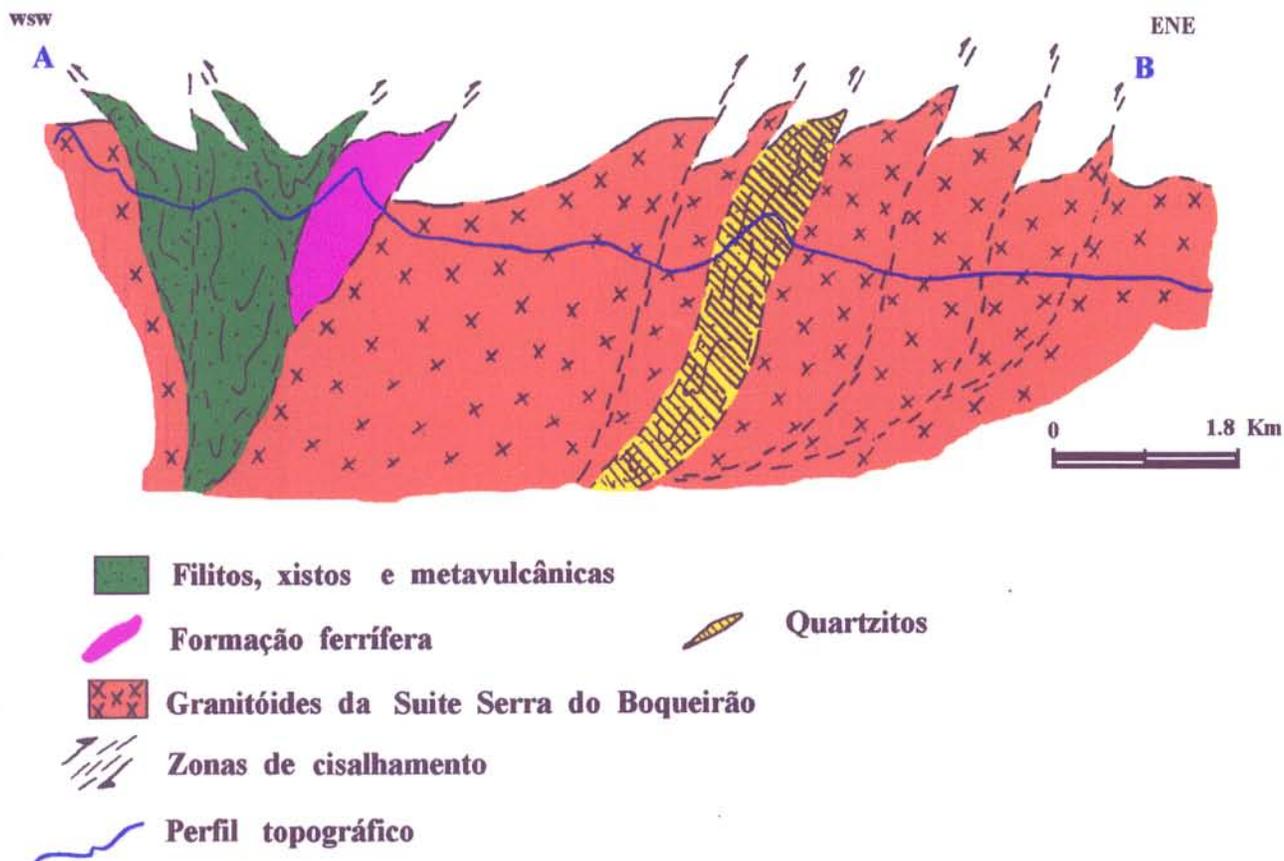
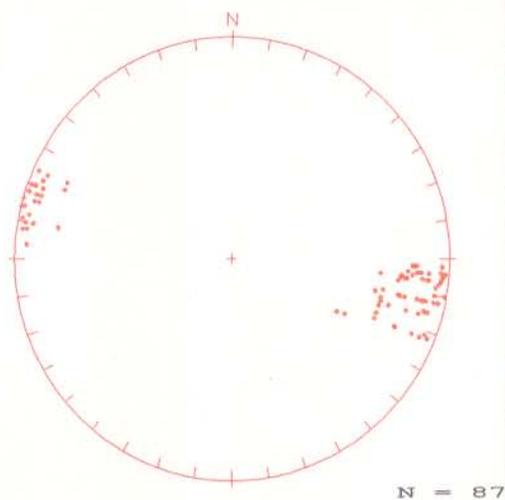


Fig. 34 - Seção estrutural esquemática através dos segmentos compressivos do setor II. No extremo oeste vê-se uma estrutura em flor positiva relacionada ao feixe 1. No extremo leste a geometria geral é de um sistema imbricado fortemente inclinado para leste (ver texto para explicação).

As zonas de cisalhamento nos segmentos retos mergulham para oeste, com valores de ordem de 80° , e a lineação associada é sub-horizontal; nesse caso, fala-se em zonas essencialmente transcorrentes nessas regiões.

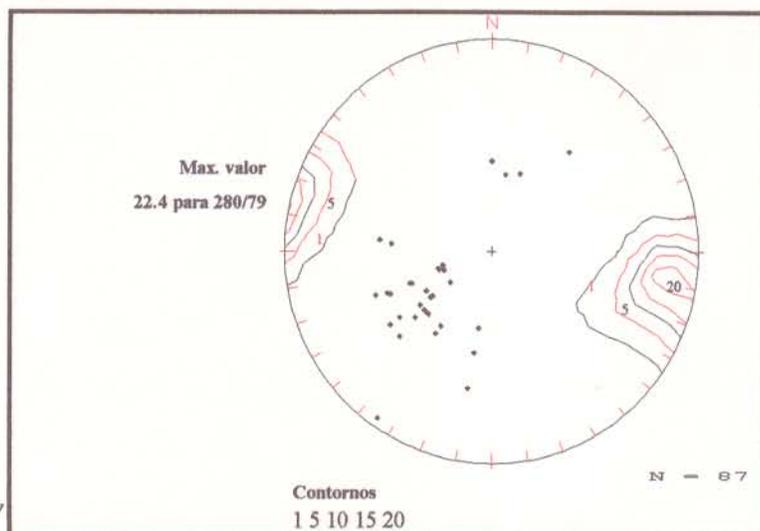
A Figura 34 mostra também que a interação entre os segmentos compressivos dos dois feixes poderia ser definida através de uma zona de descolamento de baixo ângulo. Por outro lado, não se elimina a possibilidade de tratar-se de um plano de descolamento transcorrente, subvertical em profundidade, associado ao segmento compressivo do feixe 2. Na Figura 33, no canto sudeste do setor, verifica-se que a interação entre os dois feixes de zonas de cisalhamento acontece através de uma estrutura em cunha alongada na direção NE-SW. Como as zonas secundárias associadas têm direção NW-SE e a movimentação principal é dextral, pode-se concluir preliminarmente, que se trata de uma cunha compressiva.

A Figura 35 mostra os polos dos elementos planares e lineares inerentes aos feixes de zonas Y/D. A grande dispersão dos pólos deve-se à existência de segmentos retos e compressivos alternados ao longo do sistema transcorrente.



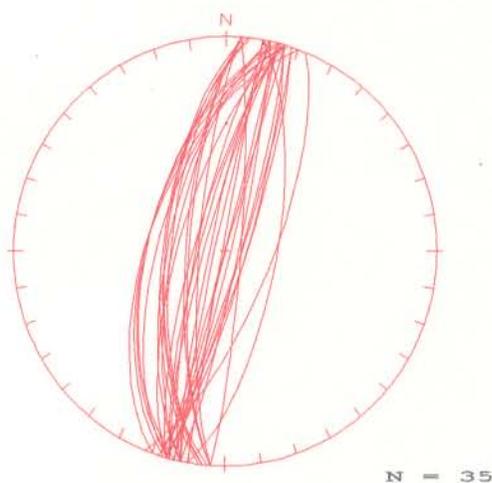
* Polos da foliação milonítica

A



* Pontos negros são lineações

B



C

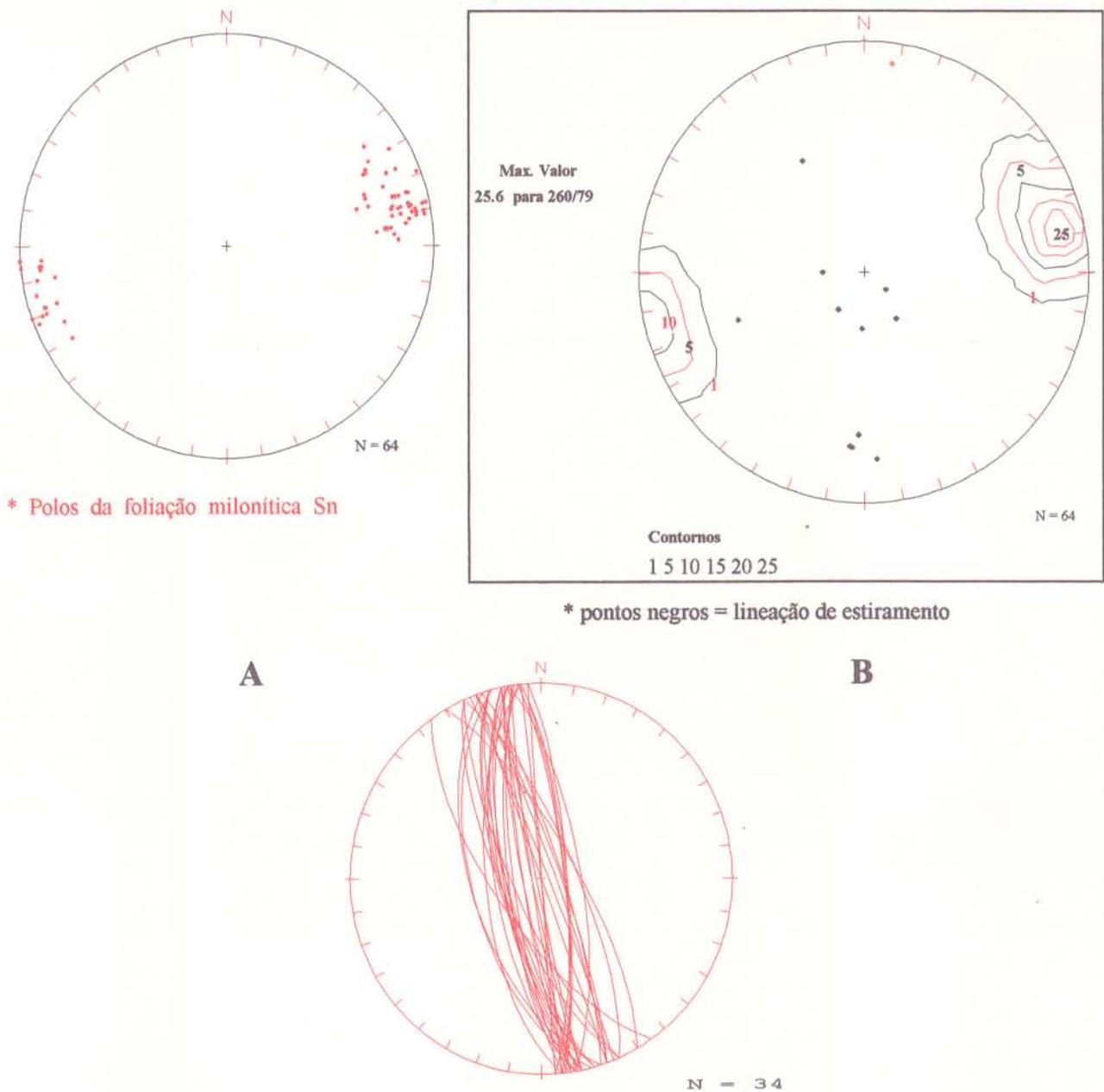
Figura 35 - Projeções estereográficas das superfícies miloníticas S_n para as zonas Y/D do Setor II. **A** apresenta uma projeção polar, **B** uma combinação das curvas de concentração de polos versus lineações, nota-se a forte influência da componente direcional, ainda que com componentes verticais associadas. **C** é uma projeção dos planos de S_n .

Na parte oeste do setor existem várias zonas de cisalhamento orientadas na direção N15-20W e com mergulhos variando entre 50° e 70° para WSW e ENE, que seccionam as estruturas Y/D; elas são interpretadas aqui como zonas P. A Figura 36 apresenta a distribuição dos pólos da foliação e da lineação associada as zonas de cisalhamento P.

No extremo oeste do setor existem zonas transcorrentes sinistrais orientadas na direção E-W e interpretadas como estruturas antitéticas. Elas truncam e deslocam as zonas Y/D (Figuras 37 e 38). No interior deste setor encontram-se ainda medidas condizentes com a posição espacial de zonas de cisalhamento R (Figura 39).

2.4.1.3 Setor III

O setor III ocupa a parte central da área e é caracterizado por zonas de cisalhamento desenvolvidas nas rochas supracrustais do Grupo Riachão do Ouro e nos gnaisses do Complexo Alto Paranã, orientadas preferencialmente na direção N15-20W e relacionadas ao sistema P (Figuras 40 e 41). Tais zonas de cisalhamento compõem duas estruturas maiores distintas, denominadas de 1 e 2 para efeitos de descrição.



C

Figura 36 - Projeções estereográficas das superfícies miloníticas Sn associadas as zonas de cisalhamento P no setor II. **A** representa um diagrama π , por sua vez **B** mostra a relação entre as lineações de estiramento e a concentração estatística dos polos de Sn. **C** representa um diagrama β das foliações contidas nas zonas de cisalhamento P.

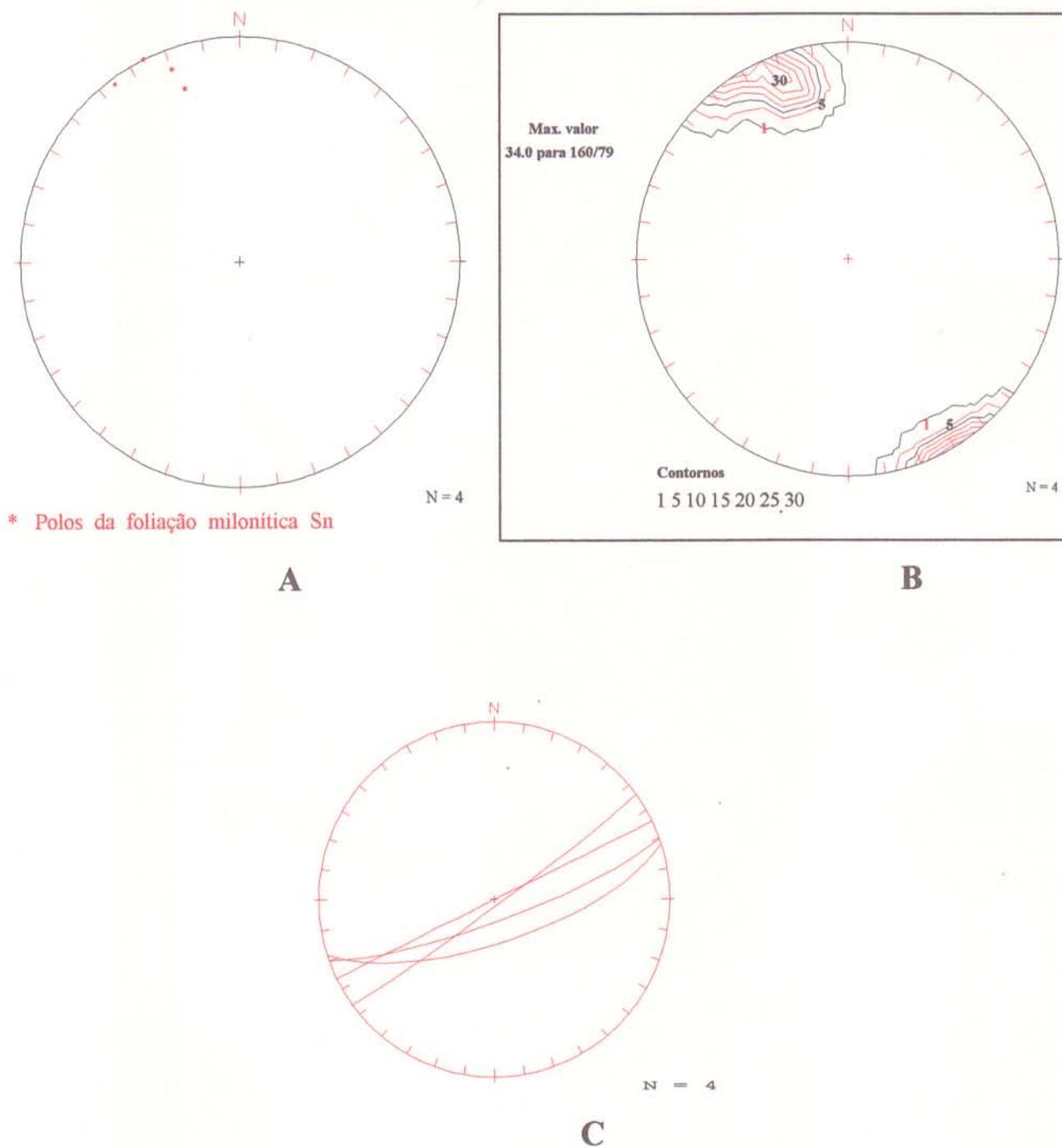
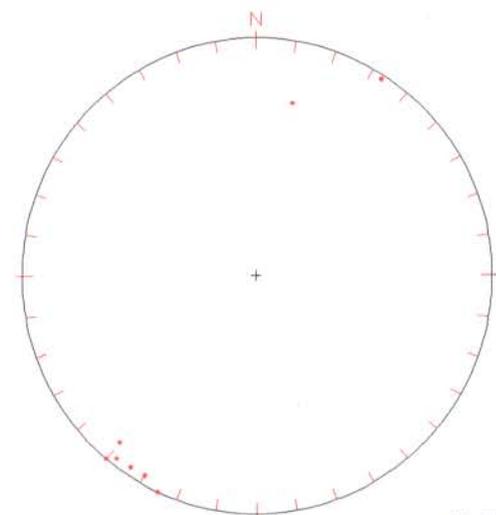


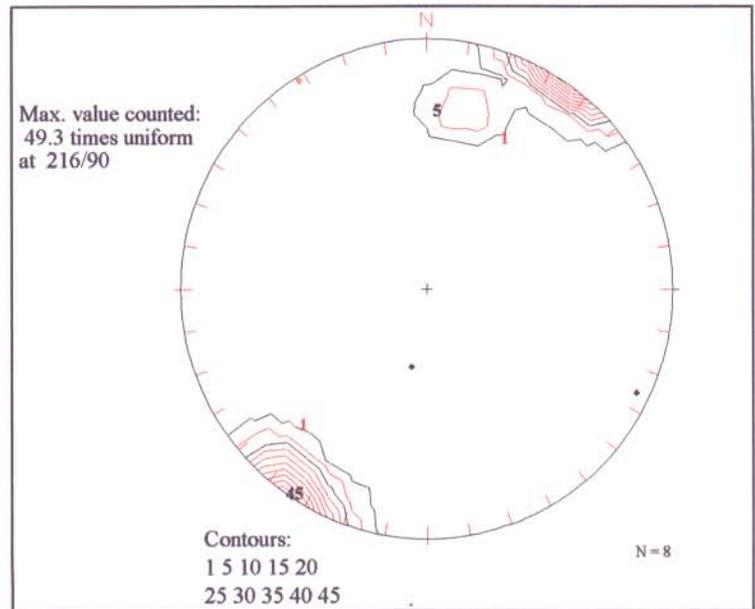
Figura 37 - Projeção polar da foliação milonítica nas zonas de cisalhamento antitéticas R' no setor II. A representa uma projeção dos polos de Sn; B apresenta suas concentrações estatísticas e C mostra a projeção ciclográfica dos planos. Projeção de igual área utilizando-se o hemisfério inferior.



* Polos da foliação milonítica Sn

N = 8

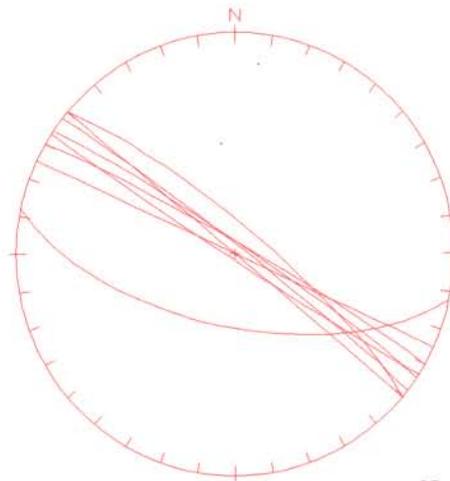
A



* (ponto negro) = lineação de estiramento

N = 8

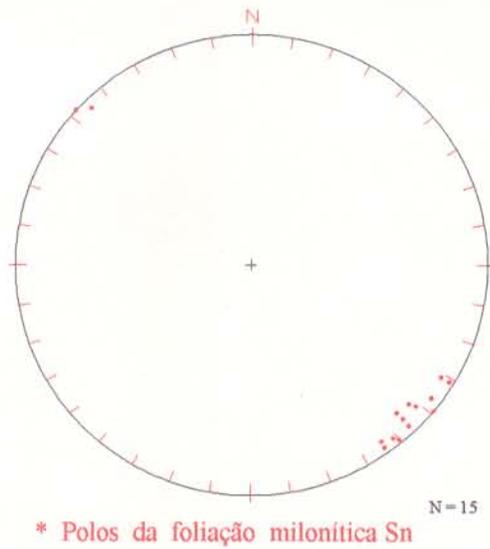
B



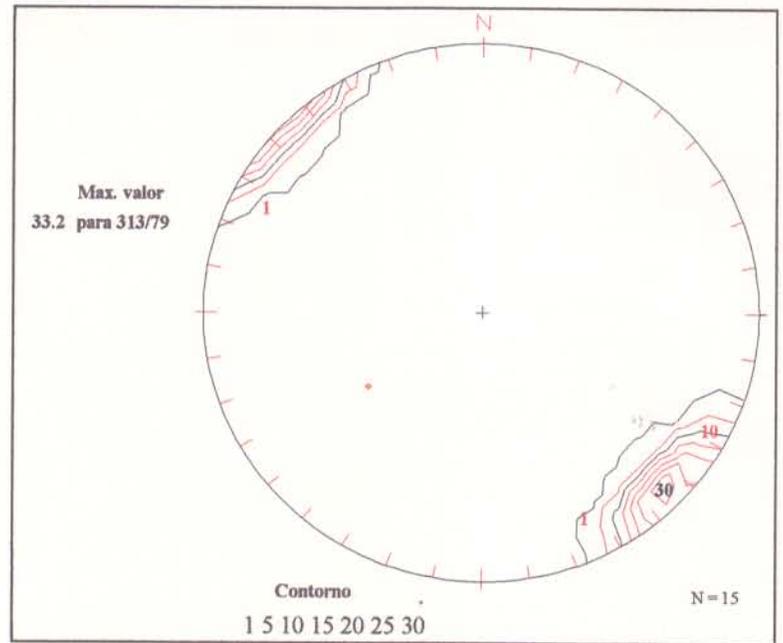
N = 8

C

Figura 38 - Projeções estereográficas da trama planar das zonas de cisalhamento antitéticas X, no setor estrutural II. A representa uma projeção polar da foliação milonítica. B apresenta um diagrama de contornos estatísticos de isofrequência de polos de Sn versus lineação de estiramento e C trata-se de uma projeção dos planos de foliação. Projeção de igual área em seu hemisfério inferior.

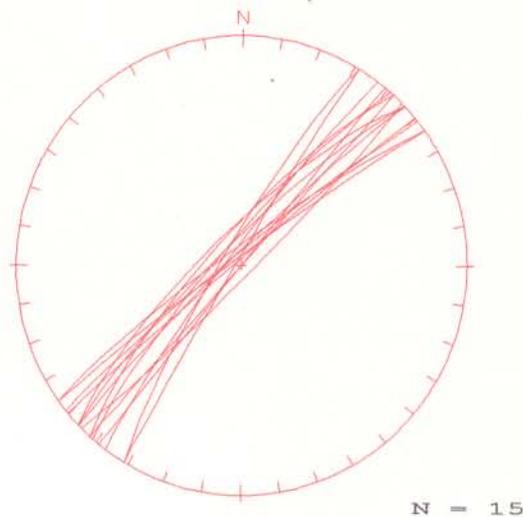


A



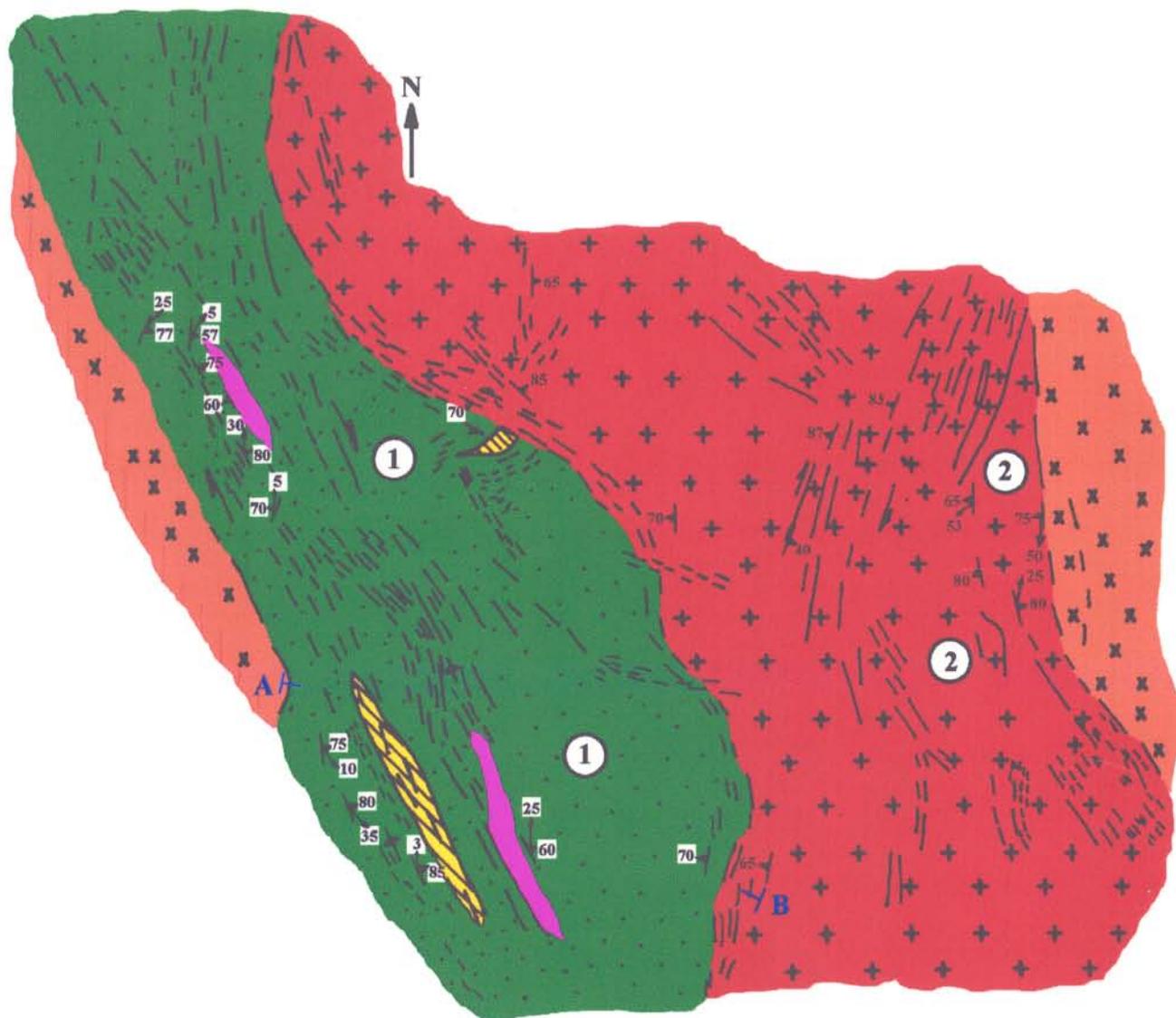
* lineação de estiramento

B



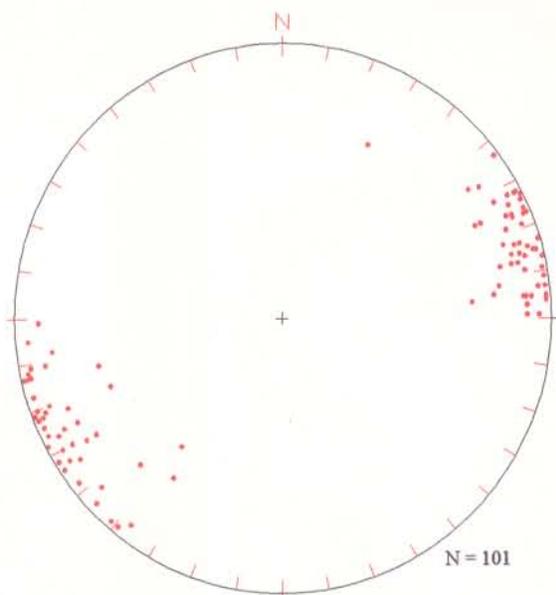
C

Figura 39 - Projeções estereográficas da foliação milonítica nas zonas de cisalhamento R do setor II. A representa um diagrama polar; B é um diagrama de isifrequência de polos de Sn versus lineação de estiramento e C é uma projeção ciclográfica da foliação ao longo das zonas de cisalhamento R.



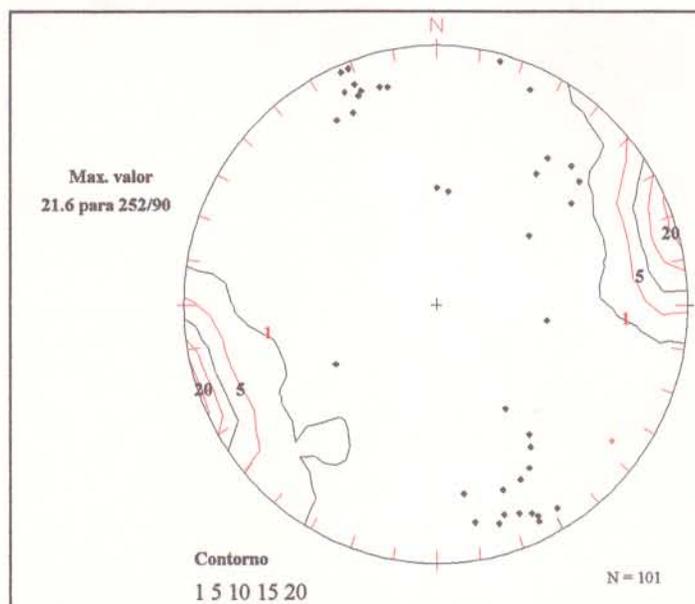
- | | | | |
|---|----------------------------------|---|-----------------------|
|  | Filitos, xistos e metavulcânicas |  | Quartzitos |
|  | Formação ferrífera bandada |  | Complexo Alto Paraná |
|  | Granitóides |  | Zonas de cisalhamento |
|  | Foliação |  | Lineação |

Figura 40 - Mapa estrutural do setor III. O arcabouço principal compreende duas estruturas elípticas voltadas para NNW.



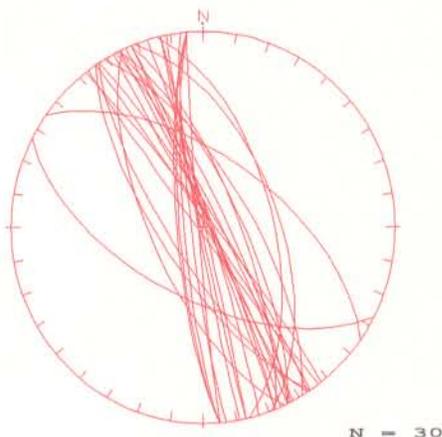
* Polos da foliação milonítica S_n

A



* lineações

B



C

Figura 41 - Projeções estereográficas da foliação milonítica S_n e da lineação de estiramento para as zonas de cisalhamento P do setor III. **A** é um diagrama π , **B** representa uma combinação entre as concentrações de polos de S_n versus lineação e **C** é um diagrama β para a foliação milonítica desenvolvida ao longo de P.

A estrutura 1, na parte oeste do setor, é observada nas rochas do Grupo Riachão do Ouro e tem a forma de uma lente que se estreita em direção a noroeste (Figura 40). A posição espacial dos elementos planares e lineares, e a rotação dextral associada, sugerem que se trata de uma estrutura simétrica, divergente e compressiva, com os planos de movimentação correspondendo a cavalgamentos oblíquos. A Figura 42 mostra a geometria geral dessa estrutura e a interpretação de sua provável continuidade em profundidade; observa-se também que, na sua parte central, existe uma zona transcorrente vertical que poderia representar o descolamento principal. A foliação milonítica encontra-se paralelizada às zonas principais de movimentação e não há evidência de dobras expressivas associadas. Essa estrutura é interpretada como um duplex transpressivo simétrico ou uma flor positiva.

A estrutura 2, na parte leste do setor, encontra-se instalada em parte nos gnaisses do Complexo Alto Paranã e tem a forma de uma elipse, cujo eixo maior desenha um arco com concavidade voltada para sudoeste. Na parte norte da estrutura, a foliação milonítica desenha uma dobra simétrica e com flancos verticalizados. A parte sul da estrutura é caracterizada por um sistema imbricado de cavalgamentos oblíquos e com mergulhos fortes para nordeste, em direção a uma zona transcorrente submeridiana; parece tratar-se de uma hemiflor positiva ou um duplex compressivo assimétrico. Outras estruturas elípticas existem na parte NW

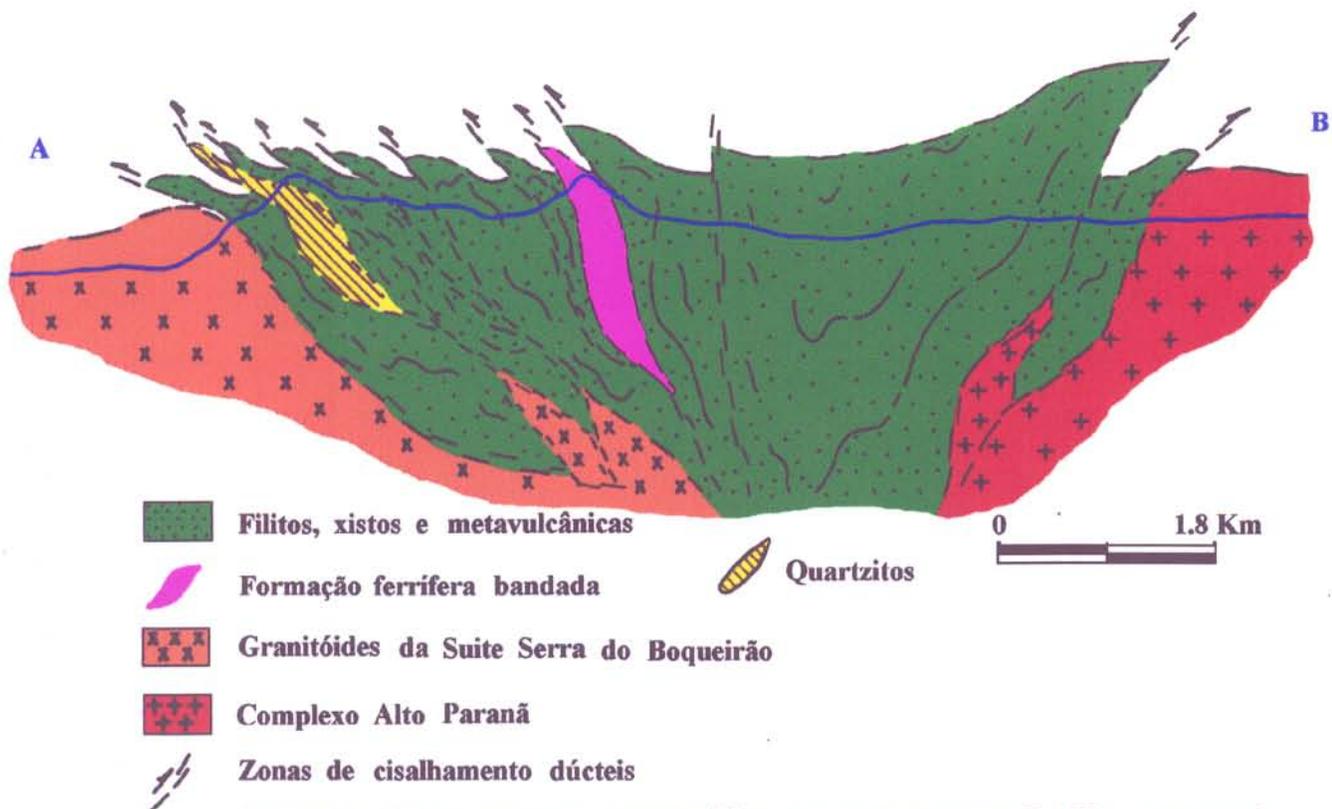


Figura 42 - Seção geológica esquemática no setor estrutural III, mostrando dois conjuntos assimétricos de pétalas imbricadas tanto para NE quanto para SW, compondo um arranjo de zonas de cisalhamento divergentes ou estrutura em flor positiva. Na parte central ocorre uma zona transcorrente que deve representar o plano de deslocamento principal.

desse setor, mas os dados de campo, nessa região, são poucos, de modo que os seus significados ainda não foram entendidos. Algumas zonas transcorrentes sinistrais WNW-ESE existem na parte central do setor. No interior deste setor encontram-se foliações miloníticas com posição e rotação compatíveis com zonas de cisalhamento R (Figura 43).

2.4.1.4 Setor IV

Este setor localiza-se na parte leste da área e é caracterizado por seis feixes principais de zonas de cisalhamento orientadas na direção N30W (zonas P - Figuras 44 e 45) e um feixe com direção N20E (zonas Y/D - Figura 46), que passa na cidade de Dianópolis (Figura 44).

Os feixes NW-SE estão fortemente desenvolvidos nas rochas supracrustais do Grupo Riachão do Ouro e em algumas frações de granitóides da Suíte Serra do Boqueirão. Desenham um arranjo geométrico anastomótico, lembrando a geometria de um par de foliações S-C de BERTHÉ et al. (1979). Ao longo dos diversos feixes de zonas de cisalhamento alternam-se segmentos transcorrentes e transpressivos. Nos segmentos transcorrentes a lineação é sub-horizontal e a foliação tem caimento acentuado para WSW ou ENE. Os segmentos transpressivos podem ser definidos por duplexes assimétricos e simétricos. O perfil da Figura 47, na parte noroeste do setor, mostra as organizações geométricas

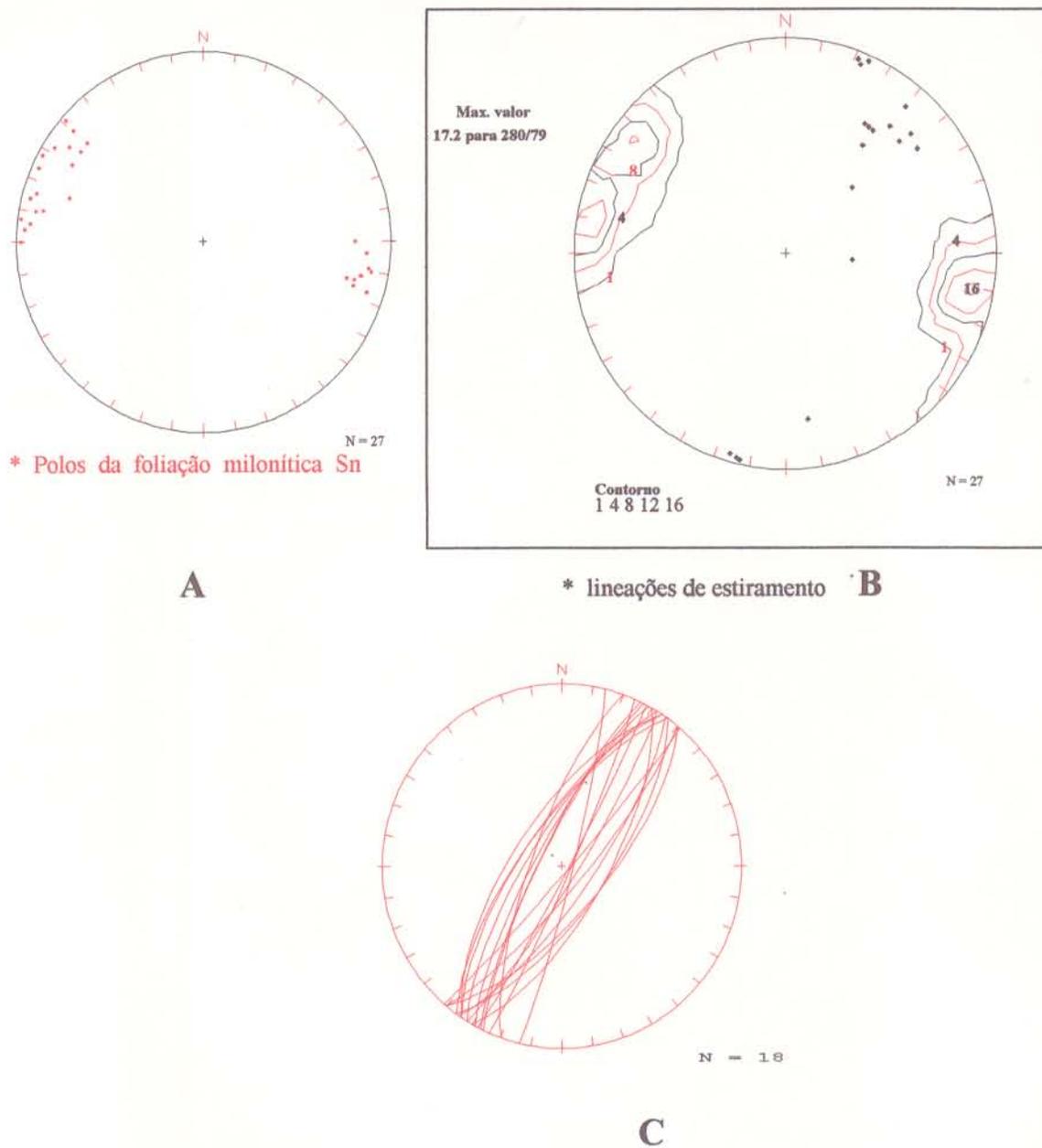


Figura 43 - Projeções estereográficas da foliação milonítica e lineação nas zonas de cisalhamento R do setor III. A é um diagrama π de Sn. B é uma combinação da distribuição da lineação de estiramento e as curvas de concentração de Sn. C é um diagrama β .

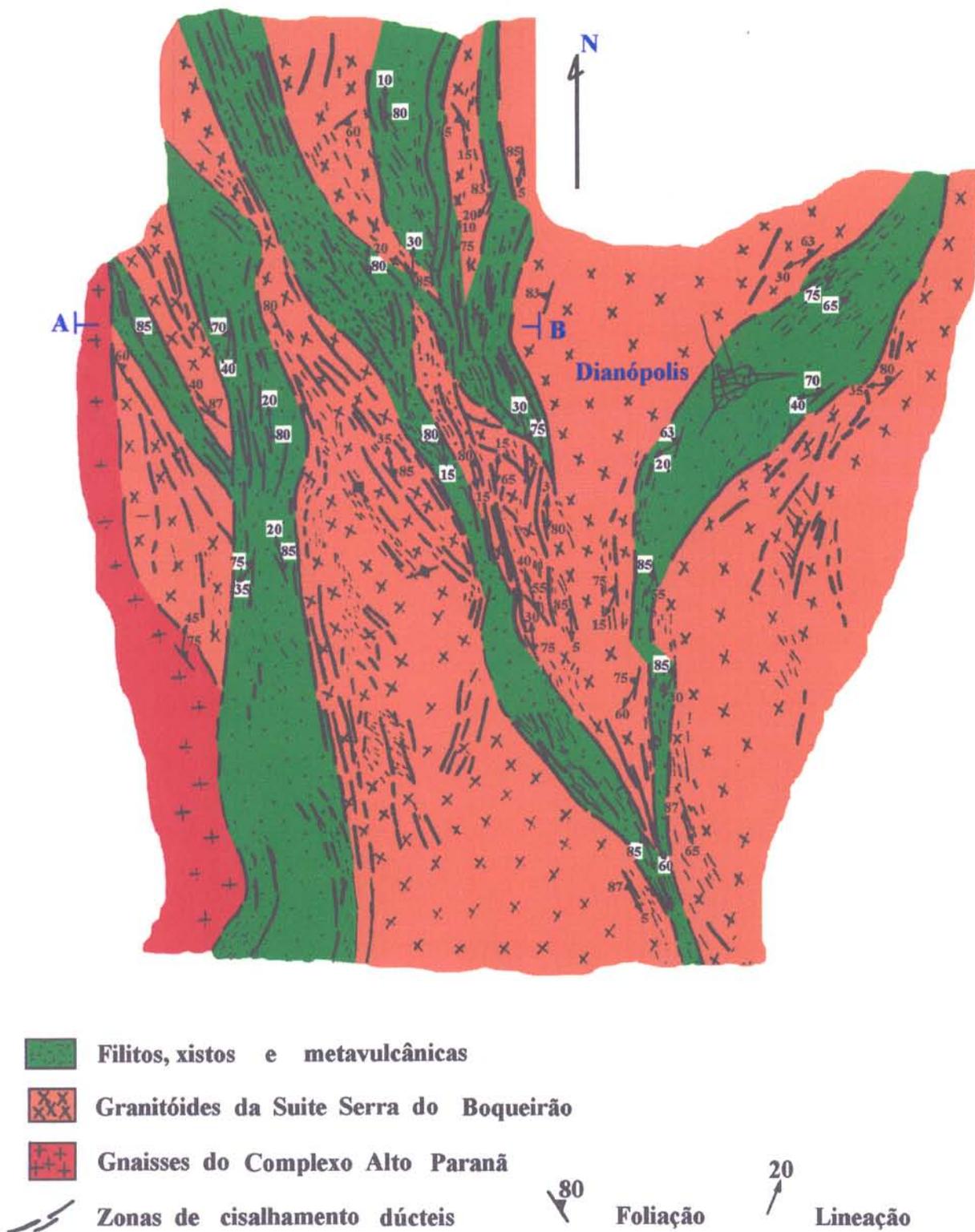
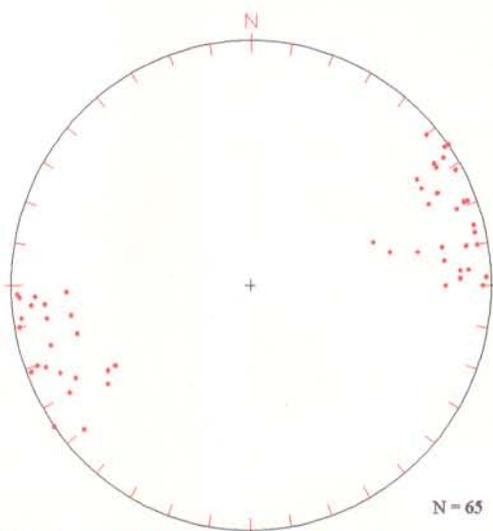
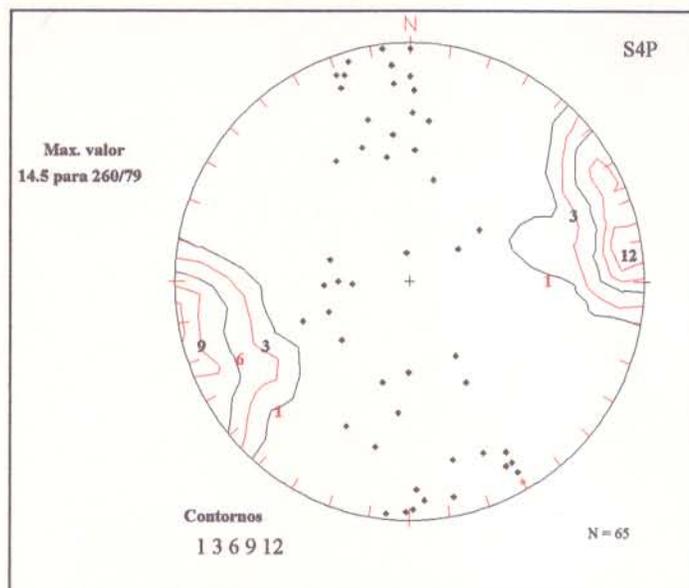


Fig. 44 - Arcabouço estrutural do setor IV, na região leste da área, caracterizado por faixas de zonas de cisalhamento NW-SE (zonas P) e NE-SW (Zonas Y/D).



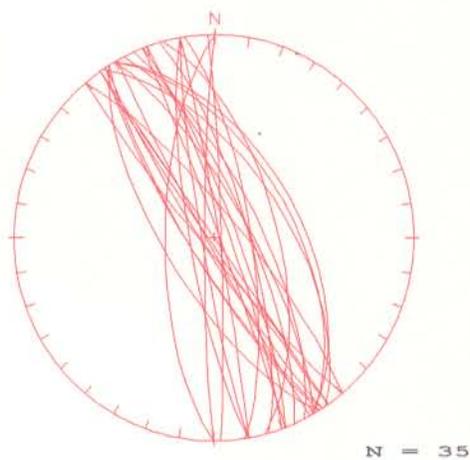
* Polos da foliação milonítica Sn

A



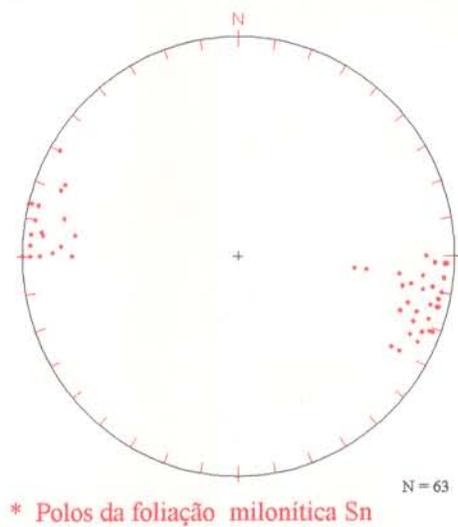
* pontos negros = lineações

B

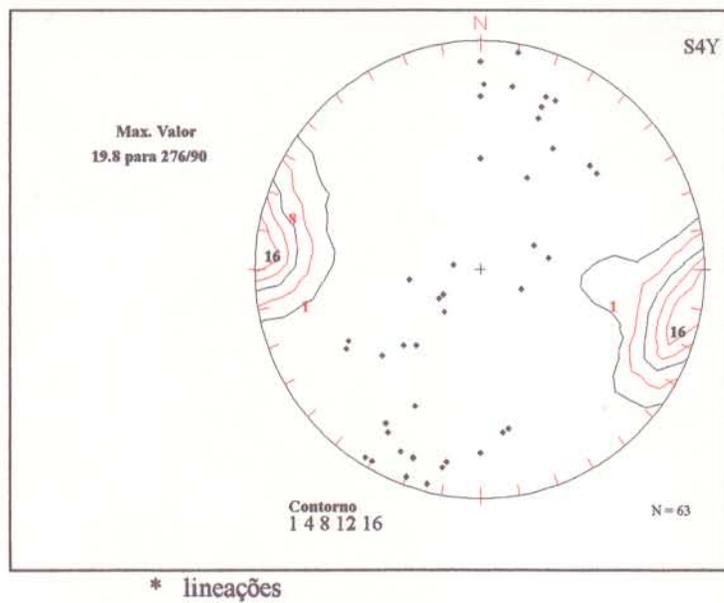


C

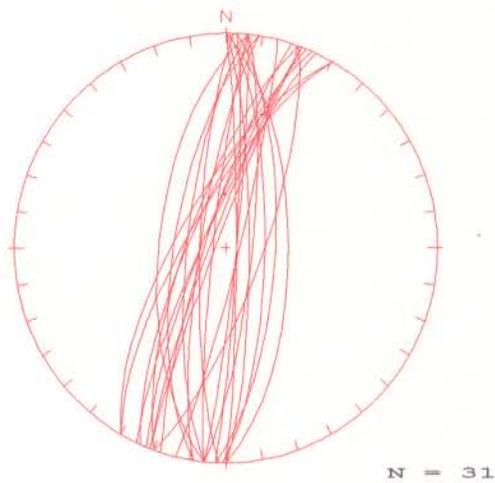
Figura 45 - Projeções da foliação milonítica e lineação de estiramento das zonas de cisalhamento P do setor IV em diagramas de igual área. **A** corresponde a um diagrama polar. **B** é um diagrama estatístico das concentrações dos polos de Sn versus lineação associada. **C** é um diagrama β . Hemisfério inferior.



A



B



C

Figura 46 - Projeção estereográfica da foliação milonítica e lineação de estiramento de zonas Y/D do setor IV. O diagrama A representa um diagrama π de Sn. B é um diagrama estatístico de contornos de frequência de polos de Sn e da lineação. C trata-se de um diagrama β .



Fig. 47 - Perfil lito - estrutural esquemático mostrando os principais arranjos geométricos dos segmentos transpressivos das zonas de cisalhamento NW-SE. A localização da seção está na Figura 44.

mais comuns dos segmentos transpressivos; vê-se que, no geral, os duplexes estão desenvolvidos nas rochas supracrustais.

Nas regiões central e sudeste do setor, ainda no contexto das zonas de cisalhamento NW-SE, destacam-se expressivos arranjos S-C nos granitóides. Tais feições também poderiam ser interpretadas como duplexes relacionados à interação de zonas P e Y/D. Independentemente da interpretação, tais arranjos permitem definir claramente a movimentação dextral regional.

O feixe NE-SW corresponde a um sistema imbricado de cavalgamentos dúcteis oblíquos e com mergulhos para NW, com valores da ordem de 60° . A lineação de estiramento associada apresenta caimento sistemático para SW. Tal sistema poderia representar também um duplex assimétrico, mas faltam dados na região situada a oeste da cidade de Dianópolis, onde deveria aflorar a superfície de descolamento direcional. Em direção a SSW, esta estrutura passa gradativamente para um segmento direcional orientado na direção N-S. No extremo oeste do setor, existem também arranjos semelhantes a estruturas S-C dextrais voltados para a direção NE-SW.

A relação entre os feixes de zonas de cisalhamento NW-SE e NE-SW é definida por uma estrutura em

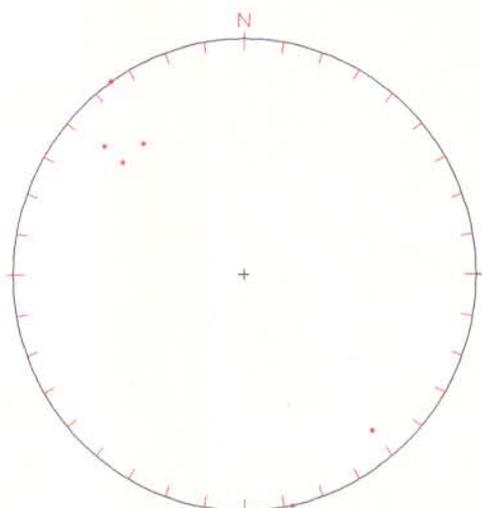
cunha no canto SE do setor. Os dados disponíveis para essa região, inerentes às posições dos elementos planares e lineares, sugerem a presença de uma estrutura compressiva.

O quadro de estruturas macroscópicas desse setor se completa com as zonas de cisalhamento sinistrais E-W, ENE-WSW (Figura 48) e WNW-ESE (Figura 49) que seccionam e deslocam os feixes de zonas de cisalhamento NW-SE e NE-SW.

2.4.2 Estruturas Mesoscópicas

2.4.2.1 Pulso de Deformação 1

Os elementos estruturais desse pulso de deformação encontram-se apenas no setor III e estão impressos localmente nos gnaisses do Complexo Alto Paranã. Um bom exemplo desse tipo de estrutura é o acamadamento definido pela alternância de rochas granulíticas com gnaisses tonalíticos (Figura 50). Como essa estrutura foi fortemente afetada pelas sucessivas etapas de deformação, em especial pelo pulso de deformação 3, não é mais possível restaurar suas geometrias originais. Tal observação é válida também para as relações espaciais iniciais entre os diversos conjuntos rochosos antigos. Localmente, o acamadamento é afetado por dobras isoclinais, com charneiras espessadas e planos axiais verticais (Figura 51). Redobramentos também são observados.

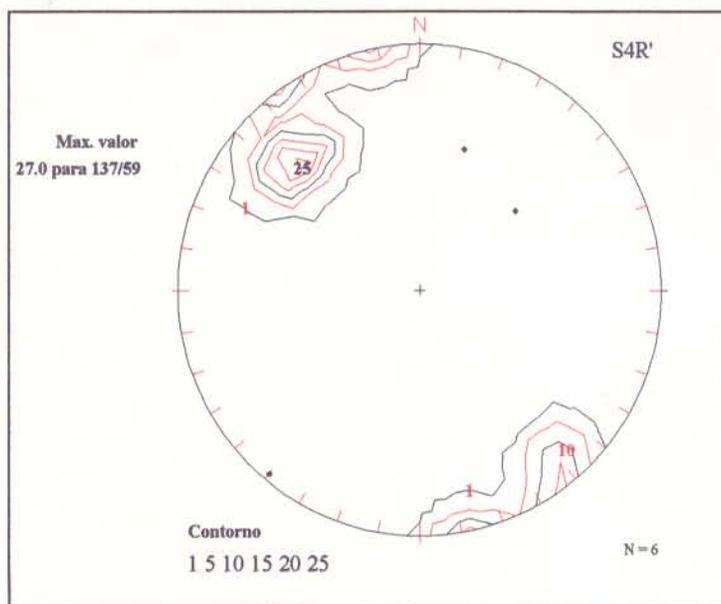


* Polos da foliação milonítica Sn

N=6

* (pontos negros) = lineação

A

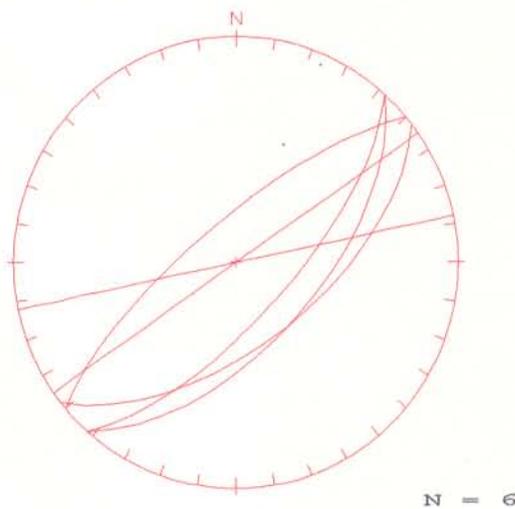


Contorno
1 5 10 15 20 25

S4R'

N=6

B



N = 6

C

Figura 48 - Projeção estereográfica da foliação milonítica e lineação associada ao longo das zonas de cisalhamento R' do setor IV. A - diagrama polar de Sn B - diagrama estatística dos polos de Sn x lineação mineral; C é a representação dos planos de R' na forma ciclográfica.

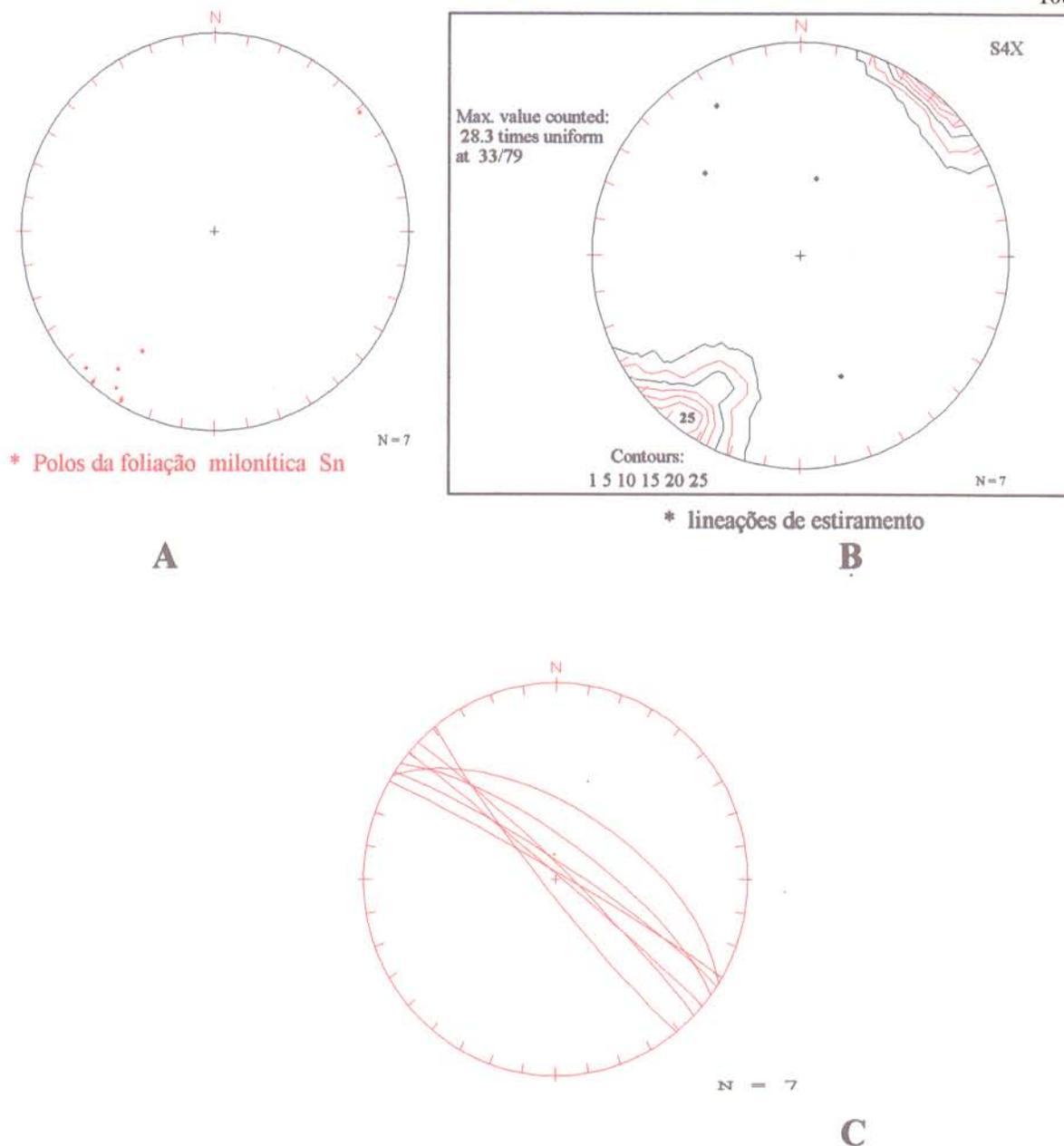


Figura 49 - Projeção estereográfica da foliação S₄X e lineação de estiramento associadas as zonas de cisalhamento antitéticas X₄ no setor IV. **A** representa uma projeção polar no hemisfério inferior esquerdo em rede de igual área. **B** representa um diagrama de contornos de frequência de polos de S₄X versus a lineação de estiramento. **C** é uma projeção ciclográfica da foliação milonítica.



Figura 50 - Lentes de rochas granulíticas em meio a gnaisses tonalíticos definindo o bandamento composicional ligado ao Pulso de Deformação 1. Essa estrutura é paralela à foliação S_n gerada durante a instalação dos sistemas transcorrentes no Pulso de Deformação 3.



Figura 51 - Dobras afetando o bandamento composicional em gnaisses do Complexo Alto Paraná e relacionadas ao Pulso de Deformação 1.

Embora as informações sejam poucas, entende-se que este pulso de deformação foi responsável pelo soerguimento das rochas granulíticas da base da crosta, através de zonas de cisalhamento tangenciais, semelhante ao modelo discutido por COWARD (1980a) para o Cinturão Limpopo. COSTA (1985) usou o mesmo argumento para explicar a formação do Cinturão Granulítico Médio Tocantins a oeste do terreno granito-"greenstone" de Dianópolis-Almas. Com esse enfoque, acredita-se que o acamamento das rochas do Complexo Alto Paranã esteja relacionado à formação de zonas de cisalhamento antigas com caráter de cavalgamento, anteriores à implantação das bacias que alojaram as seqüências vulcano-sedimentares. Desta forma, o Complexo Alto Paranã constituiria o embasamento das seqüências "greenstone" de Dianópolis-Almas.

2.4.2.2 Pulso de Deformação 2

Esse pulso reúne as estruturas desenvolvidas durante o evento de instalação das seqüências vulcano-sedimentares e colocação dos granitóides da Suíte Serra do Boqueirão, designada de etapa transtensiva. Face a intensa deformação promovida pelo Pulso 3, tais estruturas são descritas apenas em alguns afloramentos.

Nas rochas supracrustais do Grupo Riachão do Ouro são encontradas as estruturas descritas a seguir:

2.4.2.2.1 Acamamento

O acamamento ocorre restritamente nos setores I e II. No setor II, na porção central do Morro do Bola, onde as formações ferríferas encontram-se relativamente bem preservadas da deformação ligada ao Pulso 3, a superfície S_0 é caracterizada por uma alternância regular de leitos centimétricos ricos em hematita e outros silicosos (Figura 52). As espessuras das bandas e lâminas individuais são irregulares e variáveis, contudo, no geral, os estratos hematíticos parecem ser mais expressivos que os silicosos. Localmente, estratificação cruzada (?) com a definição de "topsets", "foresets" e "bottomsets" (Figura 53) pode ser observada. Internamente aos BIF's, encontram-se outras estruturas singenéticas, como a laminação plano-paralela milimétrica que, em alguns pontos, poderia ser interpretada como "wavy" e marcas de corrente (Figura 54). No Morro do Bola, o acamamento encontra-se basculado, com atitude média de N10E/85NW.

No setor II, na estrada que liga a Fazenda São José ao córrego Batalha, ocorrem chertes com a estratificação realçada pela alternância de leitos decimétricos a centimétricos, de coloração avermelhada a cinza, com leitos esbranquiçados. Convoluções e dobras irregulares nos chertes parecem representar estruturas biogênicas (estromatólitos?); existem também pequenos níveis

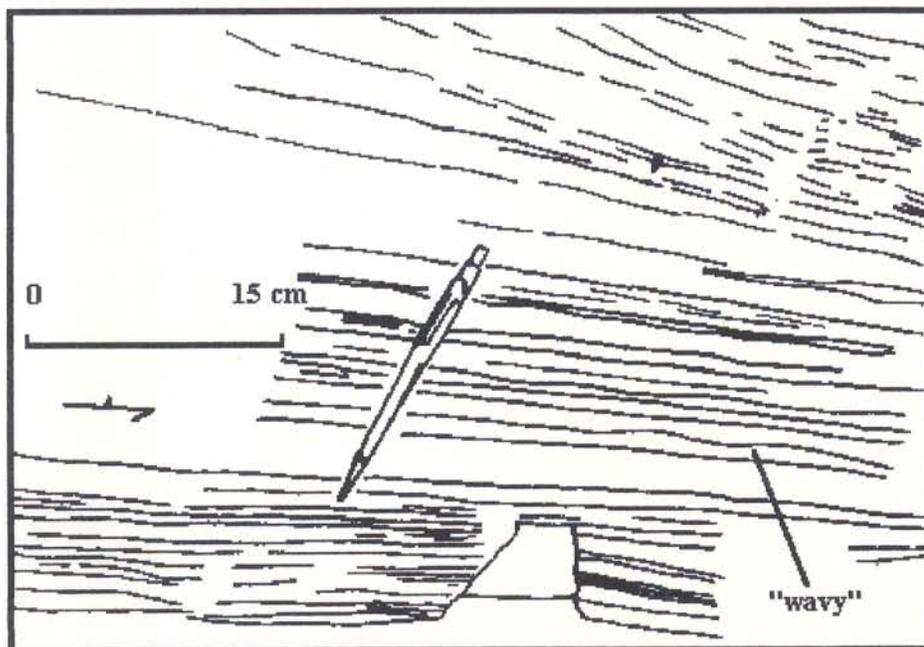


Figura 52 - Observa-se localmente a presença de marcas onduladas semelhantes a estruturas "wavy". Superfície de S_0 definida por bandas alternadas de hematita e sílica, em formações ferríferas do Morro Bola.

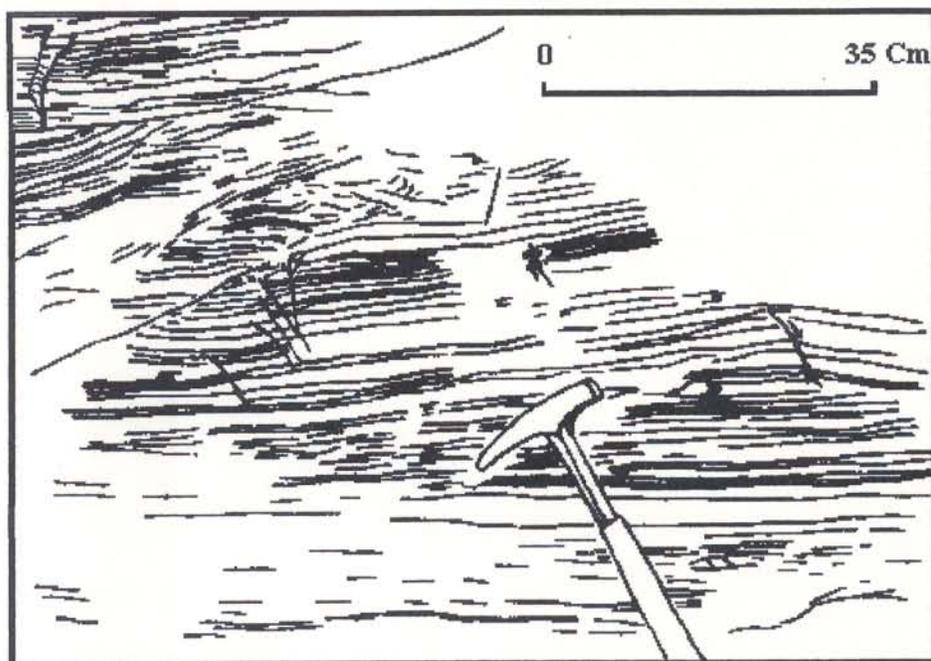


Figura 53 - No canto superior esquerdo notar a presença de truncamento das mesobandas sinênticas. Tais estruturas podem ser produto de fluxo aquoso durante a deposição dos sedimentos ortoquímicos (?) definindo "top-sets" e "fore-sets". Morro do Bola.

descontínuos com fragmentos, similares a brechas intraformacionais com intraclastos silicosos (Figura 55). Localmente, encontra-se a alternância de bandas silicosas milimétricas, mas elas são pouco expressivas. Níveis lenticulares escuros também são observados, podendo tratar-se de material carbonoso (NISBET, 1987).

A sul do Morro do Zé Luís, sustentado predominantemente por quartzitos, encontra-se localmente intercalações decimétricas a métricas de conglomerados, com seixos orientados e de provável origem fluvial (Figura 56). A posição espacial da foliação milonítica é paralela a do acamamento desenvolvido nos quartzitos, apresentando atitude média de N10E/70NW.

2.4.2.2.2 Falhas

Nos setores III e II, especialmente no último, é comum a presença de microfalhas em metachertes e formações ferríferas bandadas, truncando os estratos e as laminações singenéticas dentro de intervalos definidos; tratam-se provavelmente de estruturas hidroplásticas sinsedimentares (PETIT & LAVILLE, 1987). Estas apresentam perfis planares, lístricos e escalonado ("en echelon"). Os rejeitos milimétricos a centimétricos associados sugerem movimentações normais, contudo microfalhas de caráter inverso também ocorrem restritamente. Arranjos de falhas divergentes,



Figura 54 - Laminações plano-paralelas (S_0) milimétricas em formações ferríferas do Morro do Bola no setor II.



Figura 55 - Níveis de cherte com brechas intraformacionais dadas por intraclastos silicosos provenientes de mesobandas. Encontram-se associados a níveis com possíveis estruturas biogênicas estromatolíticas.



Figura 56 - Acamamento (So) formado pela intercalação de ortoconglomerados e leitos quartzíticos no sul do morro do Zé Luís, no setor estrutural II.

interpretados como estruturas em flor negativa e impondo adelgaçamentos diferenciais nas camadas (Figura 53), caracterizam as movimentações direcionais associadas; neste caso, são sugestivos de movimentação oblíqua. Além do basculamento e da rotação dos estratos, associam-se dobras antiformais e sinformais.

Em profundidade, as pequenas zonas de movimentação propagam-se ao longo da superfície de acamamento/laminação, a qual passa a transmitir a movimentação por distâncias ainda não estabelecidas.

Com base nos dados apresentados, somados aos arranjos geométricos de distribuição das unidades de rochas supracrustais em escala macroscópica, admite-se, com dúvidas que as principais estruturas do Pulso 2 eram representadas por bacias transcorrentes, provavelmente em cunha, sigmoidais e romboédricas. Com esse enfoque, é provável que as falhas transtensivas maiores tenham controlado a evolução da arquitetura das bacias e do preenchimento sedimentar. Alguns dos prováveis efeitos dessas falhas na litoestratigrafia poderiam ser exemplificados pelas ocorrências isoladas de conglomerados brechóides polimíticos na Fazenda São José e nas proximidades da Almas; tais corpos deveriam representar fanglomerados ligados a sistemas deposicionais de leques aluviais, fácies lóbulo superior,

vinculados a expressivos períodos de movimentação das falhas mestras transcorrentes.

Freqüentemente, nas porções centrais dos corpos de granitóides da Suíte Serra do Boqueirão, encontram-se as rochas com texturas ígneas preservadas, bem como xenólitos angulosos, por vezes de rochas metamórficas com tramas reliquiares bem definidas.

Nessas áreas, nos setores I, II, e IV, é comum a presença de falhas de natureza extensional e com direções NNE-SSW, NE-SW e WNW-ESE. As falhas normalmente expressam movimentações direcional e normal (transtensivas), ao longo das quais se alojaram diques aplíticos tonalíticos e granodioríticos de granulação fina, além de fases pegmatóides tardiais e veios de quartzo e epidoto (Figura 57).

A Figura 58 mostra duas gerações de diques alojados em falhas no interior de um corpo trondhjemitico a sudeste da cidade de Almas; a movimentação das falhas é compatível com o binário dextral regional.

2.4.2.3 Pulso de Deformação 3

Este pulso de deformação foi responsável pela instalação dos diversos feixes de zonas de cisalhamento transcorrentes, projetados principalmente nas regiões de

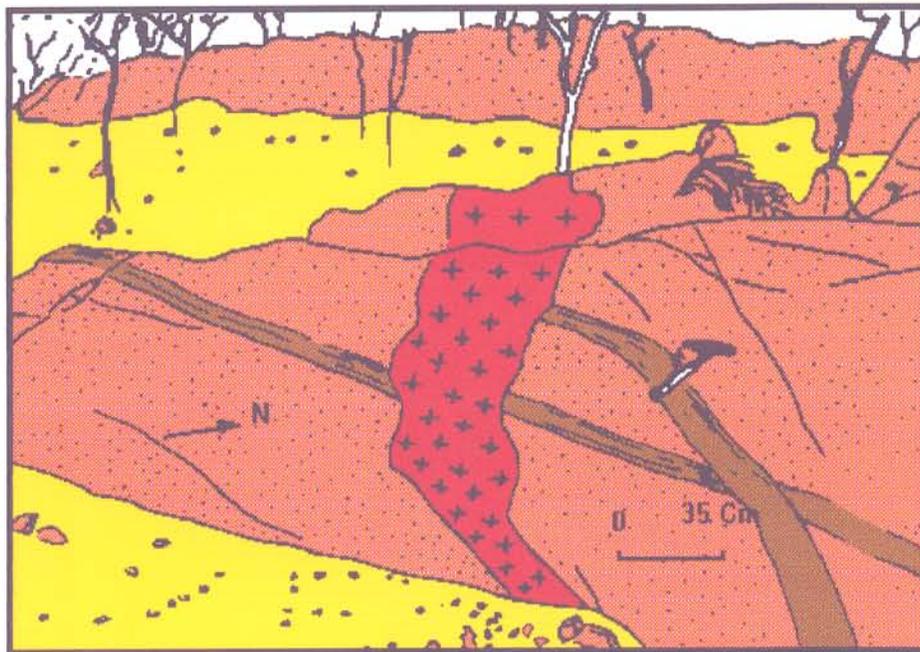
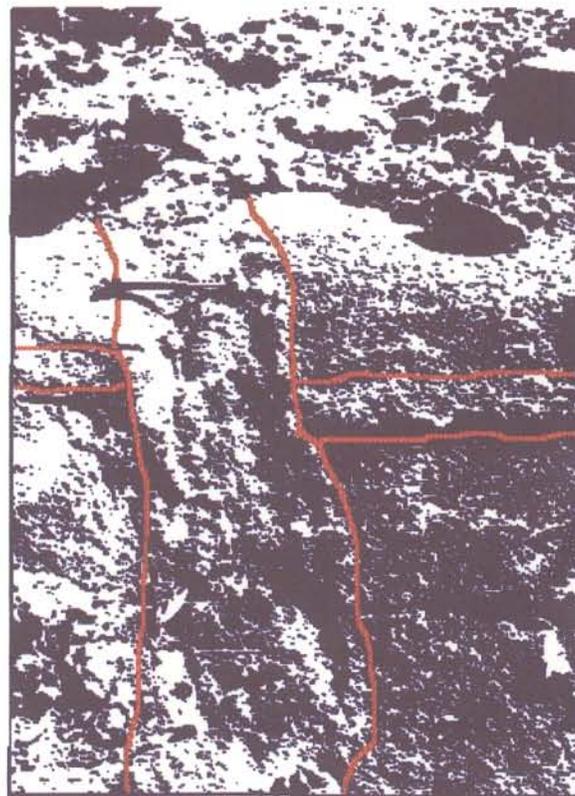


Figura 57 - Nas porções centrais das megalentes de granitóides da Suite Serra do Boqueirão, ocorrem as fases de auto-injeção ligadas aos estágios de evolução da cristalização destes maciços. São visíveis duas gerações de diques truncadas por uma fase pegmatóide granítica de granulação grossa.



A



B

Figura 58 - Duas gerações de diques encaixados em falhas no interior de um corpo trondhjémítico a sudoeste da cidade de Almas. A movimentação das falhas indica rotação dextral.

contato entre os conjuntos litológicos maiores, bem como nas suas porções internas.

Nestas rochas a superfície S_n ligada ao pulso de deformação 3 compreende o bandamento gnáissico, a foliação milonítica e o bandamento composicional.

2.4.2.3.1 Bandamento gnáissico (S_n)

Os gnaisses bandados podem ser perfeitamente incluídos na definição de SPRY (1969), pois são rochas caracterizadas por faixas quartzo-feldspáticas alternadas com faixas lepidoblásticas/nematoblásticas ricas em mica e/ou anfibólio. Esta definição abarca desde tipos gerados por segregação metamórfica e/ou fusão parcial associada, passando pelos termos definidos por um bandamento tectônico (MYERS, 1981), até aqueles formados em estágios avançados de transposição de dobras (MASON, 1978). Essa concepção é adotada neste trabalho.

Nos setores II e III o conjunto gnáissico do Complexo Alto Paraná engloba litotipos que experimentaram vários estágios de deformação heterogênea em condições termodinâmicas de fácies anfibolito baixa a granulito, durante o desenvolvimento de zonas de cisalhamento. Situações

semelhantes têm sido apresentadas por RAMSAY & GRAHAM (1970), HASUI & COSTA (1991), dentre outros.

O bandamento gnáissico, em alguns lugares, resulta da interdigitação tectônica de fatias de empurrão do pulso de deformação 1 durante o evento de deformação ligado ao pulso 3. Nesse caso, trata-se do acamadamento definido pela alternância de frações lenticulares e faixas de gnaisses quartzo-feldspáticos, de composição tonalítica, de paragnaisses de alto grau, de anfibolitos e de granulitos em menores proporções, além de mobilizados leucossomáticos. Em zonas de baixa intensidade de deformação, o bandamento é composto de frações quartzo-feldspáticas de granulação fina e esbranquiçadas e frações irregulares melanocráticas, esverdeadas e de granulação grossa; a passagem entre elas é gradacional.

Os gnaisses pegmatíticos bandados, em zonas de média deformação, compreendem leitões quartzo-feldspáticos de espessura em torno de 2-5 cm, sub-paralelos a oblíquos à foliação da encaixante. Com o aumento da deformação, os leitões tornam-se paralelizados e a rocha transforma-se em um gnaisse regularmente bandado.

No setor III, nas adjacências do Ribeirão Gameleira, encontram-se comumente mobilizados leucossomáticos quartzo-feldspáticos intercalados em frações máficas

magnesianas, ricas em biotita e/ou hornblenda, de espessuras centimétricas a métricas e comprimentos decamétricos bastante uniformes. As bandas máficas geralmente apresentam-se foliadas.

Os corpos de anfibolito são formados essencialmente por plagioclásio e hornblenda, têm granulação média e apresentam textura granolepidoblástica. Eles são geralmente maciços e alternam-se com frações de mobilizados quartzo-feldspáticos definindo um bandamento composicional descontínuo (Figura 59).

Em zonas de deformação mais intensa os anfibolitos ocorrem como lentes, subparalelas a paralelas à foliação principal dos gnaisses, indicando que estes foram fortemente rotacionados e segmentados, mas não apresentam alta deformação interna.

Nas zonas de deformação muito alta, as frações de anfibolito estão fortemente estiradas e transformadas em camadas delgadas paralelas à foliação dos gnaisses tonalíticos. Nesse caso, a rocha adquire aspecto regularmente bandado. No contexto dos granitóides da Suíte Serra do Boqueirão, são raros os gnaisses bandados. Ocorrem localmente nos setores II, III e IV, nas regiões de transição para as rochas supracrustais, onde a deformação é alta. Nestes locais, os aplitos de granulação fina tornam-se

paralelos, proporcionando a geração de uma rocha bandada. Segregação metamórfica também ocorre, em resposta aos gradientes de potencial químico estabelecidos (vide VERNON, 1976), contribuindo para o desenvolvimento do bandamento composicional.

2.4.2.3.2. Foliação Milonítica

A foliação milonítica encontra-se desenvolvida em quase todos os conjuntos de rochas do Grupo Riachão do Ouro, nas bordas e em algumas faixas dentro dos granitóides da Suíte Serra do Boqueirão, e nos gnaisses do Complexo Alto Paranã. Apresenta variação morfológica dependendo da natureza da rocha envolvida na deformação.

No que se refere aos **gnais** do **Complexo Alto Paranã**, em áreas de "strain" elevado no setor II, o bandamento gnáissico dá lugar a uma foliação gerada a partir de avançada transposição e cominuição da rocha. Neste contexto, os porfiroclastos de plagioclásio, remanescentes da alta deformação, acham-se imersos em matriz biotítica, ou mesmo composta de hornblenda por vezes cloritizada (Figura 60). O quartzo torna-se extremamente achatado, "platty quartz", e adquire formas fitadas (McLELLAND, 1984) ou "quartz an rubban" (BOULLIER & QUENARDEL, 1981). A matriz amolda-se aos minerais competentes (porfiroclastos) gerando o padrão tipicamente anastomosado de MITRA (1978). Em tais



Figura 59 - Corpos tabulares de anfibolitos alternados com mobilizados tonalíticos, definindo o bandamento Sn em regiões de moderada deformação.



Figura 60 - Aspecto da foliação milonítica em biotita gnaisses de composição tonalítica do Complexo Alto Paranã no córrego Batalha próximo a GO-225. Notar a forte lenticularização dos cristais de plagioclásio, além da presença de veios concordantes à foliação milonítica Sn.

casos, as lentes dos diversos tipos petrográficos são transformadas em finas camadas paralelas à foliação milonítica.

Nos **quartzitos puros**, a foliação milonítica manifesta-se como uma clivagem espaçada, que pode ser localmente intensa a moderada na classificação de POWELL (1978) e ALVAREZ et al. (1976). Apresenta geralmente espaçamento milimétrico, concordante com a foliação desenvolvida nas outras variedades petrográficas. Na superfície dos quartzitos puros existe uma forte lineação associada.

Nos **quartzitos micáceos** (muscovita quartzitos, sericita quartzitos e muscovita-sericita quartzitos), as micas marcam a superfície planar S_m através de leitos finamente laminados que se alternam com faixas quartzosas. A análise interna dessa foliação não raramente evidencia duas direções de anisotropia planar, interpretadas como um par de foliações S-C de BERTHÉ et al. (1979), e permitindo que as rochas sejam classificadas em tectonitos S-C tipo II de LISTER & SNOKE (1984).

A análise dos ângulos agudos nas posições de intercruzamento é consistente com a rotação dextral. No plano XZ é comum a existência de palhetas de muscovita pisciformes ("fish") de EISBACHER (1970), e no plano $X_f Y_f$ os

trens de muscovita/sericita definem a lineação de estiramento. Efeitos tipo "fish-flash" são comuns nos planos da foliação milonítica.

Nos tipos petrográficos mais deformados, via de regra, aqueles mais próximos dos contatos com as demais unidades, apresentam agregados de quartzo leitoso e hialino, fortemente lenticularizados, definindo sistemas de porfiroclastos do tipo σ_a de PASSCHIER & SIMPSON (1986) (Figura 61). Existem variações quanto ao comportamento das simetrias externas e internas. Nas situações cuja simetria externa é definida pela foliação, a fração micácea tende a ser ortorrômbica, e fortemente paralelizada às bandas quartzosas e à direção de X_f . Contudo, dominam os tipos de simetria externa monoclinica, e a análise da assimetria de suas caudas indica sistematicamente uma movimentação dextral.

Nos **muscovita quartzitos** fortemente deformados, os porfiroclastos de quartzo assumem a forma de fitas paralelas à direção da foliação C micácea e com níveis quartzosos ultramiloníticos associados. Suas relações axiais no plano XZ podem ser superior a 10:1.

Nos **turmalinitos**, as turmalinas verdes dispõem-se de modo a definir foliações assimétricas tipo estrutura S-C, isolando frações quartzosas fortemente lenticularizadas. Deve-se ressaltar que o ângulo

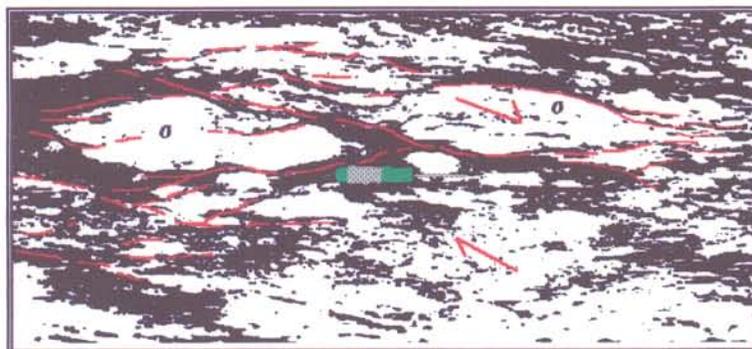


Figura 61 - Lentes quartzosas nos quartzitos miloníticos, comportando-se como sistemas porfiroclastos σ_a de PASSCHIER & SIMPSON (1986). Verificam-se ainda níveis quartzosos de granulação grossa alternados com níveis finos, demonstrando a heterogeneidade da deformação. A trama de simetria externa monoclinica com dupla foliação S-C de BERTHÉ et al. (1979) com ângulo +ve compatível com rotação dextral.

interfoliações varia desde 10^0 até 30^0-40^0 , tanto nos turmalinitos quanto nos muscovita quartzitos.

Na base do Morro do Bola, as **formações ferríferas** apresentam suas bandas silicosas transpostas, elipsoidais e imersas em matriz hematítica (Figura 62), à semelhança da foliação milonítica desenvolvida nos outros litotipos.

Nos **quartzitos** e nas **formações ferríferas** a magnetita do Morro do Goiano, a foliação milonítica desenvolve-se de maneira mais pronunciada, existindo o padrão S-C formado por minerais opacos e por frações quartzosas elípticas de dimensões milimétricas a decimétricas. Destacam-se os porfiroclastos de magnetita com orlas de pressão framboidais visíveis na escala da amostra de mão e indicando rotação dextral.

Nas bordas dos **granitóides da Suíte Serra do Boqueirão** os tipos tonalítico/trondhjemíticos e granodioríticos estão fortemente gnaissificados, e são caracterizados por uma alternância de leitos milimétricos quartzo-feldspáticos, separados por faixas foliadas ricas em biotita e minoritariamente hornblenda (Figura 63). Nestas regiões, os xenólitos que tinham formas irregulares e angulosas tornam-se alongados e orientados paralelos à direção de X_f . A foliação torna-se progressivamente mais

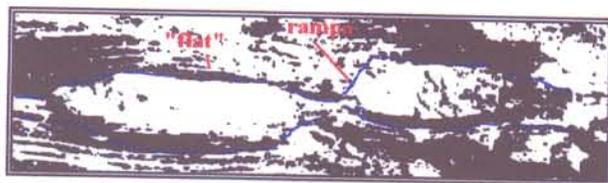


Figura 62 - Bandas de cherte das formações ferríferas transpostas e isoladas em meio a matriz hematítica, na borda do Morro do Bola. O padrão "stair-step" indica rotação dextral.



Figura 63 - Seção Y/Z da foliação milonítica na borda dos corpos de granitóides da Suíte Serra do Boqueirão. Notar a penetratividade e o mergulho forte da foliação.

intensa com o incremento do "strain", e há redução no tamanho dos grãos e rotação dos veios para a direção da foliação (plano $X_f Y_f$ do elipsóide de "strain" finito). Os diques também tornam-se paralelos a foliação.

Em níveis locais encontram-se porções elipsoidais/losangulares de rochas menos deformadas. Tais corpos tornam-se menos frequentes em direção às faixas mais deformadas.

Em síntese, os **granitóides gnaissificados da Suíte Serra do Boqueirão** foram gerados a partir dos granitóides isótropos, em zonas de cisalhamento sob regime de deformação não-coaxial. A presença de lentes não deformadas dentro dos gnaisses foliados indica a forte heterogeneidade da deformação.

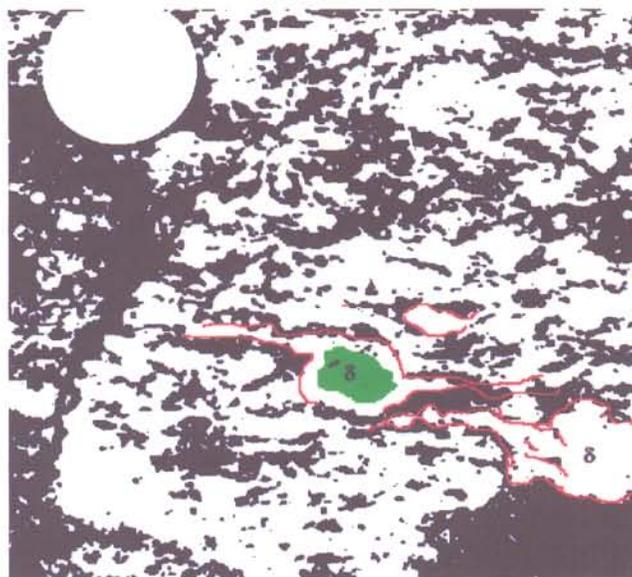
Os diques aplíticos têm sido comumente encontrados nos granitóides da Suíte Serra do Boqueirão. Em alguns locais, o desenvolvimento de gnaisses bandados a partir dos diques está particularmente bem demonstrado. As feições geométricas indicativas de relações intrusivas tornam-se progressivamente obliteradas com o incremento da deformação, e os diques ganham a orientação das zonas de cisalhamento dúctil. As inclusões máficas são alongadas e achatadas, possuem uma trama planar e transformam-se junto com a encaixante em gnaisse bandado.

A maioria das rochas não cisalhadas tem uma foliação fracamente desenvolvida e ainda pode-se reconhecer que, em alguns casos, tratam-se de tipos porfiríticos. Nas margens das zonas de cisalhamento, os porfiroclastos de feldspato são rotacionados e paralelizam-se à foliação que forma ângulo baixo com as paredes da zona de cisalhamento dúctil. A foliação é expressa pela orientação de minerais placóides (biotita). Nessa região de alto "strain", no interior da zona de cisalhamento dúctil, muitos porfiroclastos podem sofrer recristalização em suas bordas dando origem a gnaisses oftalmíticos (Figura 64).

2.4.2.3.3 Bandamento Composicional no Grupo Riachão do Ouro

No interior dos pacotes de rochas supracrustais do Grupo Riachão do Ouro, o bandamento composicional é caracterizado pela alternância de leitos milimétricos a decimétricos de sericita filitos e quartzo-sericita filitos; pode ser realçado também pela variação na coloração dos tipos petrográficos (Figura 65).

Dentro dos leitos existe uma clivagem com espaçamento da ordem de 0,5-3,0 mm e definida pela alternância de domínios ricos em filossilicatos e domínios ricos em quartzo, correspondentes aos domínios P e Q, respectivamente (WILLIAMS, 1972; BEACH, 1979). A transição entre os dois domínios pode ser brusca ou gradacional.

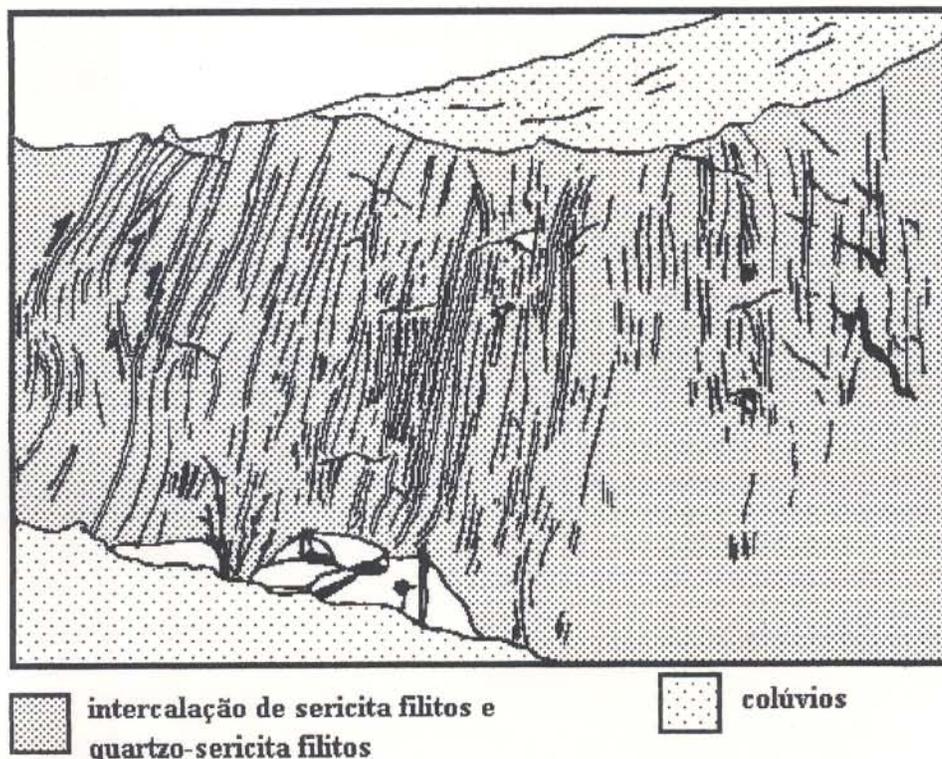


(A)



(B)

Figura 64 - Detalhe dos granitóides gnaissificados com porfiroclastos localmente tipo δ imersos em matriz milonítica. Os cristais de plagioclásio apresentam porções esverdeadas, devido à concentração de epidoto. A representa o desenho de dois porfiroclastos δ encontrados na figura B.



intercalação de sericita filitos e quartzo-sericita filitos

 colúvios

Figura 65 - Bandamento composicional nos filitos do Grupo Riachão do Ouro, definido pela alternância de bandas de sericita filitos e quartzo-sericita filitos, ambos com clorita. São visíveis na seção Y/Z ondulações abertas a suaves, além de feições lenticulares e perfis semelhantes a flores no canto superior esquerdo. Afloramento na TO - 225.

Domínios individuais "P" podem ser subparalelos e separados por domínios "Q" planares, ou formar redes anastomosadas isolando domínios "Q" (Figura 65). No interior dos leitos existem também arranjos S-C, na forma de foliação ondulada ("wavy foliation"), indicando movimentação dextral, exceto nas zonas orientadas na direção N55W. A forte lenticularização está também presente, com feixes micáceos contornando lentes quartzosas (Figura 66).

Por vezes, lentes métricas de metadacitos são encontradas imersas e isoladas em meio aos filitos bandados (Figura 67). São comuns também os veios de quartzo concordantes ou oblíquos ao bandamento; no último caso, formam dobras ptigmáticas. Os veios podem estar orientados nas direções do sistema de fraturas de cisalhamento R, P, R', T e Y/D.

O desenvolvimento do bandamento composicional foi creditado aqui ao processo de dissolução por pressão, ou seja transferência de soluções. Nesse caso, a dissolução concentrou-se principalmente nos domínios "P" em função da notável diferenciação química entre os leitos; e em função dos grãos de quartzo detríticos mostrarem em alguns casos pouca evidência de deformação.

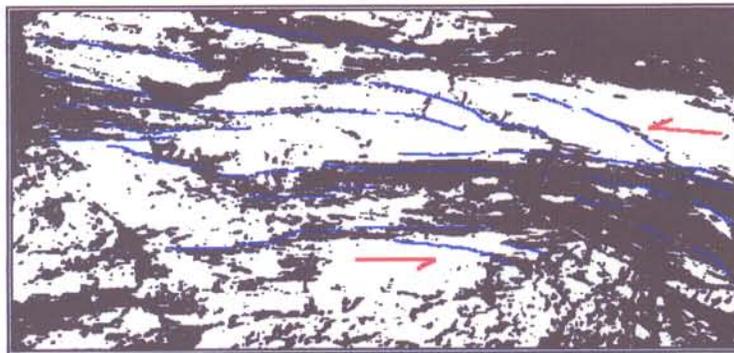
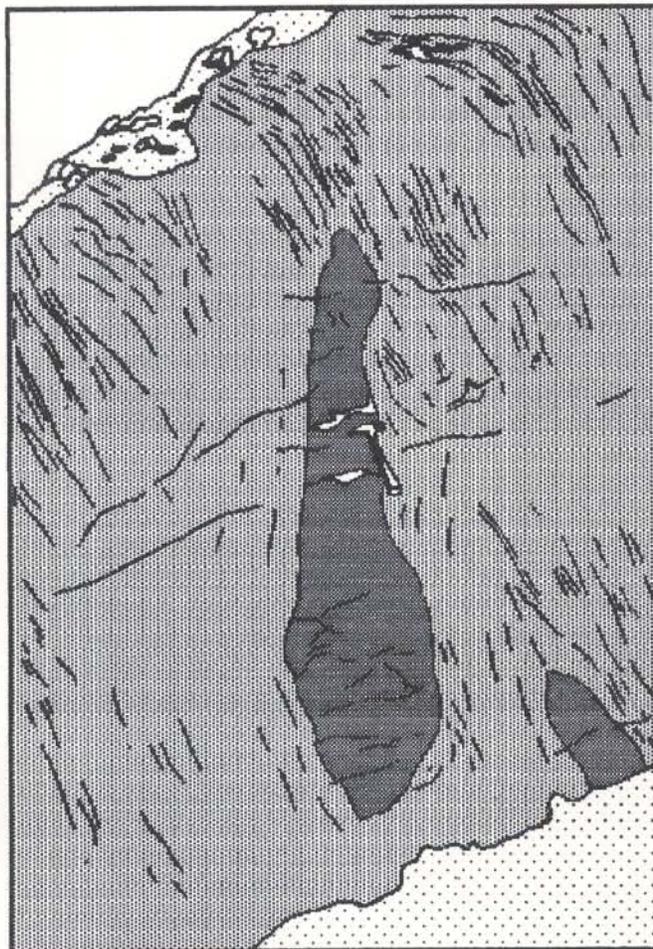


Figura 66 - Quartzo-sericita fítilo a clorita tendo foliação milonítica com simetria interna e externa monoclinica, em uma zona de cisalhamento antitética (sinistral) no Grupo Riachão do Ouro.



■ metadacitos ■ filitos bandados ■ colúvios

Figura 67 - Lentes de metadacitos imersas em filitos bandados do Grupo Riachão do Ouro. Sul da Vila de Porto Alegre.

2.4.2.3.4 Bandas de Cisalhamento

As bandas de cisalhamento são comuns e têm dimensões centimétricas a milimétricas (Figuras 68 e 69). Correspondem em parte a clivagens de crenulação extensionais ("extensional crenulation cleavage") de PLATT (1979), bandas de cisalhamento tipo clivagem ("shear band cleavage") de WHITE (1979), ou as clivagens extensionais C' de BERTHÉ et al. (1979). Elas são encontradas em várias zonas de cisalhamento em todos os setores.

Apresentam-se geralmente secantes à foliação milonítica, com ângulos variando entre 10° e 30° com a foliação milonítica, por vezes assemelhando-se a pares S-C (Figura 69).

Estas estruturas podem ser classificadas em contínuas (Figura 69) e discretas segundo a sugestão de VAUCHEZ (1987).

Às bandas de cisalhamento contínuas associam-se microdobras assimétricas, consistentes com o fluxo dextral, com exceção daquelas relacionadas às zonas de cisalhamento de direção N55W, que apresentam movimentação sinistral. Estas estruturas revelaram-se como importantes indicadores cinemáticos ao longo da área.

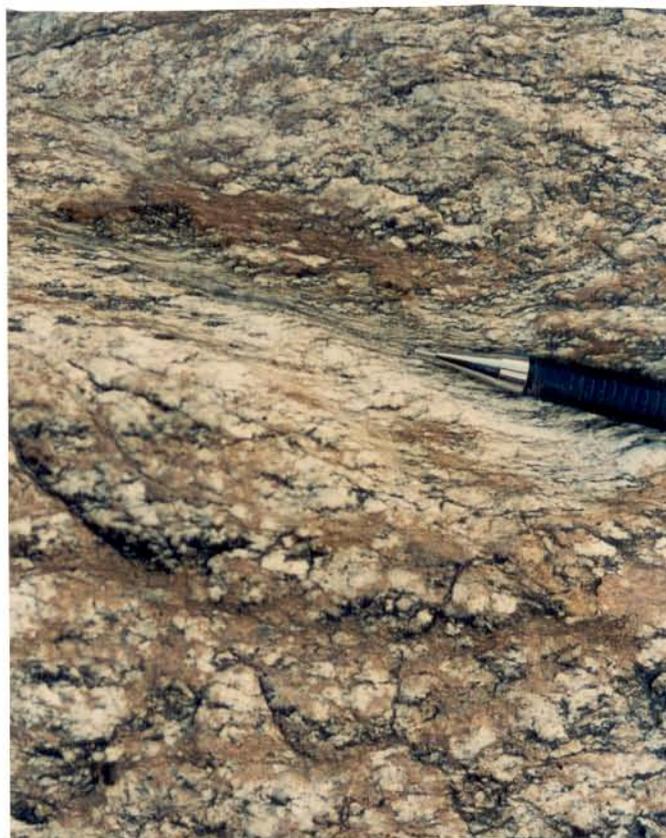
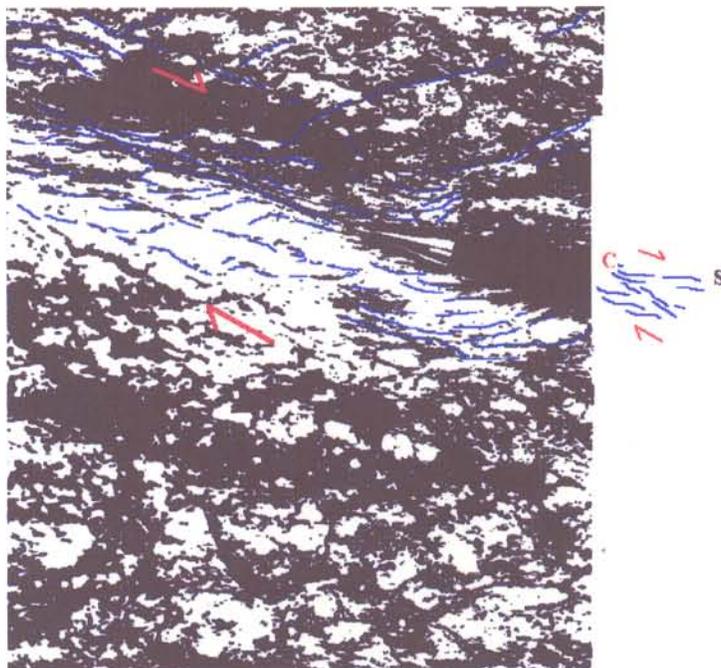


Figura 68 - Bandas de cisalhamento dúctil contínuas em granitóides da Suite Serra do Boqueirão. Notar o padrão de assimetria externa entre as foliações S e as bandas C sugerindo rotação dextral.

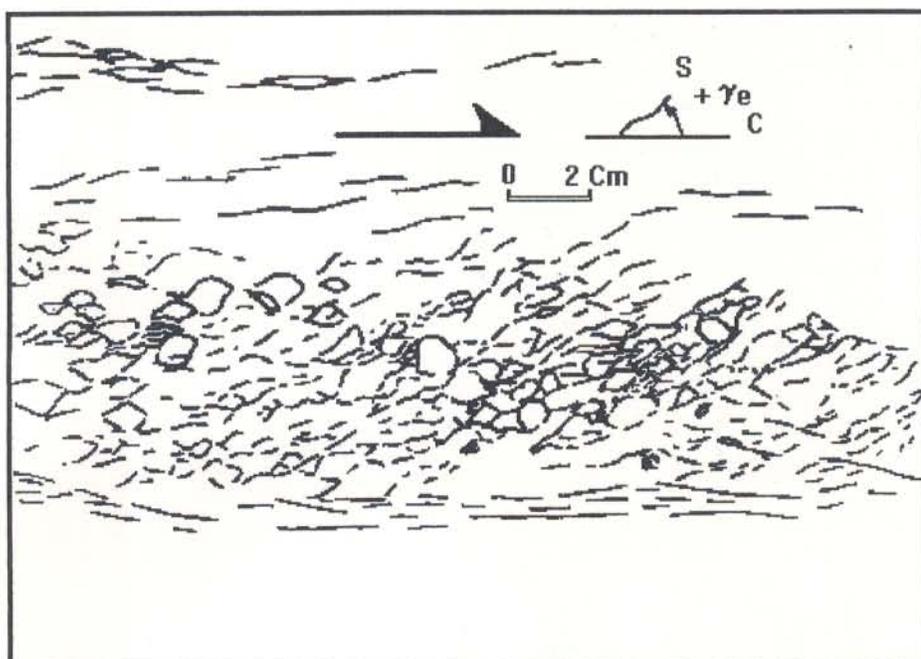


Figura 69 - Bandas de cisalhamento "contínuas" no domínio dos granitóides da Suite Serra do Boqueirão. A rotação associada é dextral.

As bandas de cisalhamento contínuas têm pronunciada deformação dúctil. No seu interior, as dobras tardias afetando a foliação milonítica das zonas de cisalhamento, tornam-se gradualmente apertadas, até evoluírem para bandas de transposição.

O estilo das dobras associadas às bandas de cisalhamento é variável. Próximo aos seus limites, onde não existe perda de coesão, caracterizam-se dobras abertas a suaves, assemelhando-se a dobras 1B (RAMSAY, 1967). Nas zonas de alta concentração de deformação os ângulos interflancos tendem a reduzir sensivelmente, caracterizando por vezes acentuadas assimetrias e padrões isoclinais e de estilos similares.

No que concerne às bandas de cisalhamento discretas, estas apresentam-se como planos bem definidos, sem microdobras associadas. Elas são constituídas por rochas a base de clorita, epidoto, sericita e quartzo, e deslocam diferencialmente os marcadores planares, a exemplo de veios e diques. Podem ramificar-se e mostrar terminações assimétricas em rabo-de-cavalo na seção XZ, ou mesmo como estruturas-em-flor positivas ou negativas no plano YZ evidenciando os efeitos de transpressão e transtensão, respectivamente.

Outras estruturas mesoscópicas ligadas ao pulso de deformação 3, são os duplexes internos, as dobras,

lineações, zonas de cisalhamento rúptil-dúctil e clivagem de crenulação.

2.4.2.3.5 Duplexes Internos

Os duplexes observados em afloramento são análogos àqueles descritos a nível macroscópico. Eles estão representados em filitos bandados e em quartzitos do Grupo Riachão do Ouro, e são no geral decimétricos. As Figuras 70, 71 e 72 mostram os principais arranjos geométricos encontrados. Na Figura 70, observa-se que se trata de um duplex romboédrico alongado e caracterizado internamente por zonas secundárias que podem mudar de direção ao longo das zonas de cisalhamento principais. Essa estrutura parece estar relacionada à interação entre duas zonas transcorrentes dextrais maiores, as quais se desenvolveram em filitos bandados. Considerando a posição espacial das zonas secundárias, pode-se interpretar essa estrutura como um duplex compressivo ou do tipo ejeção.

O exemplo da Figura 71 corresponde a um duplex em cunha desenvolvido também em filitos bandados do Grupo Riachão do Ouro. As numerosas zonas secundárias estão onduladas e podem corresponder a cavalgamentos oblíquos.

Na Figura 72 distinguem-se dois duplexes; um romboédrico e outro sigmoidal desenvolvidos em quartzitos.

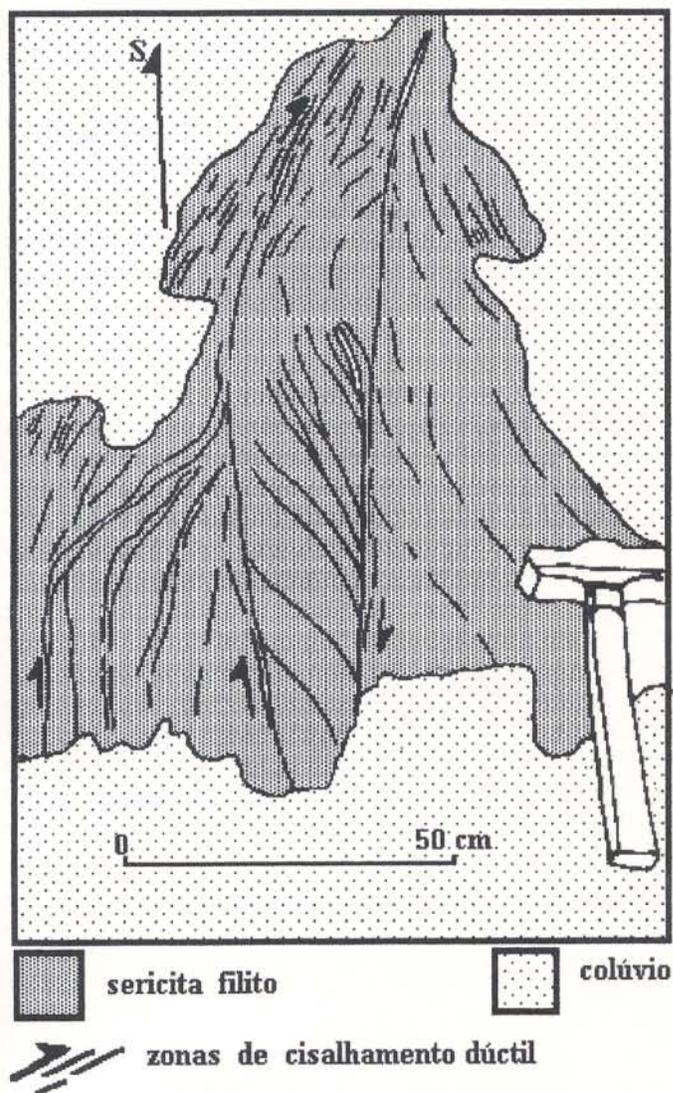


Figura 70 - Duplex romboédrico desenvolvido em filitos bandados do Grupo Riachão do Ouro. Fazenda Cancelas. Dianópolis.

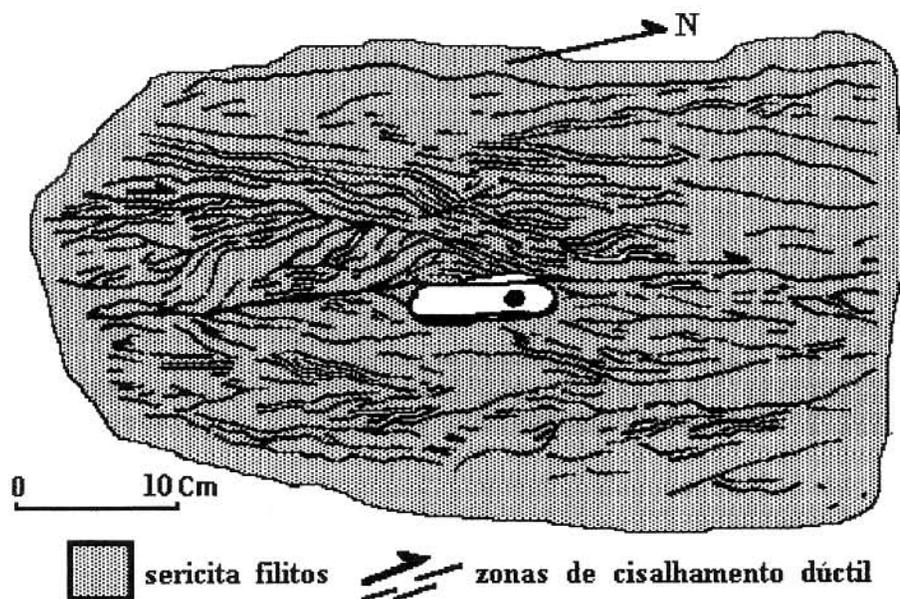


Figura 71 - Duplex compressivo em cunha instalado em filitos bandados do Grupo Riachão do Ouro. Sopé noroeste do Morro do Zé Luis.

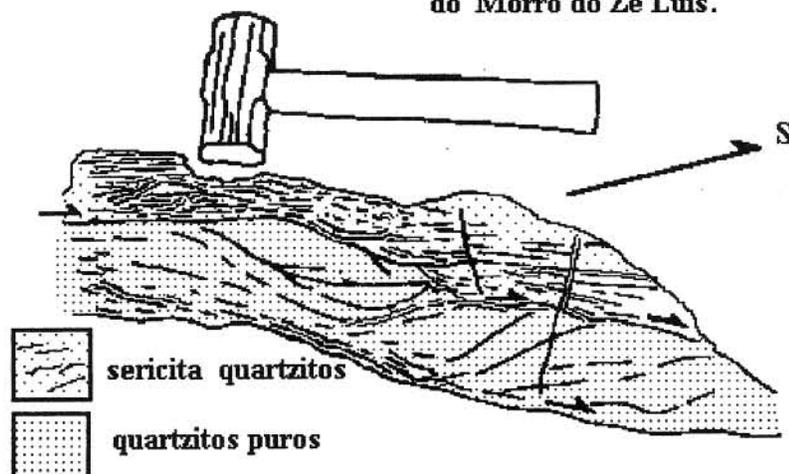


Figura 72 - Mesoduplexes direcionais em quartzito puro do Grupo Riachão do Ouro, no Morro do Zé Luis. No lado direito a estrutura romboédrica passa para uma estrutura sigmoidal em direção ao lado esquerdo.

A estrutura romboédrica, no lado direito da figura, é caracterizada por apenas algumas zonas secundárias perpendiculares à direção da componente compressiva do binário dextral. O duplex sigmoidal, no lado esquerdo da figura, está intimamente relacionado com a mudança de direção de uma das zonas transcorrentes do sistema; trata-se também de uma estrutura compressiva.

2.4.2.3.6 Dobras

As dobras ocorrem localmente, estão associadas à evolução das zonas de cisalhamento e têm estilos variados em função da intensidade de deformação.

No setor II, no plano XZ, há expressivos exemplos de mobilizados quartzo-feldspáticos marcando dobras paralelas, assimétricas e com charneiras levemente espessadas, assemelhando-se à classe 1C de RAMSAY (1967) (Figura 73), embora tal efeito possa ser relativo a uma variação de espessura inicial do veio. Ocorrem também dobras apertadas a isoclinais, intrafoliaes, com planos axiais subverticais, e, por vezes, com os eixos paralelos à lineação de estiramento (Figura 74). No plano YZ, alguns mobilizados podem apresentar dobras com charneiras extremamente curvas e orientadas na direção X_f da elipse de "strain" finito, correspondendo a dobras em bainha no sentido de COBBOLD & QUINQUIS (1980) (Figura 75). Comumente, em todos os domínios,

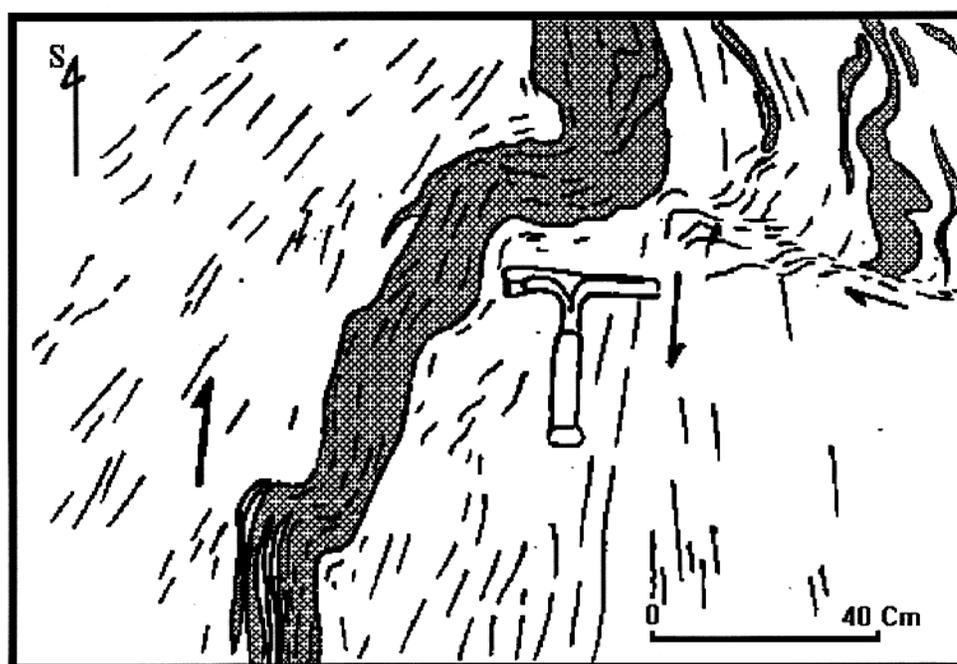
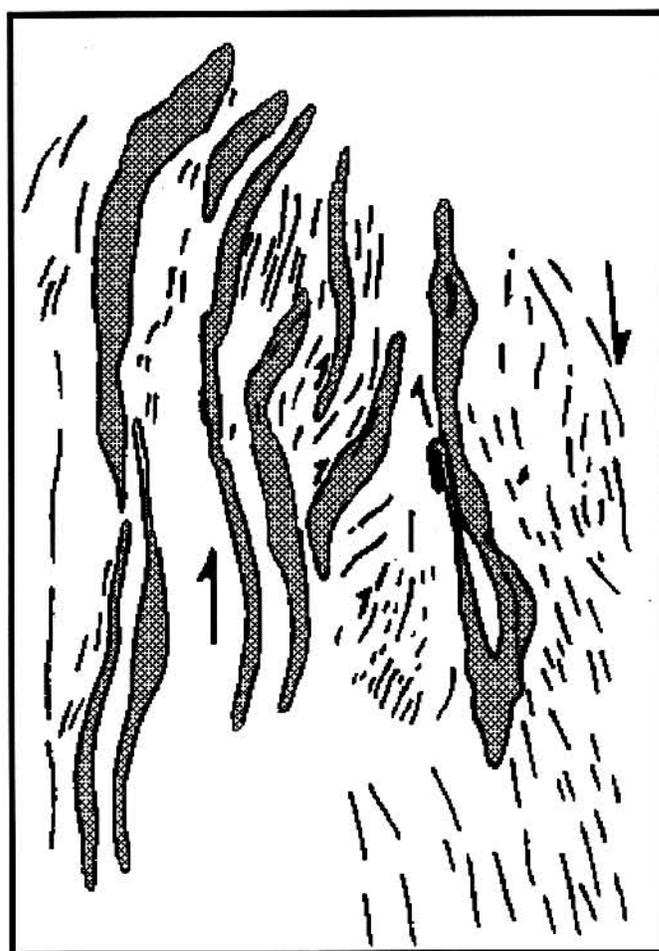


Figura 73 - Dobras paralelas e assimétricas em mobilizados quartzo - feldspáticos encaixados em gnaiesses do Complexo Alto Paraná. Bandas de cisalhamento dextrais podem ser observadas no canto superior direito. Rio Gameleira, altura da TO-225.



mobilizados quartzo-feldspáticos
 foliação milonítica em biotita gnáisses tonalíticos

Figura 74 - Dobras suaves ligadas a evolução das bandas de cisalhamento, lado a lado com dobras apertadas, a isoclinais. Gnaisses do Complexo Alto Paraná. TO - 225 na altura do Rio Gameleira.



Figura 75 - Dobras intrafoliais de limbos assimétricos, afetando mobilizados quartzo-feldspáticos dentro de gnaisses do Complexo Alto Paraná.

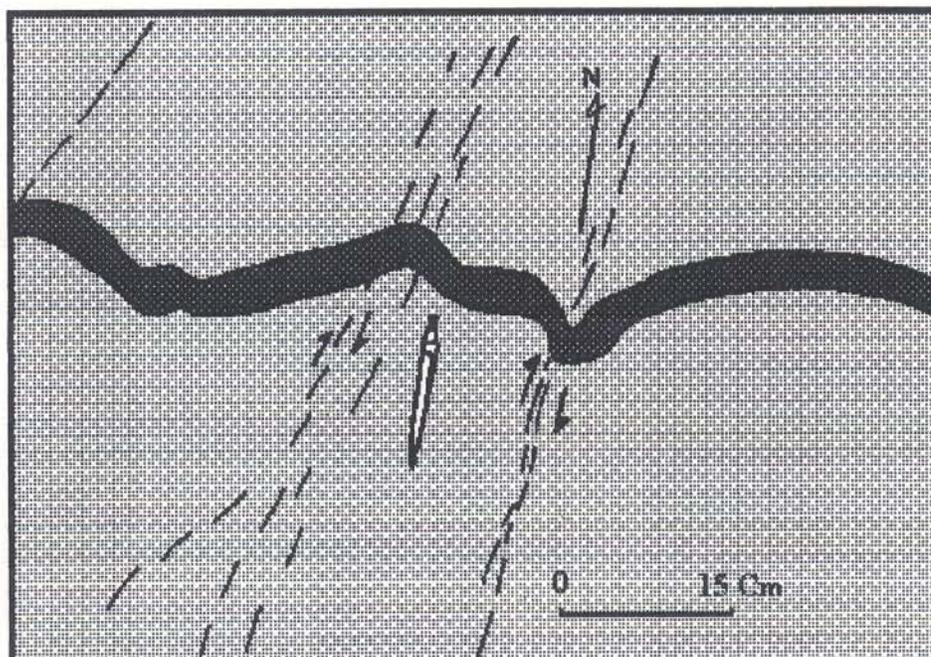
as dobras apresentam seus eixos "en échelon" em relação às zonas de cisalhamento, em posições compatíveis com o binário dextral.

Nos granitóides da Suíte Serra do Boqueirão, no setor II, os vários diques aplíticos, no plano XZ, formam dobras suaves a abertas das classes 1B (Figura 76) e similar, variando desde tipos simétricos até assimétricos, com geometria da classe 2 de RAMSAY (1967).

Feições de redobramento coaxial ligadas a instabilidades dentro das zonas de cisalhamento, também são observadas localmente.

Nos outros setores, mesmo no interior do pacote de rochas supracrustais, observam-se estilos de dobras semelhantes aos descritos anteriormente. Não se descarta, no entanto, a possibilidade de existirem dobras, no interior das rochas do Grupo Riachão do Ouro, do tipo "trailing edge" e "leading edge", originadas em função da transpressão.

As bandas de cisalhamento afetadas por dobras tardias do tipo F_m^m de BELL & HAMMOND (1984) também estão presentes (Figura 74). Ao longo dessas estruturas a variação no estilo das dobras depende do grau de anisotropia da rocha, do ângulo entre as bandas de cisalhamento e a



trondhjemitos



aplitos microgranodioríticos



zonas de cisalhamento dúctil

Figura 76 - Dobras abertas da classe IB de RAMSAY (1967), em aplos que cortam granitóides da Suite Serra do Boqueirão. 2 Km a oeste da Fazenda São José. Município de Dianópolis.

foliação milonítica, e do sentido da movimentação (CARRERAS et al., 1980).

2.4.2.3.7 Lineação de Estiramento (L_n)

A lineação de estiramento ocorre em quase todas as rochas deformadas da área mapeada, sendo expressa, principalmente, por barras ou agregados de quartzo (Figuras 77 e 78). A análise da posição espacial dos enclaves mostra que seus eixos $l+e_1$ (eixos maiores) são concordantes com a direção da lineação de estiramento. Face à natureza das estruturas presentes na área, a posição espacial da trama linear pode variar ao longo das zonas de cisalhamento.

A lineação mineral apresenta-se contida nos planos $X_f Y_f$ representados pelas superfícies desenvolvidas durante o pulso de deformação 3. Deve-se ressaltar que a lineação de estiramento nos gnaisses do Complexo Alto Paraná é coincidente com aquela presente nos granitóides da Suíte Serra do Boqueirão e nas rochas supracrustais do Grupo Riachão do Ouro.

No contexto do Grupo Riachão do Ouro, deve-se destacar a forte orientação dos eixos maiores dos seixos elipsoidais em metaconglomerados oligomíticos, coincidentes com as lineações de estiramento dos quartzitos



Figura 77 - Quartzo em granitóides da Suíte Serra do Boqueirão, mostrando forte estruturação linear (barras)



Figura 78 - Fitas de quartzo em granitóides da Suíte Serra do Boqueirão.

adjacentes (Figura 79), portanto, confirmando a natureza da lineação de estiramento.

2.4.2.3.8 Zonas de Cisalhamento Rúptil-Dúctil e Estruturas de Dilatação Associadas

Várias zonas de cisalhamento rúptil-dúctil caracterizadas pela foliação milonítica e por fraturas de tração são encontradas na área.

As zonas de cisalhamento apresentam larguras milimétricas a centimétricas (Figura 80), contudo, algumas alcançam larguras métricas. As fraturas associadas geralmente estão preenchidas por quartzo, além de epidoto e clorita, especialmente nas bordas. Por vezes, suas bordas são marcadas por filmes cloríticos esverdeados, existindo também faixas de alteração secundária caolinítica (?) esbranquiçada nos granitóides da Suíte Serra do Boqueirão, de largura centimétrica. Os comprimentos das zonas de cisalhamento são decimétricos e raramente métricos.

As zonas de cisalhamento, na maioria dos casos, apresentam-se como sistemas "en échelon" (Figura 81), "relay", "left stepping", "right stepping" e mais comumente em "stepover" (CHRISTIE-BLICK & BIDLE, 1985; HASUI & COSTA, 1991).



Figura 79 - Metaconglomerados oligomíticos do Grupo Riachão do Ouro, com seixos estirados na direção do eixo X.



Figura 80 - Zonas de cisalhamento rúptil-dúctil de larguras milimétricas e comprimentos centimétricos, no interior dos granitóides da Suíte Serra do Boqueirão. Estão preenchidas por veios de quartzo.



Figura 81 - Zonas de cisalhamento rúptil-dúctil preenchidas por veios de quartzo leitoso. Caracteriza-se um segmento reto, adjacente ao martelo, e uma terminação "en échelon", no lado direito da foto, semelhante a um arranjo tipo "rabo-de-cavalo transtensivo".

Apresentam-se com traços geralmente retos nos granitóides do setor II, contudo, não raramente, observam-se zonas de cisalhamento ligeiramente curvas que evoluem para "open tension gashes" e estão ligadas a curvaturas, ou micro-"releasing bends" nos setores I, II e III. O espaçamento entre os sistemas de zonas de cisalhamento é extremamente variado, podendo atingir alguns decímetros. Com base na dimensão das feições de dilatação associadas, estima-se um rejeito mínimo de 3-5 cm para estas zonas (Figuras 82 e 83).

As estruturas de dilatação associadas as zonas de cisalhamento são preenchidas por mobilizados quartzosos, os quais podem apresentar-se cisalhados e com fibras de crescimento. Tais feições ocorrem geralmente nas terminações de muitas zonas de cisalhamento rúptil-dúctil e, na maioria dos casos analisados, mostra assimetria dextral.

Existem estruturas de dilatação em cunha (triângulos), romboédricas e sigmoidais.

As estruturas triangulares, cujas bases dos triângulos coincidem com as zonas de cisalhamento rúptil-dúctil, encontram-se predominantemente preenchidas por quartzo e têm dimensões milimétricas a centimétricas.

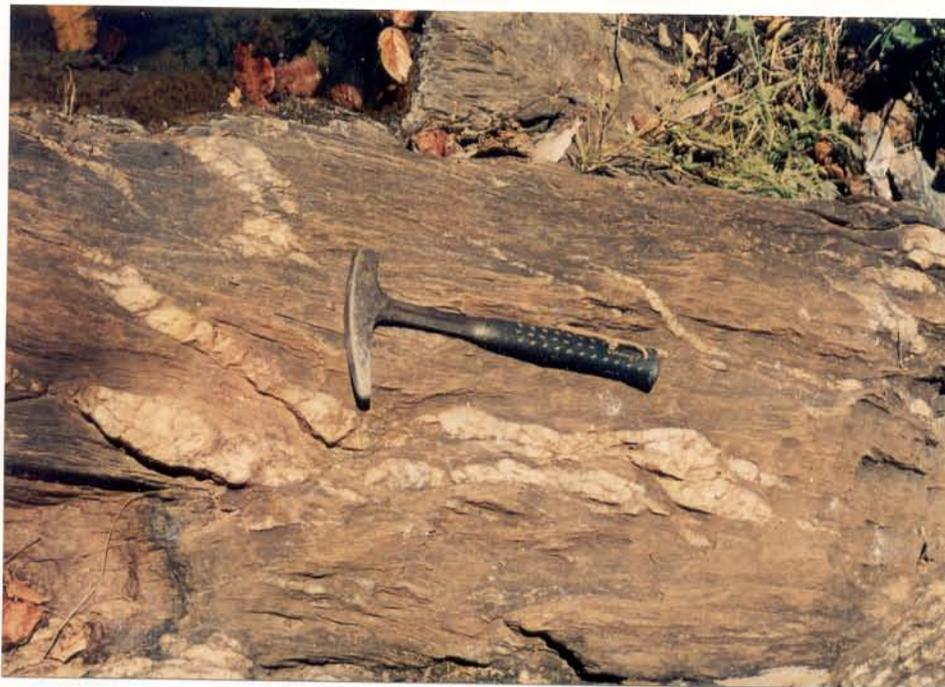


Figura 82 - Frações quartzosas preenchendo aberturas sigmoidais "en échelon" sob efeito de um binário dextral. Quartzitos micáceos do Grupo Riachão do Ouro.



Figura 83 - Aberturas sigmoidais preenchidas por mobilizados quartzosos em zonas de cisalhamento rúptil-dúctil.

O tipo romboédrico é preenchido predominantemente por quartzo e em menores proporções por clorita e epidoto, e associam-se a sistema "en échelon" entre as zonas de cisalhamento rúptil-dúctil. Suas larguras médias, perpendiculares às paredes das zonas de cisalhamento representam o espaçamento, e seus comprimentos, paralelos às paredes das zonas, correspondem ao recobrimento e a magnitude do deslizamento (BALLANCE & READING, 1980; SEGALL & POLLARD, 1983). Tais estruturas foram geradas a partir do estabelecimento de um campo de tensões nas terminações das zonas de cisalhamento, promovendo interações extensionais e conseqüentemente estruturas do tipo "pull-apart". Na maioria dos casos, as aberturas são cinematicamente consistentes com as rotações do binário dextral, constituindo-se em critérios confiáveis para a análise cinemática.

As estruturas sigmoidais estão ligadas a segmentos transtensivos gerados a partir das mudanças nas direções das zonas de cisalhamento rúptil-dúctil (Figura 83). Na progressão da movimentação, tais segmentos trativos podem evoluir para duplexes direcionais transtensivos, cujos planos de movimentação são preenchidos por mobilizados quartzosos (Figura 84).



Figura 84 - Duplexes direcionais transtensivos ligados a segmentos curvos de zonas de cisalhamento rúptil-dúctil. Os veios encontram-se alojados nas zonas secundárias. Granitóides da Suíte Serra do Boqueirão.

A Figura 85 mostra um feixe de fraturas distensivas ou "tension gashes", ocupando as posições de cisalhamento Y/D, P, R, T e R', relacionadas a zonas de cisalhamento rúptil-dúctil dextrais existentes no setor III. Na progressão da movimentação ocorrida durante o pulso 3 podem experimentar compressão (Figura 86).

2.4.2.3.9 Clivagem de Crenulação

Em vários afloramentos observa-se uma clivagem de crenulação afetando a foliação milonítica e o bandamento composicional. A elas se associam dobras centimétricas, simétricas e assimétricas e em mitra, e marcadas pela foliação Sm (desenvolvida durante o pulso 3) (Figura 87). A interseção entre a clivagem de crenulação e a foliação Sm gera uma lineação de intersecção subvertical a fortemente inclinada.

2.4.3 Aspectos Petrográficos e Microtramas

2.4.3.1 Trama de Forma

2.4.3.1.1 Complexo Alto Paraná

a) Gnaisses Tonalíticos

Os **gnaisses tonalíticos** são os tipos litológicos mais comuns no Complexo Alto Paraná, apresentam



Figura 85 - Feições de dilatação preenchidas por mobilizados quartzosos e ocupando as direções de Y/D, R, R, e T, nos granitóides da Suíte Serra do Boqueirão.



Figura 86 - Veio dobrado durante a progressão da deformação de zonas de cisalhamento dúctil-rúptil.

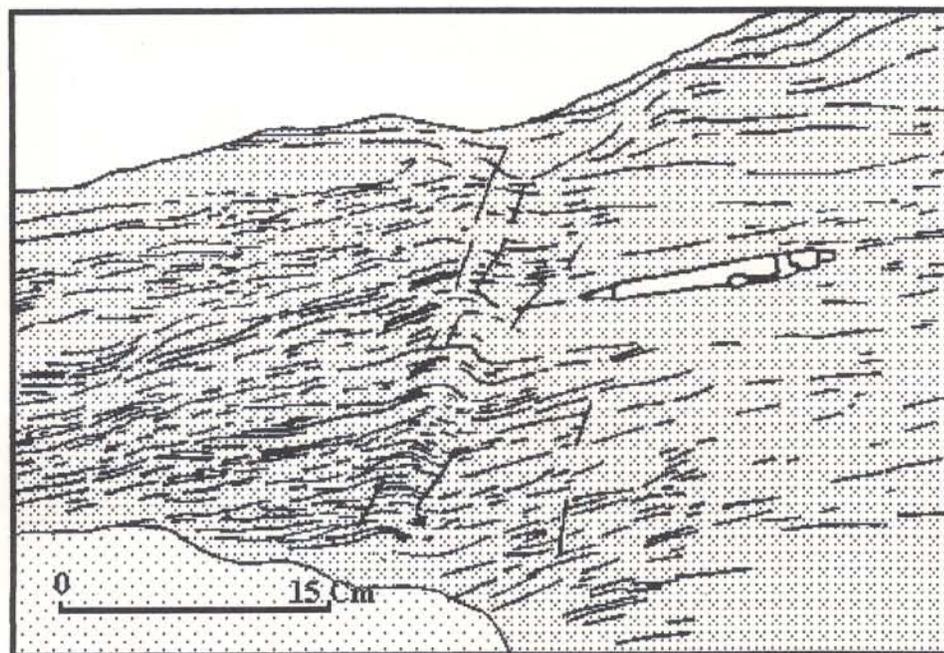


Figura 87 - Clivagem de crenulação impondo dobras na foliação milonítica Sm dos quartzitos miloníticos do Grupo Riachão do Ouro. Corrego São José. Município de Dianópolis.

texturas tipomórficas e têm granulação média a grossa; as proporções médias das fases minerais constituintes estão na Tabela 01. Exibem textura granolepidoblástica heterogranular e suas texturas intergranulares são representadas pelo bandamento formado por intercalações milimétricas a centimétricas de faixas com quartzo e plagioclásio, muito raramente microclínio intersticial, com leitos tabulares, por vezes irregulares, descontínuos, de espessuras bastante variadas e compostos de biotita e/ou hornblenda. Arranjos formados por cristais de quartzo fortemente achatados, de feldspatos elipsoidais e arredondados, e de hornblenda e/ou biotita orientados, definem uma textura foliada (SPRY, 1969), por vezes milonítica (BELL & ETHERIDGE, 1973) (Figura 88).

Como representante da mineralogia essencial, o **quartzo** apresenta proporções volumétricas variando de 34,3% a 42%, tem granulação de até 1.5 mm e ocorre intersticialmente em relação ao plagioclásio, mas pode definir faixas contínuas de cristais fitados. São comuns as acentuadas bandas de extinção formando ângulos variados com a foliação; como microestruturas de deformação, existem ainda os "kink-bands" e as extinções ondulantes. Não raramente, marcando "recovery", existem subgrãos poligonais formando agregados granoblásticos com contatos em ponto tríplice, localmente nas fitas ou nas bordas de cristais equiaxiais. Novos grãos "strain free", com limites irregulares e

	PDA-77-A	PDA-90-J	PDA-76-A	PDA-76C
Quartzo	34,3	33,4	42,00	33,8
Plagioclásio	47,20	50,1	45,20	51,50
Microclínio	3,7	-----	-----	-----
Biotita	13,20	9,3	-----	10,40
Hornblenda	-----	5,2	11,6	3,2
Epidoto	0,5	0,8	0,2	0,2
Clorita	0,3	0,6	0,2	0,5
Zircão	0,1	-----	0,2	-----
Titanita	0,5	0,6	0,2	0,4
Sericita	0,1	-----	0,2	-----
Opacos	0,1	-----	0,2	-----

Tabela 01 - Análise modal dos gnaisses tonalíticos do Complexo Alto Paraná.

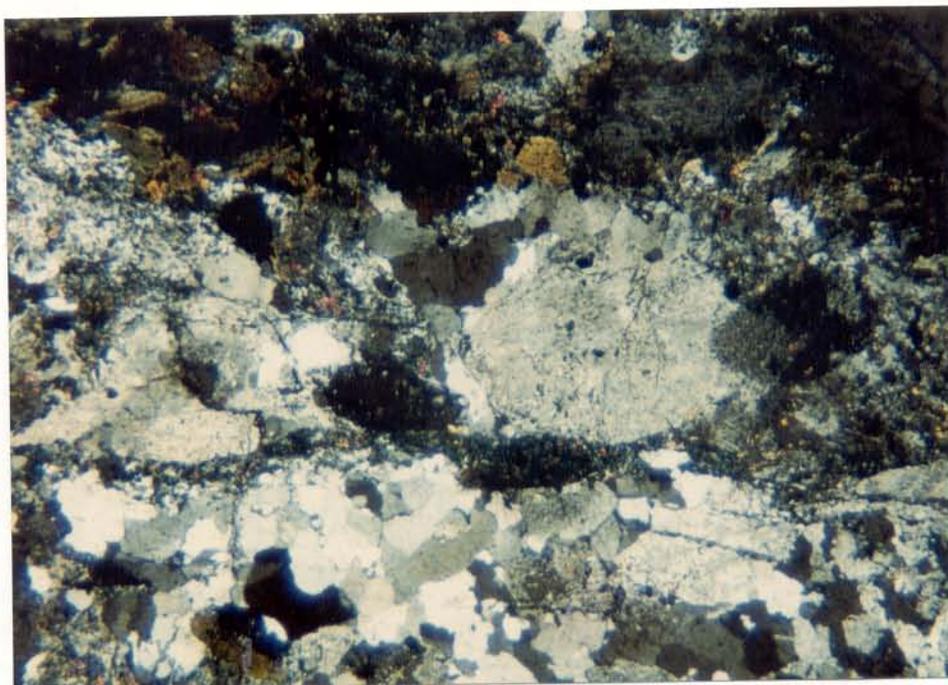


Figura 88 - Biotita-hornblenda gnaisses do Complexo Alto Paranã. O bandamento metamórfico é dado por concentrações máficas esparsas intercaladas a frações félsicas ricas em quartzo e plagioclásio ocelares. NX, 40X.

interpenetrados, demarcando migrações expressivas dos seus limites, são comuns ao longo das fitas.

Os cristais de **plagioclásio** apresentam contatos côncavo-convexos a retilíneos entre si, têm composição variando de An₂₂ até An₂₈, compõem faixas de grãos xenomórficos a localmente subdiomórficas, ocorrem em proporções modais de 45,2 a 51,50% e mostram granulação variando de 0,5mm a 3,0mm; em alguns pontos, encontram-se cristais de diâmetros excepcionais de até 6 cm. Exibem forte extinção ondulante e possuem maclas polissintéticas do tipo albita-periclina. As maclas podem estar encurvados, ou formando "kinks", ou afetados por microfalhas sintéticas dextrais (Figura 89). Correntemente, o acúmulo de cristais equiaxiais de quartzo ao redor dos cristais de plagioclásio pode definir texturas "core-and-mantle" de WHITE (1976).

Em algumas amostras as variações de granulação permitem, às vezes, definir bimodalidades tipo matriz e porfiroclastos. No geral, os cristais de plagioclásio encontram-se bastante alterados para sericita-muscovita e para carbonatos, sendo que os primeiros ocupam posições interleptônicas (Augusthitis, 1973) ligados aos planos de clivagem e maclamento.

Em uma única amostra (Tabela 01) o microclínio foi identificado em proporções de 3,7%, ocorrendo

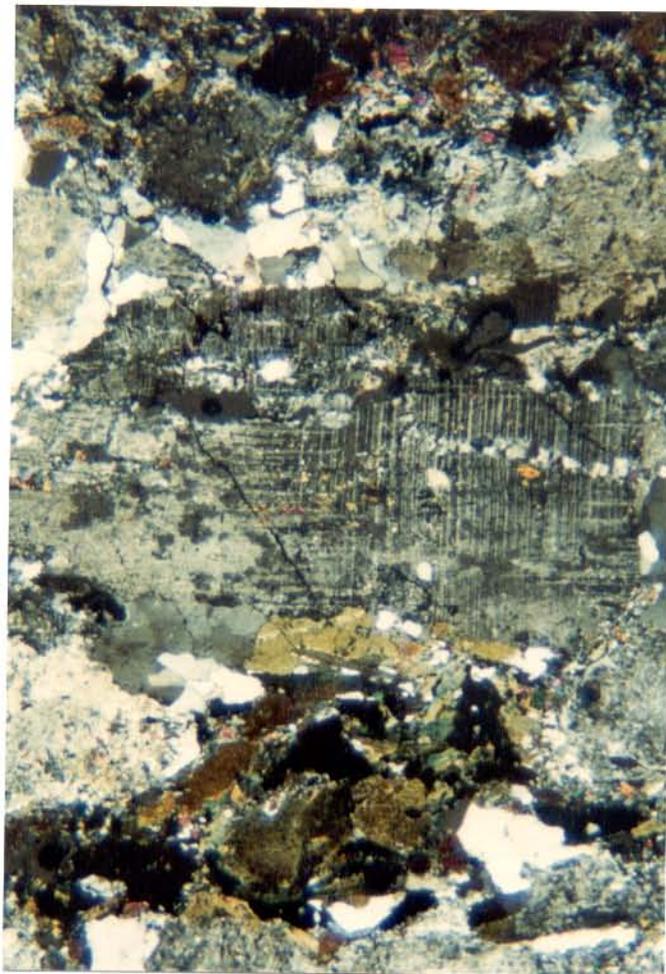


Figura 89 - Biotita-hornblenda gnaisses do Complexo Alto Paranã. Notar as microfalhas no porfiroclasto de plagioclásio provocando "kinks" nas clivagens. Internamente ocorrem neoblastos poligonais. Observam-se ainda as frações quartzosas com freqüentes microestruturas de recristalização. NX, 40X

sob a forma de cristais xenomórficos com granulação menor que 0,6mm e nítido maclamento xadrez. Localmente, os cristais mostram fraca extinção ondulante e estão alterados para argilo-minerais.

No que concerne aos **minerais varietais**, a **biotita** ocorre em quase todos os exemplares analisados, em porcentagens de até 13,20% nos hornblenda gnaisses e biotita gnaisses respectivamente, e apresentam pleocroísmo forte nas direções de vibração X=verde, Y=Z=castanho. Formam faixas, cujos indivíduos são geralmente xenomórficos a subdiomórficos, mostrando bordas corroídas e irregulares, que podem indicar efeitos de recristalização com transferência de massa. Algumas vezes, exibem evidências de fortes liberações de opacos na região de borda e encontram-se alterados para clorita. Microestruturas tipo mica-"fish" (biotita-"fish") encontram-se localmente, além de microdescontinuidades contrárias à orientação principal dos cristais sob a forma de fraturas intergranulares pontuadas por opacos e clorita.

Ao longo das bandas de máficos, essencialmente a biotita e hornblenda, as tramas de forma de assimetria externa tipo S-C de BERTHÉ et al. (1979), encontram-se muito paralelizadas. Contudo, pode-se visualizar tal microestrutura próximo às bandas félsicas, onde, internamente aos cristais de quartzo fitados, subgrãos subprismáticos fitados denunciam a direção da foliação S e os

trens de biotita e hornblenda marcam a foliação C. Padrões escalonados ("stair-step") podem ser encontrados localmente, com patamares e lanços alternados; os primeiros são paralelos à clivagem (001) das micas e concordantes com a direção da foliação S, e os segundos mostram-se paralelos à direção de C.

Comumente, as faixas de biotita circundam os cristais ocelares de plagioclásio, impondo-lhes manto de forma anastomosada. Nesse caso, os cristais de feldspatos tornam-se sistemas porfiroclásticos sincinemáticos σ_a de SIMPSON & SCHMID (1983), com simetria interna monoclinica e sombras de pressão marcadas por quartzo em agregados poligonais restritos; "kinks" na clivagem são comuns. Localmente, associam-se sericita e muscovita. Os cristais de biotita podem exibir halos pleocróicos pela inclusão de zircão ou apatita.

A **hornblenda** ocorre em proporções modais de até 11,60% nos biotita gnaisses e hornblenda gnaisses. Os cristais são subdiomórficos a xenomórficos e de hábito prismático, com eixos cristalográficos maiores orientados paralelos à direção de (001) das micas e, por conseguinte, coincidentes à direção da foliação C; compõem ainda o bandamento gnáissico. Estão comumente alteradas para clorita nas bordas e ao longo de clivagens em intercrescimento mimético. Podem exibir fraturas intragranulares, algumas

lísticas, as quais evoluem, a partir de movimentação diferencial, para pequenos "kinks" nas posições das clivagens. Raramente ocorrem sob forma sigmoidal e apresentam pleocroísmo forte nas direções X=verde amarelado, Y=verde e Z=amarelo esverdeado.

No quadro dos minerais acessórios, encontram-se: o epidoto, que se apresenta incolor, em cristais idiomórficos a subdiomórficos, com relevo alto, bastante fraturados, tamanhos em torno de 0,3mm, e pode ocorrer ainda como mineral secundário, evoluindo a partir da transformação do feldspato (saussuritização); titanita sob a forma de cristais losangulares idiomórficos, com tamanhos em torno de 0,1mm, coloração marrom e relevo alto; apatita como traços; e zircão em cristais prismáticos euédricos, com dimensões de 0,2-0,6mm e cor neutra.

Como importantes minerais de alteração associados, existem a sericita e o carbonato, além do epidoto, provenientes da desestabilização do plagioclásio. A clorita ocorre como pequenos intercrescimentos miméticos, quando derivada da biotita, e como porções irregulares nas bordas da hornblenda, com cor de interferência cinza ferro; à essa transformação associa-se forte liberação de opacos.

b) Anfibolitos

Ao microscópio petrográfico os **anfibolitos** apresentam-se com texturas nematoblástica e granoblástica, com indivíduos exibindo orientações de seus eixos cristalográficos c paralelos à direção de estiramento máximo e definindo a foliação Sm, ligado ao pulso de deformação 3, ao nível dessas rochas. Apresentam bandamento metamórfico diferenciado (bandamento composicional) bastante irregular, incipiente e descontínuo, geralmente milimétrico, composto por frações ricas em hornblenda contornando e isolando segmentos ricos em plagioclásio e raros cristais de quartzo (Figura 90).

A **hornblenda** ocorre em proporções variando de 60% a 70% e tem granulação entre fina a média, ou seja existem cristais de 0,7mm a 1,8mm. Os cristais são idioblásticos a subdioblásticos e dispõem-se em faixas, nas quais suas formas externas são muito irregulares e aparentemente corroídas pelos cristais de plagioclásio. A análise de seus limites revelam-se predominantemente curvilíneos e até côncavo-convexos; ainda na interface com o plagioclásio pode haver interpenetração. Não raramente, encontra-se clorita ao longo das clivagens. Alguns grãos podem exibir localmente textura poiquiloblástica (Augusthitis, 1973), encerrando quartzo e plagioclásio. Seu pleocroísmo é forte,



Figura 90 - Anfibólitos do Complexo Alto Paranã. Notar a textura granonematoblástica dada pela orientação de cristais de hornblenda. Encontra-se também internamente aos cristais de plagioclásio transformações para sericita e epidoto. NX, 40X.

sendo que as maiores absorções são $X < Y < Z$, tal que X=amarelo esverdeado, Y=verde amarelado e Z=verde oliva.

Com relação aos cristais de **plagioclásio**, apresentam composição entre An_{42} e An_{40} , têm proporções modais variando de 15% a 20%, mostram-se subdioblásticos a idioblásticos, possuem dimensões de 0,28mm a 1,0mm e exibem limites variáveis, desde irregulares até retilíneos. Durante sua metablastese assimilam porções de hornblenda, corroendo-as e liberando opacos avermelhados, os quais preenchem interleptonicamente as fraturas. Podem ter ocorrido reações sinantéticas entre esta fase e as hornblendas, dando origem a bordas de reação, e resultando na liberação de quartzo.

Os cristais de **plagioclásio** podem apresentar-se totalmente sericitizados e englobando epidoto com formatos subcirculares. Apresentam extinção fracamente ondulada e as maclas são do tipo albita.

O **quartzo**, em quantidades inferiores a 5%, apresenta-se como cristais xenoblásticos, com contatos suturados, localmente retilíneo, indicando recristalização. Marcando "recovery", existem agregados granoblásticos poligonais, tendo contatos em ponto tríplice. Podem invadir a hornblenda e o plagioclásio. Como microestruturas de deformação, o quartzo exhibe bandas de extinção, além de forte extinção ondulante.

Corpos tabulares de mobilizados quartzo-feldspáticos milimétricos a centimétricos, de composição tonalítica, tendo essencialmente quartzo e plagioclásio, e concordantes com os anfibolitos. Estruturas de degradação mecânica, tipo microfratura, estão provavelmente ligadas à atuação secundária do regime "cold working" (PARK, 1989).

A mineralogia secundária é representada pela sericita, gerada a partir da alteração dos cristais de plagioclásio.

2.4.3.1.2 Grupo Riachão do Ouro

a) Filitos Bandados

Foram analisadas oito seções delgadas paralelas ao plano XZ, com investigação direta dos eixos de simetria X_1 e X_2 dos filitos bandados. Na sua mineralogia, dominam sericita, muscovita e clorita em um "mixed layer", em proporções modais de 55,7% a 60,1%, e quartzo em torno de 25,1% a 36%, além de opacos (óxidos de Fe) excepcionalmente atingindo 1,1%, contudo, são em geral menores que 1%. Nos filitos do Morro do Carneiro, as porcentagens de opacos atingem até 5%, provavelmente devido à presença de material carbonoso.

- Bandamento composicional

Com relação às tramas de forma tipomórficas, a mais expressiva é o bandamento composicional (Figura 91), definido pela alternância de bandas micáceas (sericítica) com bandas quartzosas, ou com agregados quartzosos lenticulares. Ressalta-se ainda, nas bandas micáceas, o efeito de orientação preferencial da forma externa das palhetas de sericita tabulares idioblásticas, em arranjos lepidoblásticos.

O bandamento composicional compreende uma distribuição uniforme alternada de frações quartzosas (leitos-Q) e frações sericíticas (leitos-P). Os leitos P e Q têm aparentemente as mesmas composições, contudo, existem variações nas proporções volumétricas de mica e quartzo. Nos filitos do Morro do Carneiro, o bandamento composicional inclui leitos acinzentados a negros, de natureza provavelmente carbonosa.

O domínio micáceo (leitos-P), que é o mais importante, corresponde a concentrações de sericita alinhadas e alongadas paralelamente aos limites do domínio. A foliação interna é caracterizada por pequenas lâminas separadas, às vezes, por filmes de óxidos de coloração avermelhada, que se distribuem de forma anastomosada contornando microlentes de sericita e muscovita grossa.

Localmente, no interior dos domínios micáceos, existem estruturas do tipo S-C marcadas pela sericita, nas quais a foliação C é paralela ao bandamento composicional. Os ângulos interfoliações são muito variados, existindo situações paralelizadas, com simetria externa (SIMPSON, 1986) ortorrômbica (Figura 92), até francamente assimétricas, com simetria externa monoclinica; nesse caso indicando processos de deformação não-coaxial e rotação dextral. Microdobras simétricas e assimétricas, interbandamento e impostas na foliação milonítica (Sm), podem resultar de movimentação ao longo da superfície-C.

Nos domínios sericíticos ocorrem sistemas porfiroclásticos de simetria interna monoclinica e do tipo σ (PASSCHIER & SIMPSON, 1986), correspondendo a palhetas de muscovita pisciforme de EISBACHER (1970). Podem ainda ser simétricas, com terminações fortemente afiladas e alinhadas segundo o plano da foliação, e sob a forma de "spindle-shaped" (TAKAGI, 1986). Suas bordas são geralmente bem definidas e sem corrosão importante. Ao longo desses porfiroclastos é comum encontrar-se microfalhas sintéticas e antitéticas pontuadas por opacos. Podem representar microfalhas de empurrão ou microfalhas normais com perfil reto ou lítrico. Tais falhas são entendidas em termos de que as palhetas de muscovita, localmente, comportam-se como minerais resistentes (WHITE et al., 1980) que não acomodam a deformação por mecanismos cristaloplásticos, gerando fraturas

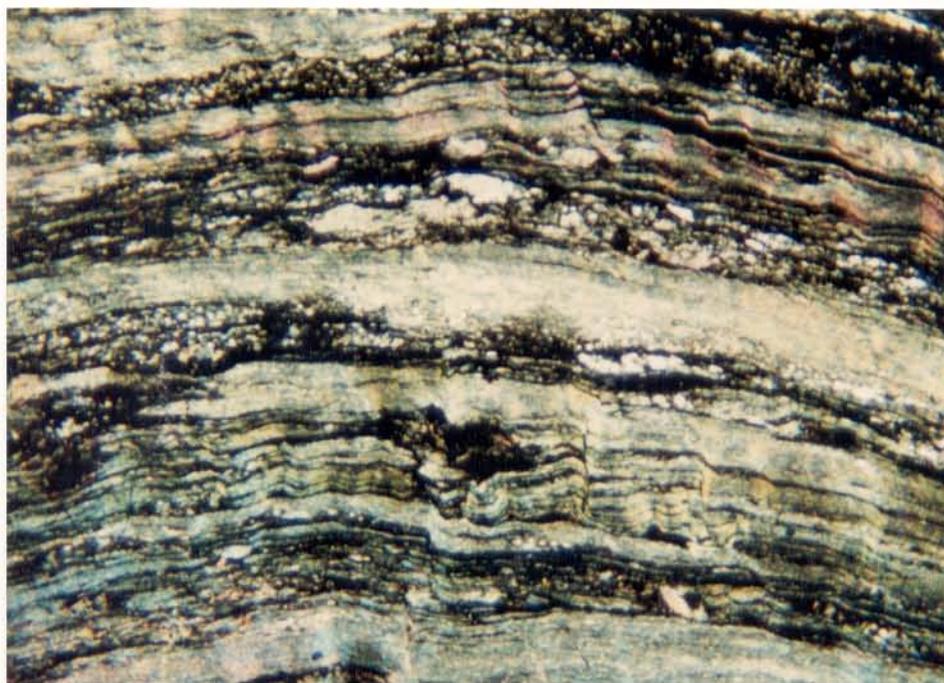


Figura 91 - Filitos bandados do Grupo Riachão do Ouro. Bandamento composicional dado pela intercalação de bandas ricas em mica branca e bandas quartzosas. NX, 160X.

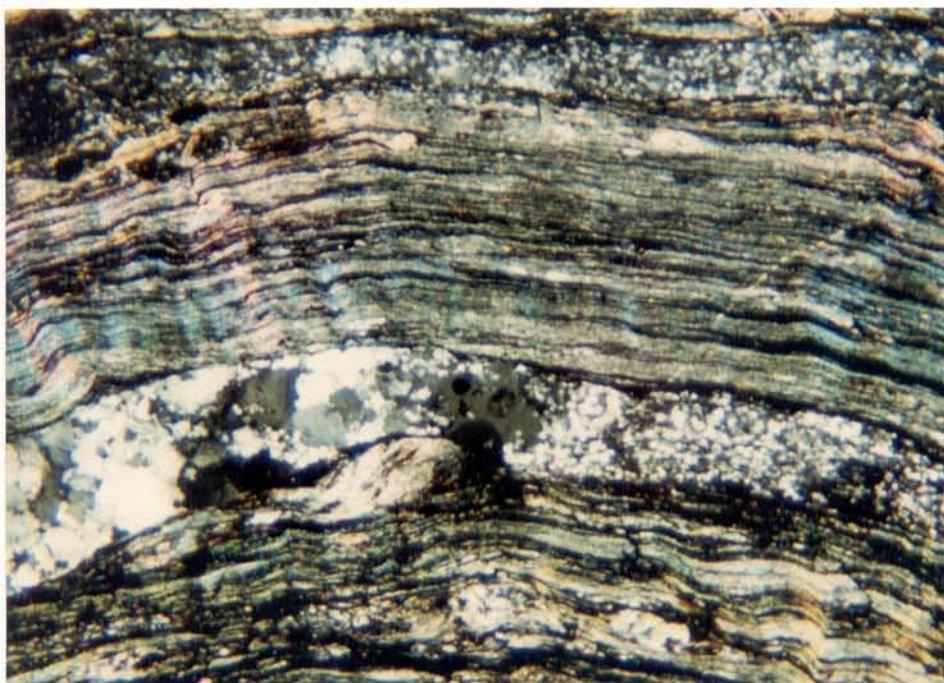


Figura 92 - Bandas quartzosas ribonadas parcialmente com estruturas de recuperação, com pequenos agregados poligonais em ponto tríplice e com estruturas de recristalização, grãos grandes a "strain free", com limites lobados, indicando migração de limites. Nas porções micáceas porfiroclastos "spindle-shaped". NX, 160X paralelizados ao bandamento.

no sistema porfiroclástico. Essas microdescontinuidades podem ser transmitidas através das micas como fraturas transgranulares, ocupando espaços interleptônicos, que, normalmente, representam direções de fraqueza microestrutural, como os planos (001). Cristais de muscovita e sericita podem apresentar encurvamento e "kinking" (Figuras. 91 e 93) nas suas clivagens, por efeito de rotação mecânica.

O domínio quartzoso (leito-Q) é marcado pela presença de bandas e/ou lentes a base de quartzo e menores quantidades de sericita e filmes de opacos em posições intergranulares. De acordo com a estrutura reticular, os eixos-c não se mostram orientados, tendo extinção reta em diferentes posições. Apresentam-se idioblásticos, com limites retilíneos e em ponto tríplice, e com hábito hexagonal em franca poligonização (Figura 92), denunciando a atuação de processos de "recovery" (BELL & ETHERIDGE, 1973).

Freqüentemente, o bandamento composicional encontra-se crenulado (Figura 91) e superposto por clivagens de crenulação (Figura 94). As clivagens compõem domínios subplanares sericíticos orientados, caracterizando "locus" em que o bandamento composicional é dobrado heterogeneamente. Os domínios micáceos da clivagem de crenulação (Domínios-P, de KNIPE, 1981) coincidem com os flancos das microdobras



Figura 93 - Sistemas porfiroclásticos σ_a de muscovitas pisciformes, internos as frações micáceas. Na porção superior encontram-se cristais de muscovita com clivagens em padrão de pilhas embricadas. NX, 160X.

associadas e mostram considerável enriquecimento em micas, opacos e eventualmente material carbonoso (?). Localmente, as crenulações podem ser marcadas por microdobras irregulares do tipo "buckle" (Figura 95) em função do bandamento constituir trama formada por leitos de composição diferente.

Assim, alternam-se domínios micáceos, com forte trama de forma ("cleavage structure"), com domínios caracterizados por um menor grau de orientação perpendicular ao bandamento composicional ("microlithons").

- Crenulações e Clivagem de Crenulação

Tratam-se de clivagens espaçadas na classificação de POWELL (1978) e de BARKER (1990), podendo ser também do tipo discreto (Figura 94) ou mais comumente zonal (Figura 95), adotando-se a classificação de GRAY (1977a,b).

As microdobras podem ser simétricas ou assimétricas, porém as últimas são mais comuns.

As clivagens podem ser paralelas aos limbos das microdobras ou em casos de aumento da taxa de deformação, correspondem a microfalhas paralelas aos flancos das dobras, talvez feições de dissolução por pressão, gerando os tipos "U" e "S" (Figura 95).

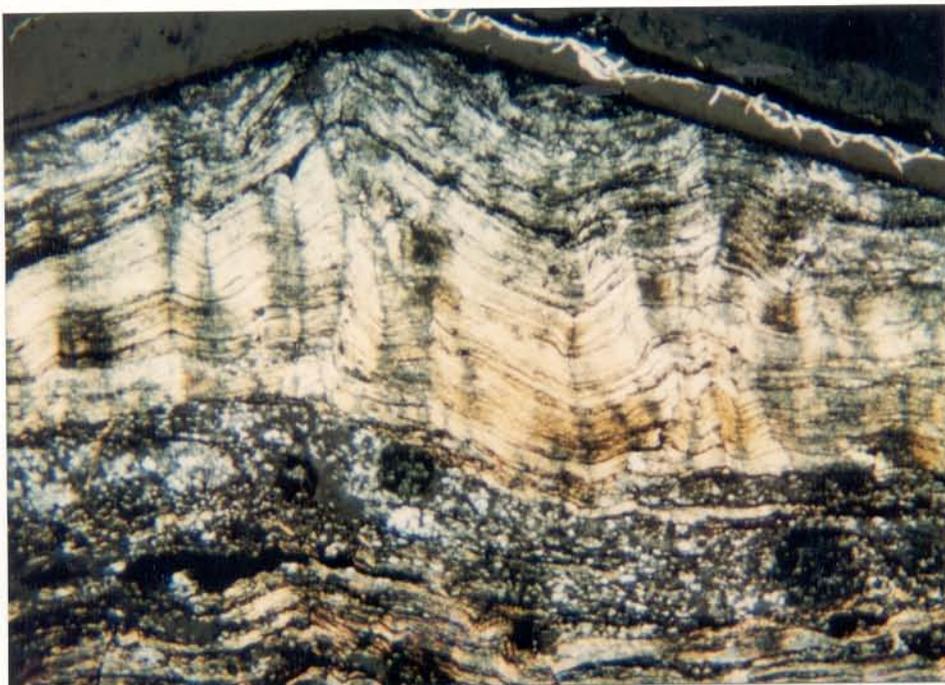


Figura 94 - Clivagem de crenulação discreta impondo "kinks" e "chevrons" nos leitos-P micáceos dos filitos bandados do Grupo Riachão do Ouro.NX, 40X.

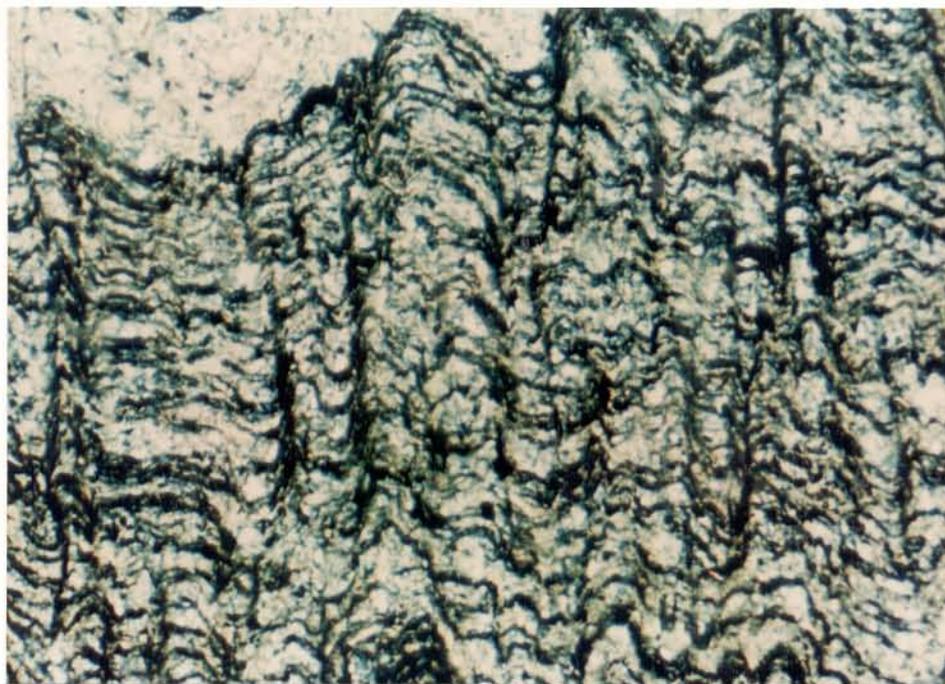


Figura 95 - Clivagens de crenulação zonal superimpondo-se ao bandamento composicional dos filitos bandados. Geram-se microdobras simétricas (mais raras) e assimétricas com padrões em "U" e "S". As concentrações escuras em posição plano-axial as dobras podem corresponder a "dark seams" ligadas à "pressure solution". N//, 160X.

b) Quartzitos Miloníticos

A mineralogia principal dos quartzitos miloníticos compreende quartzo (>80%), sericita (até 20%), turmalina, que pode atingir valores variando de 19 a 20% nos quartzitos (turmalinitos S.S), clorita e muscovita, normalmente como traços. Como acessórios ocorrem opacos (magnetita), zircão, epidoto e argilo-minerais, estes produtos de alteração.

A análise das seções delgadas envolveu cortes perpendiculares à foliação e paralelos à lineação, observando-se assim o plano de máxima deformação XZ. Os quartzitos miloníticos apresentam grandes variações microestruturais, observando-se exemplares fracamente deformados (Figura 96) até tipos petrográficos com altas taxas de deformação (Figura 97). É possível descrever toda a série clássica de SIBSON (1977, 1983), indo desde protomilonitos e milonitos até ultramilonitos e blastomilonitos.

Nas rochas fracamente deformadas, o quartzo ocorre como grãos globulares anômalos, detríticos e xenomórficos, com relação axial em torno de 1:1 a 2:1, apresentam como microestruturas de deformação, no conceito de BELL & ETHERIDGE (1973), a freqüente extinção ondulatória/mosqueada, e são separados por matriz

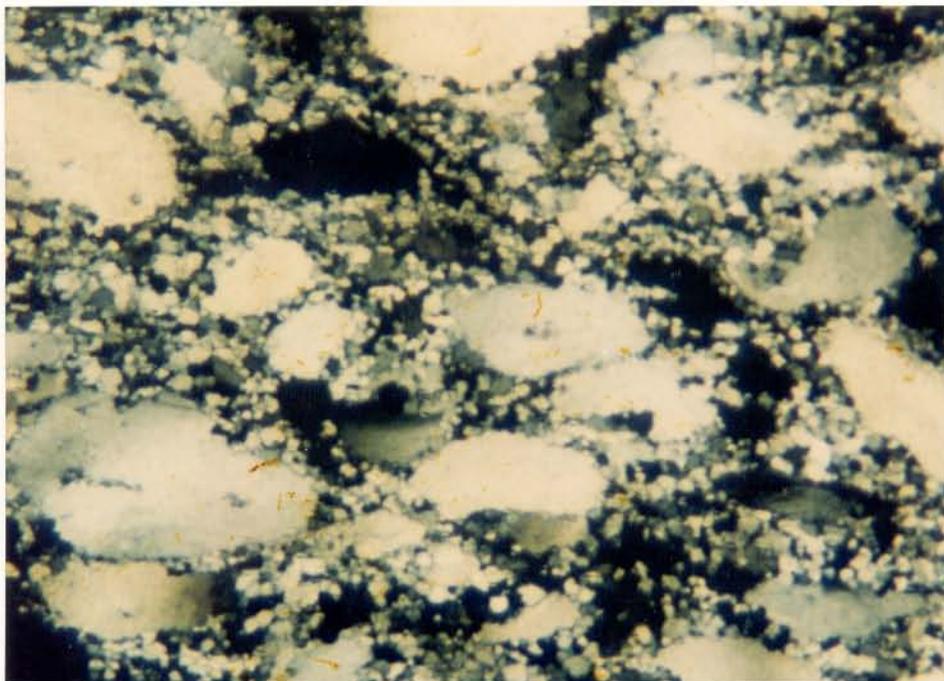


Figura 96 - Quartzitos com fraca taxa de deformação com porfiroclastos alongados e relações axiais entre 3:1 a 5:1. Estruturas "core-mantle". NX, 40X.

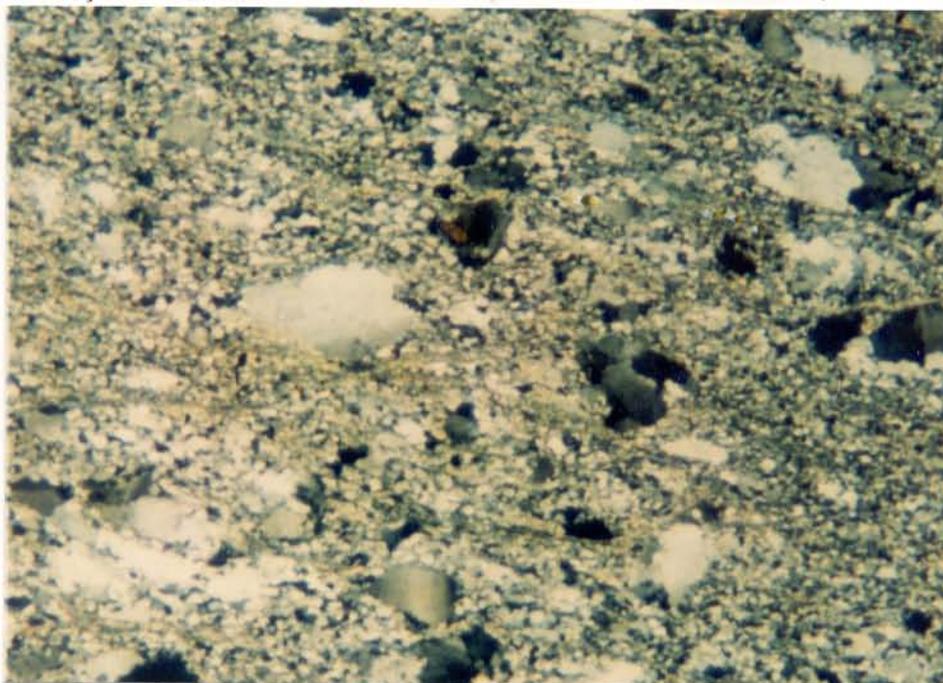


Figura 97 - Quartzitos fortemente deformados. A quantidade de matriz é nitidamente superior a de porfiroclastos. A matriz gerada por processo cristaloplástico encontra-se fortemente recuperada e recristalizada. São comuns porfiroclastos com sombra de pressão e limites lobados indicando migração importante. NX, 40X

milonítica/ultramilonítica de granulação fina e extensivamente cominuída; a matriz é composta de subgrãos quartzosos granoblásticos poligonais e/ou subgrãos subprismáticos fitados de LISTER & SNOKE (1984), além de cristais de quartzo achatados. Existem ainda subgrãos poligonais localizados nas bordas, marcando processos de "recovery". Localmente, limites lobados marcam o processo de recristalização. Os grãos globulares freqüentemente comportam-se como sistemas porfiroclásticos, do tipo σ_a de PASSCHIER & SIMPSON (1986), heterogranulares, com caudas marcadas por sombras de pressão ricas em agregados quartzosos poligonais granoblásticos e com cristais de sericita filiformes associados (Figura 98).

Nos **quartzitos miloníticos com moderada deformação**, o bandamento é definido pela variação no tamanho dos grãos e pela concentração de sericita/muscovita alternadas com faixas quartzosas. Os porfiroclastos de quartzo são alongados, alinham-se na direção da foliação, apresentam suas relações em torno de 3:1 a 5:1 (Figura 99) e exibem estruturas tipo "core" e "mantle" de WHITE (1976); os núcleos são relictos, apenas localmente recristalizados, marcados pela presença de extinção ondulante e de "deformation bands" retas e em leques, com limites paralelos e oblíquos à foliação milonítica (Figura 98). Localmente, "kink-bands" estão presentes podendo ter limites retos ou curvos, constituindo sítios para a recristalização de quartzo

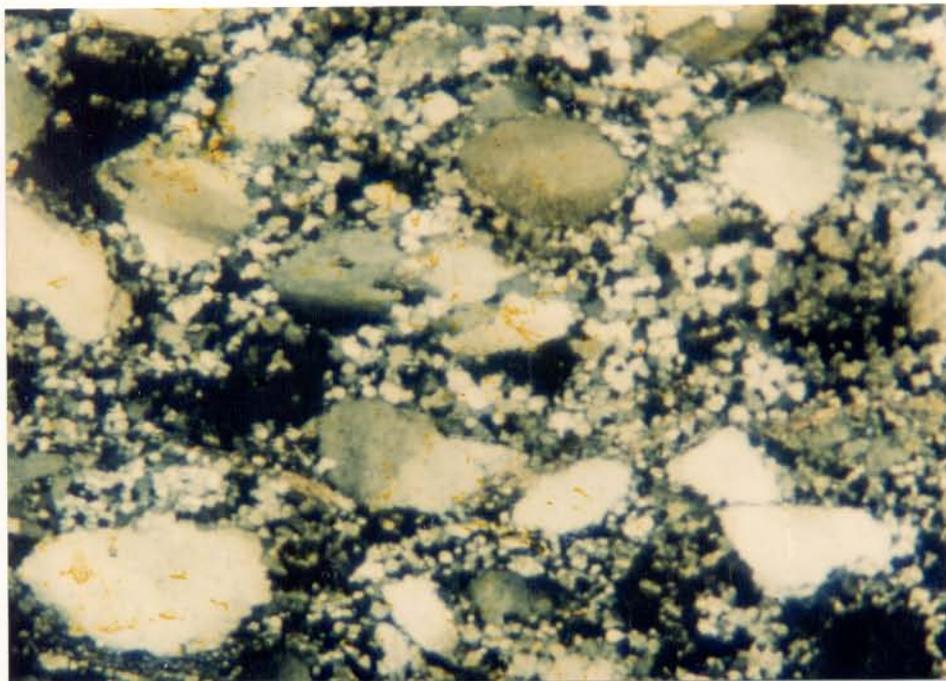


Figura 98 - Quartzitos com forte recuperação e porfiroclastos com bandas de deformação e "kinks" internos. Localmente, os planos de "kinks" podem representar sítios para recristalização. NX, 40X.

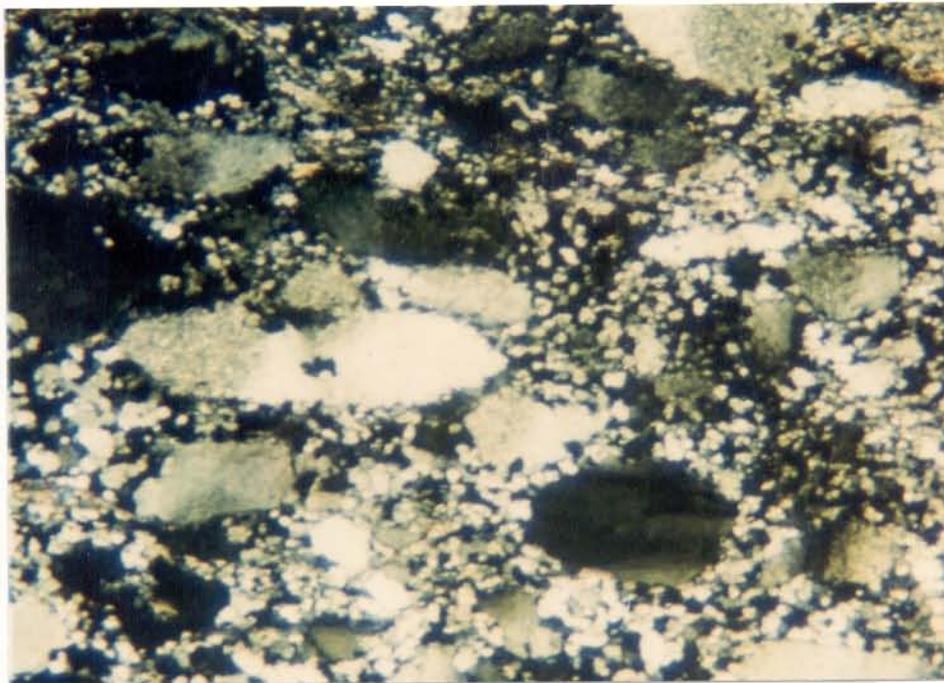


Figura 99 - Contraste entre grãos globulares anômalos/elisóidais e grãos fitados. A matriz milonítica encontra-se sob forte efeito de recuperação e recristalização. Grão fitado exibe pequena recristalização interior com neoblastos a "strain-free". NX, 40X

junto com sericita filiforme. São cobertos por um manto de grãos e agregados poligonais equigranulares diminutos (menores que 0,036mm), de extinção picotada e recristalizados nas bordas de forma dinâmica ou sintectônica. Nos grãos mais achatados podem se estender sobre toda a sua superfície (Figura 100). Tais agregados, juntamente com os limites lobados, parecem truncar as bandas de extinção, demonstrando sua formação tardia. Lamelas de deformação com inclinações de 85° a 40° em relação a foliação C podem estar presentes no interior dos grãos fitados. Grãos de quartzo microbudinados também ocorrem e os espaços entre os budins são marcados acentuadamente por subgrãos e neoblastos de quartzo.

Nas amostras de **quartzitos com deformação considerada forte**, existe um aumento no volume de matriz gerada por processos cristaloplásticos, envolvendo deslizamento intracristalino. Os subgrãos de quartzo podem ocorrer com mais freqüência no interior dos grãos, orientados ao longo de planos de cisalhamento transgranulares e de "kink-bands". A recristalização intragranular, em estágios avançados, pode promover a separação do porfiroclasto em várias partes. Localmente, os grãos apresentam-se budinados, estando os budins separados por material muito recristalizado. Porfiroclastos alongados tipo "ribbon grain" ocorrem com freqüência paralelos à foliação ou contornando grãos globulares. Limites lobados e irregulares e grãos localmente "strain free" sugerem recristalização. A foliação

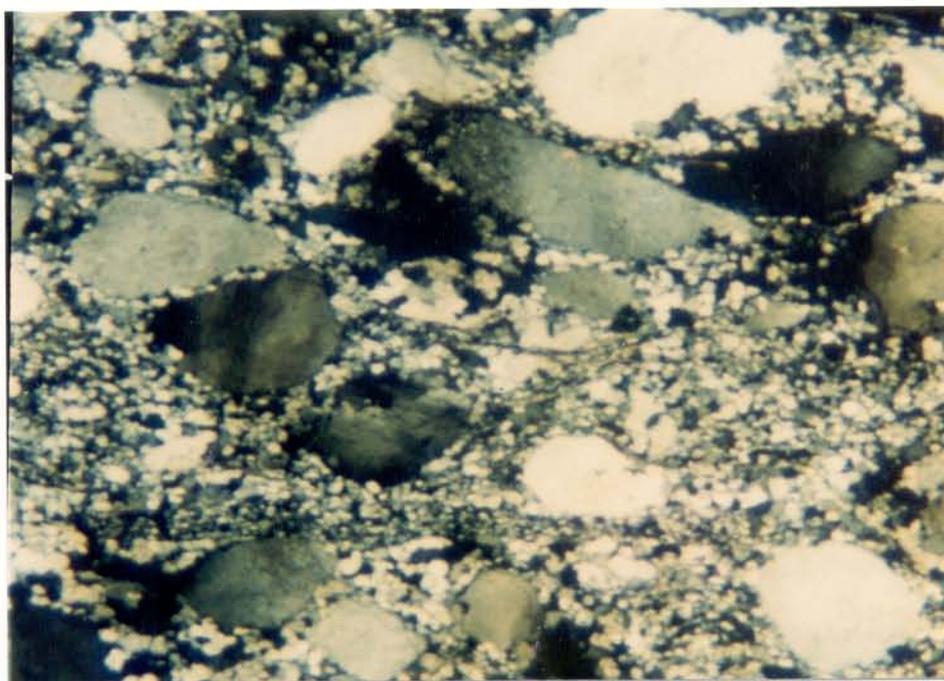


Figura 100 - Quartzitos ricos em porfiroclastos elipsoidais, mostrando ainda a alternância de faixas com diferentes granulações ricas em subgrãos equiaxiais, e subprismáticos fitados. Os porfiroclastos exibem bandas de deformação e extinção ondulante. NX, 40X.

desenvolvida é similar a SA de KNIPE & LAW (1987) e correlacionável à foliação C de BERTHÉ et al. (1979).

A forte trama milonítica anastomosada desenvolve-se, amoldando-se aos porfiroclastos de quartzo, sendo definida por cristais de quartzo granoblásticos equiaxiais, subgrãos subprismáticos fitados e abundantes palhetas de sericita e muscovita como porfiroclastos assimétricos tipo σ_a pisciformes. Dupla foliação tipo S-C, indicando simetria externa monoclinica, é comum e sugere rotação dextral.

Os grãos de **quartzo fitados** são compostos de faixas de subgrãos alongados, paralelos à foliação C/SA, separados por subgrãos subprismáticos fitados, recristalizados e com limites alongados oblíquos à superfície C/SA, definindo uma foliação SB, ou S_m' de HACKSPACHER & LEGRAND (1989) ou S de LISTER & SNOKE (1984), sendo compatível com a rotação dextral; a foliação S é marcada tanto pelo alinhamento dos eixos maiores dos subgrãos subprismáticos fitados e grãos recristalizados retangulares lobados, quanto pelo alinhamento dos seus limites.

Nos tipos **blastomiloníticos**, observam-se microestruturas relacionadas a crescimento de grãos (cristais), dominantes nos casos definidos por subgrãos com limites prismáticos alongados obliquamente dentro de bandas

recristalizadas paralelas à foliação SB. Estas são separadas por leitões compostos de quartzo e sericita filiforme paralelos à foliação SB. A obliquidade da foliação SB fornece consistentemente sentido de rotação dextral. Localmente, grãos equiaxiais de quartzo estão presentes.

Nos **turmalinitos** existem grãos de quartzo "strain free", com limites lobados e irregulares, sugerindo franca recristalização. O limite dos grãos é marcado por extensiva interpenetração dos limites dos cristais em todas as direções, podendo mostrar efeitos de dissolução por pressão expressa pela presença de impurezas (opacos pontuais); nesse caso, poderia indicar recristalização com transferência de massa (LISTER & SNOKE, 1984). A recristalização é induzida pela migração de limites dos grãos por processos de deslizamento intracristalino em fluxo plástico, concentrando-se em direções interleptônicas de menor densidade de deslocações.

As palhetas de **sericita** ocorrem em quantidades variáveis, desde concentrações de 20% até traços, e definem, juntamente com pequenos grãos de quartzo a "strain free" e subgrãos poligonais e subprismáticos fitados, a foliação milonítica da matriz. Esse arranjo contorna anastomoticamente os porfiroclastos globulares e fitados. Em geral, apresentam suas maiores dimensões e clivagem (001) paralelas à direção da foliação C ("micro shear bands") e SA.

Sistemas porfiroclásticos σ_a , representados por micas pisciformes (EISBACHER, 1970), têm dimensões variando de 1mm a 3mm, na maioria dos casos com simetria interna monoclinica, devido aos efeitos de microbudinagem e microfraturamento/falhamento. Os domínios micáceos, que em geral apresentam-se paralelizados a foliação C/SA, podem ser marcados por cristais de muscovita "spindle-shaped" paralelas a C e correspondem à foliação "fish" no sentido de HAMMER (1986).

Nos domínios micáceos ocorrem "trails" de muscovita pisciforme ao longo da foliação C, a qual também pode ser definida por pequenas descontinuidades. A clivagem (001) das micas, nas porções mais cominuídas, é paralela à foliação C e nas porções mais internas dos porfiroclastos σ_a é paralela à foliação S. Os contornos da muscovita pisciforme são irregulares. Tais domínios apresentam microfeições tipo patamares e lanços, com os patamares sendo compostos por sericita e opacos paralelos à foliação C.

Deformação descontínua é evidenciada nos porfiroclastos resistentes de turmalina, sob a forma de pequenas divisibilidades basais. Turmalinas pisciformes também ocorrem e contribuem para a definição da foliação S-C.

Cristais reliquiares idiomórficos de zircão ocorrem como acessórios, além de cristais xenoblásticos de epidoto.

Clorita, sob a forma de cristais idioblásticos tabulares concordantes com a foliação milonítica, existe no interior dos domínios micáceos.

Opacos ocorrem como acessórios mostrando geometrias bastante variadas, existindo cristais octaédricos de magnetita com sombras de pressão, ou sob a forma de opacos pisciformes, ou fortemente lenticulares e achatados, e linearizados no plano da foliação. Outro tipo de opacos se refere a pontuações intergranulares ao longo da foliação C.

c) Formações Ferríferas

A nível microscópico, as bandas quartzosas e as ferríferas tabulares apresentam-se regularmente espaçadas e com limites bem definidos (Figura 101) nos litotipos preservados da deformação. Nos tipos deformados, o bandamento é caracterizado por níveis anastomóticos e com orientações variadas. Leitos ultramiloníticos com cristais de quartzo extremamente cominuídos intercalam-se aos leitos menos deformados (Figura 102).

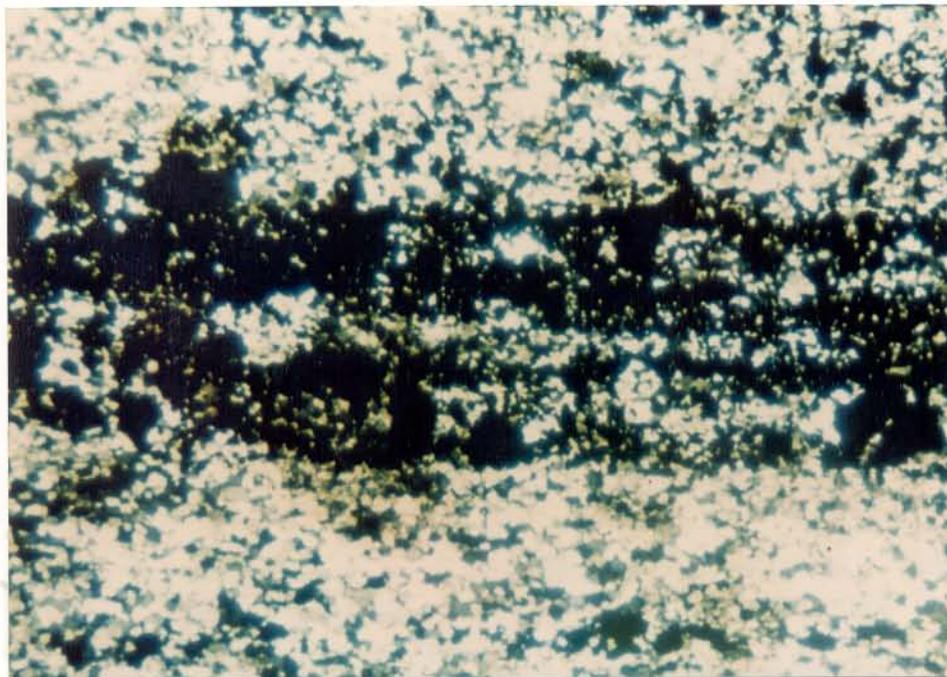


Figura 101 - Bandamento composicional em BIF's, formado por faixas de cristais de quartzo fortemente poligonizados e com subgrãos em junção tríplice, alternadas com faixas ricas em hematita. NX, 160X.

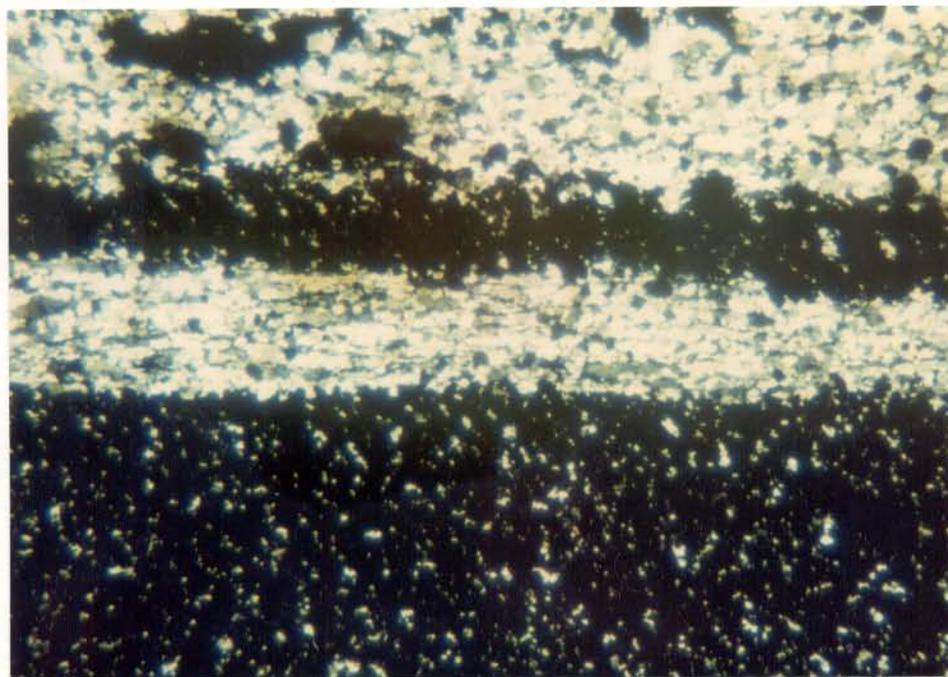


Figura 102 - Formação ferrífera com hematita, milonitizada, na qual a banda silicosa compreende subgrãos subprismáticos fitados evidenciando a atuação de processos de recuperação. Localmente, neoblastos maiores e com limites irregulares indicam a recristalização. Notar a lenticularidade de agregados de opacos no canto inferior direito. NX, 160X.

Feições semelhantes ocorrem nos níveis ferríferos. Ao longo das bandas ricas em opacos comumente encontram-se agregados de óxidos de Fe, por vezes com forma sigmoidal pisciforme (Figura 103). Os níveis de opacos podem estar afetados por dobras, com estilos assimétricos e compatíveis com a rotação dextral. Internamente as bandas quartzosas, a foliação S ou SA corresponde a uma forte trama cristalográfica e de forma, definida pelo alinhamento de subgrãos subprismáticos fitados em ângulo + α menor que 30° em relação ao bandamento composicional; tal relação é compatível também com a rotação dextral.

Cristais de magnetita podem também ocorrer como porfiroclastos σ com orlas de pressão framboidais, tipos pirita e composta, de RAMSAY & HUBER (1983) (Figura 104).

d) Metadacitos

Ao microscópio petrográfico distinguem-se duas variedades faciológicas. A primeira, com boas exposições no córrego São José e na mina dos Tapuios na cidade de Dianópolis, é rica em clorita (Figura 105); e a outra, presente no Córrego Getúlio, pobre em clorita (Figura 106).

A variedade rica em clorita é blastomilonítica com faixas de cristais de quartzo equigranular, em arranjos granoblásticos poligonais, e de



Fig. 103 - Formação ferrífera milonítica, com magnetita, extremamente transposta e com dupla foliação do tipo S-C. Notar a presença de comboios de opacos fenticulares assimétricos, além das microdobras locais. N//. 40X.



Figura 104 - Porfiroclasto σ_a de magnetita com orla de pressão framboidal do tipo composta. Na matriz observam-se faixas compostas por fibras de quartzo. NX, 40X.

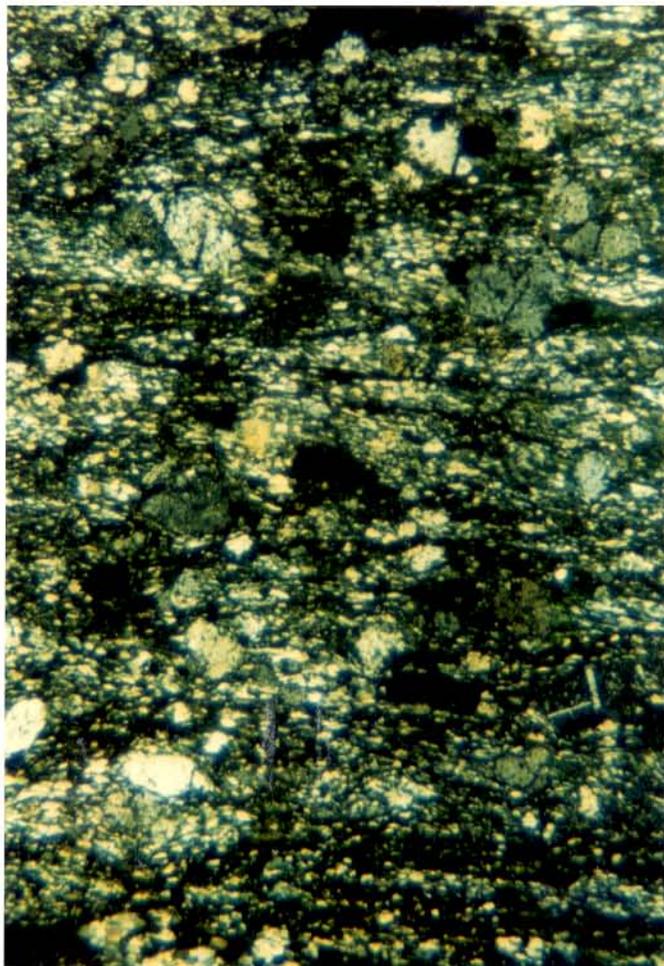


Figura 105 - Metadacitos milonitizados do Grupo Riachão do Ouro. Apresentam-se fortemente foliados, com faixas de porfiroclastos alternados com faixas quartzo-cloríticas. Comumente, observam-se porfiroclastos elipsoidais de plagioclásio, com sombras de pressão mostrando simetria interna monoclinica. Localmente, encontram-se simetria externa monoclinica sendo esta no geral ortorrômbica. N//, 160X.

feldspatos subordinados, separadas por faixas lepidoblásticas compostas por clorita e opacos idióblásticos, losangulares, octaédricos e retangulares, tratando-se provavelmente de sulfetos e magnetita; tais faixas alternam-se e caracterizam, a nível de seção delgada, um microbandamento pervasivo (Figura 107).

Destaca-se a presença de porfiroclastos ocelares de plagioclásio de até 1,0mm de diâmetro, com maclamento polissintético albita-carlsbad e por vezes albita-periclíneo; provavelmente correspondem a fenocristais relictos.

O **quartzo** apresenta-se em grãos finos equiaxiais ao longo da matriz microbandada e em proporções modais de até 24%.

O **plagioclásio** ocorre como grãos diminutos ao longo da matriz blastomilonítica, em proporções modais de até 9,6% e composição An_9 , mas destacam-se também como porfiroclastos em proporções de até 10,3%, com caudas tipo σ_a , de PASSCHIER & SIMPSON (1986), consistentes com a assimetria dextral. Em função das maclas encontrarem-se parcialmente apagados, não foi possível determinar suas composições.

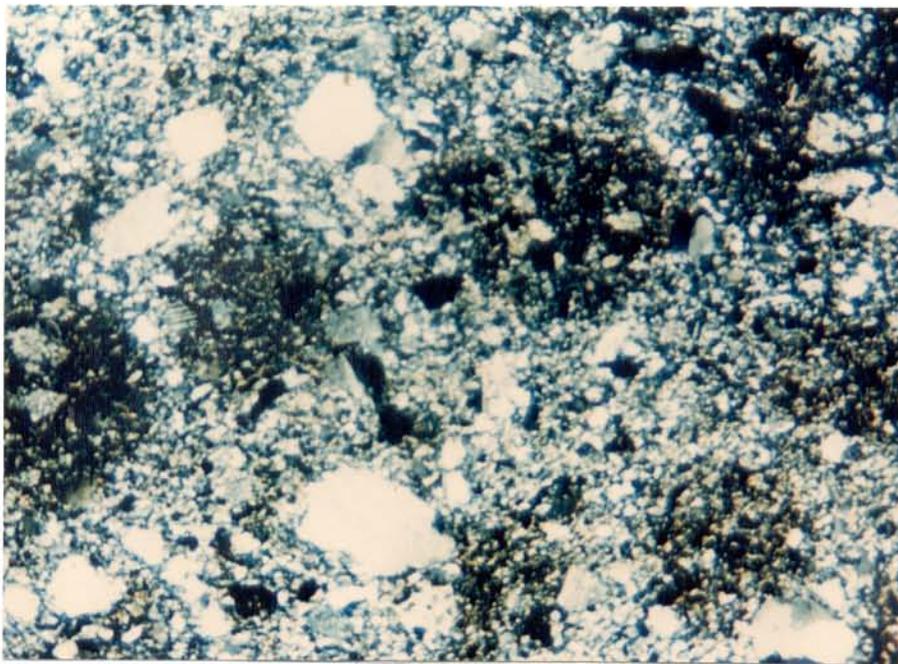


Figura 106 - Metadacitos fracamente deformados no córrego Getúlio. Destacam-se ainda microfenocristais de quartzo vulcânico bi-piramidal e os plagioclásios ripiformes com "bends", "kinks" e fraturas abundantes. Destaca-se a recrystalização do quartzo em alguns porfiroclastos. NX, 160X.

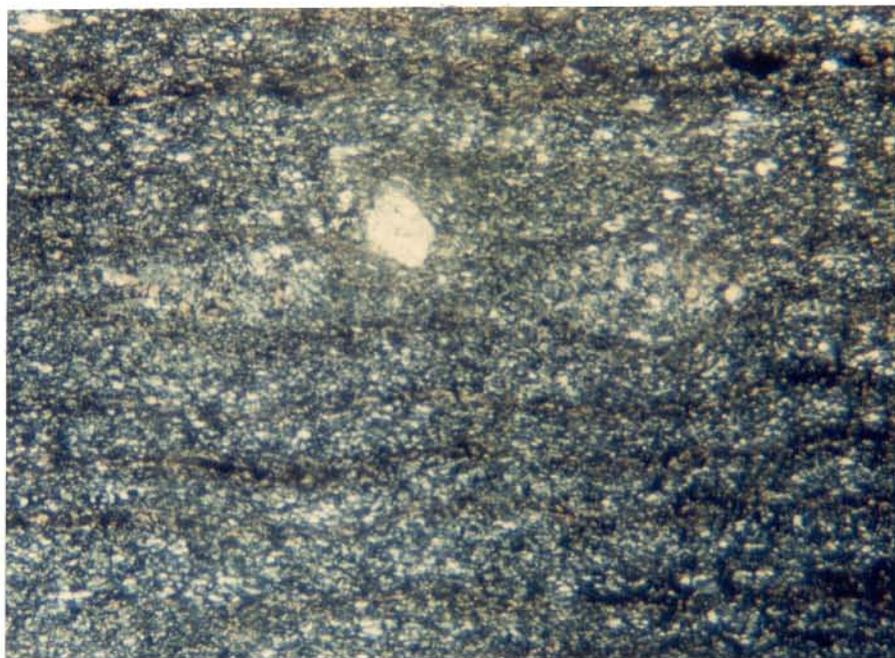


Figura 107 - Nítido microbandamento dado por faixas cloríticas verde-amareladas das faixas quartzo-feldspáticas de granulação fina fortemente recrystalizadas e recuperadas. Destacam-se porfiroclastos de relictos de quartzo bipiramidal vulcânico. Metadacitos. NX, 40X.

A **clorita** alcança proporções modais de até 50,6%, tem pleocroísmo forte nas direções X=amarelo-esverdeado e Y=verde-oliva. Ocorre como cristais finos idioblásticos com hábito tabular e forma arranjos paralelos ao microbandamento e à foliação C. Ademais, contornam os porfiroclastos de plagioclásio de forma anastomosada e compõem arranjos monoclinicos de tramas de forma assimétricas tipo foliação S-C, com ângulos agudos +ve interfoliações indicando rotação dextral.

Deve-se destacar a grande quantidade de cristais opacos idioblásticos em concentrações de até 2% nas faixas cloríticas.

Como **minerais secundários** registra-se a presença de ankerita (?) formando veios paralelos ao microbandamento. Epidoto ocorre como traços, além de raros cristais de muscovita.

Nas variedades petrográficas de metadacitos com pouca clorita, destacam-se tipos holocristalinos, leucocráticos e com textura porfirítica reliquiar formada por microfenocristais de quartzo e plagioclásio imersos em matriz fina e composta de quartzo, feldspato e clorita. As rochas desta variedade também apresentam texturas miloníticas, porém estão mais preservadas

da deformação do que os tipos litológicos anteriormente descritos.

O **quartzo** apresenta-se como agregados de pequenos cristais distribuídos ao longo da matriz e poligonizados, indicando processo de "recovery". Pode ocorrer também sob a forma de microfenocristais subédricos, localmente com faces preservadas e hábito bipiramidal. Como estruturas de deformação são comuns as extinções ondulantes e as bandas de deformação. Cristais maiores recristalizados por migração de seus limites (URAI et al., 1986) existem localmente.

O **plagioclásio** tem composição variando de An₄ a An₉, apresenta-se como cristais xenoblásticos na matriz e como porfiroclastos com hábito colunar ripiforme e maclas segundo a lei da albita. As microfraturas e as microfalhas nos porfiroclastos formam ângulos altos com a foliação milonítica Sm e com o binário dextral NNE-SSW.

A **clorita** ocorre como cristais subdioblásticos dispostos ao longo da matriz, contribui para a definição da foliação da rocha e seu eixo maior é paralelo aos limites dos grãos. Apresenta pleocroísmo fraco X=amarelo-pálido e Y=Z=verde-amarelado.

e) Metaconglomerado

A matriz dos **metaconglomerados oligomíticos** corresponde a um quartzito de granulação fina, penetrativamente foliado e recristalizado.

A matriz dos **metaconglomerados polimíticos brechóides**, quando analisada microscopicamente, não mostra mais suas características singenéticas, tipo forma, granulação e arredondamento original. A matriz mostra-se bastante recristalizada, com grãos "strain free" e com limites lobados irregulares e interpenetrados, evidenciando que a recristalização é decorrente da migração de limites de grãos, e localmente sericítica.

f) Metarenitos

Ao microscópico identifica-se uma textura granoblástica, ressaltando uma tênue foliação dada pelas concentrações descontínuas de cristais de clorita contornando frações quartzosas; as últimas são caracterizadas por agregados granoblásticos equiaxiais, denunciando forte "recovery".

2.4.3.1.3. Suíte Serra do Boqueirão

a) Granitóides Pouco Deformados

- Tonalito Cantu

Este corpo inclui basicamente hornblenda tonalitos. Nas áreas mais afastadas das zonas de cisalhamento, distinguem-se rochas com textura ígnea bem preservada do tipo granular hipidiomórfica. As proporções modais dos minerais são mostradas na Tabela 2.

O **quartzó** ocorre em proporção modal variando de 19,8% a 42,3% e como cristais anédricos de dimensões variando desde 0,5mm até 3,0mm; seus contatos são retilíneos entre si e com cristais de plagioclásio, contudo, com os últimos e com os cristais de anfibólio podem ser irregulares, com limites côncavo-convexos e até mesmo protrudentes. Nos tipos menos deformados é comum cristais de quartzó com extinção reta preenchendo espaços intersticiais entre os cristais de plagioclásio e de hornblenda. Podem ainda ocorrer como inclusões subcirculares nos cristais de plagioclásio e hornblenda.

Os cristais de **plagioclásio** ocorrem em proporções volumétricas entre 35,3% e 53,4%, têm composição variando de An₃₂ a An₃₆, apresentam hábito colunar

	PDA-94	PDA-04	PDA-01	PDA-02	PDA-03	PDA-102-A
Quartzo	42,3	27,7	20,9	23,9	19,8	26,4
Plagioclásio	35,3	42,9	53,4	46,6	48,4	41,6
Microclínio	-----	tr	-----	0,1	-----	-----
Hornblenda	8,4	14,9	17,0	20,9	21,4	26,8
Biotita	tr	-----	-----	-----	-----	-----
Apatita	-----	tr	0,1	-----	tr	-----
Zircão	tr	-----	-----	tr	tr	tr
Epidoto	3,0	1,1	-----	tr	-----	0,6
Tremolita	-----	tr	-----	-----	-----	-----
Clorita	0,8	12,3	8,3	8,5	10,4	4,6
Carbonato	3,6	-----	tr	-----	tr	-----
Sericita	2,4	tr	tr	tr	tr	tr
Actinolita	3,8	1,1	0,3	tr	tr	tr
Opacos	0,4	-----	-----	-----	tr	-----

Tabela 02 - Análise modal dos hornblenda tonalitos da Suite Serra do Boqueirão

prismático, mostram tamanhos uniformes, com dimensões em torno de 0,3mm a 1,1cm, e exibem maclamentos polissintéticos do tipo albita e albita-periclíneo. Por vezes, encontram-se saussuritizados e imersos em massa carbonática.

Em todas as amostras analisadas é pronunciada a alteração do plagioclásio para sericita e epidoto (clinozoizita(?)). Tais cristais secundários encontram-se orientados e ocupam espaços interleptônicos (espaços intermaclamentos de direção (001) e intracristalinos na direção de clivagem (010)). Os cristais de sericita, orientados dentro do cristal de plagioclásio, resultaram de reação sinantética entre cristais de plagioclásio e as fases fluidas geradas durante o processo de cisalhamento, através da penetração intracristalina de soluções. A epidotização do plagioclásio é generalizada e não há evidência de orientação preferencial dos cristais de epidoto, sendo que alguns mostram hábito microlítico ou ocorrem como diminutos cristais anedrais com tendência circular.

Em alguns locais, existem também cristais de plagioclásio alterados para carbonatos sob a forma de finos cristais cintilantes.

Cristais de microclínio ocorrem subordinadamente e mostram típicas maclas xadrez.

O **anfibólio**, em porcentagem variando de 8,4% a 26,8%, representado principalmente pela hornblenda, é o principal mineral ferromagnésiano no Tonalito Cantú. A hornblenda apresenta granulação variando de 2,0mm a 1,2cm, por vezes é poiquilítica, tem tendência unimodal e exibe hábito colunar prismático curto. Outras características dos cristais de hornblenda são: pleocroísmo forte e igual a Z=verde intenso, Y=amarelo esverdeado e X=verde amarelado; maclas com indivíduos em arranjos múltiplos do tipo polissintético; e halos pleocróicos em torno das inclusões de cristais de apatita.

O **anfibólio sódico** (actinolita ?) apresenta-se em cristais de hábito fibro-radial, verde pálidos, em textura de substituição, projetando-se a partir das bordas dos cristais de hornblenda e indicando desequilíbrio (Figura 108).

Os cristais de **hornblenda** podem, menos pronunciadamente, apresentar-se alterados para tremolita com pleocroísmo moderado, dado pelas seguintes direções de vibrações: X=incolor; Y=verde amarelado; e Z=verde pálido brilhante.

Cristais de **clorita** de 5,0mm de comprimento e com porcentagens variando de 0,8% a 12,3% são freqüentes nas rochas tonalíticas; eles derivam da

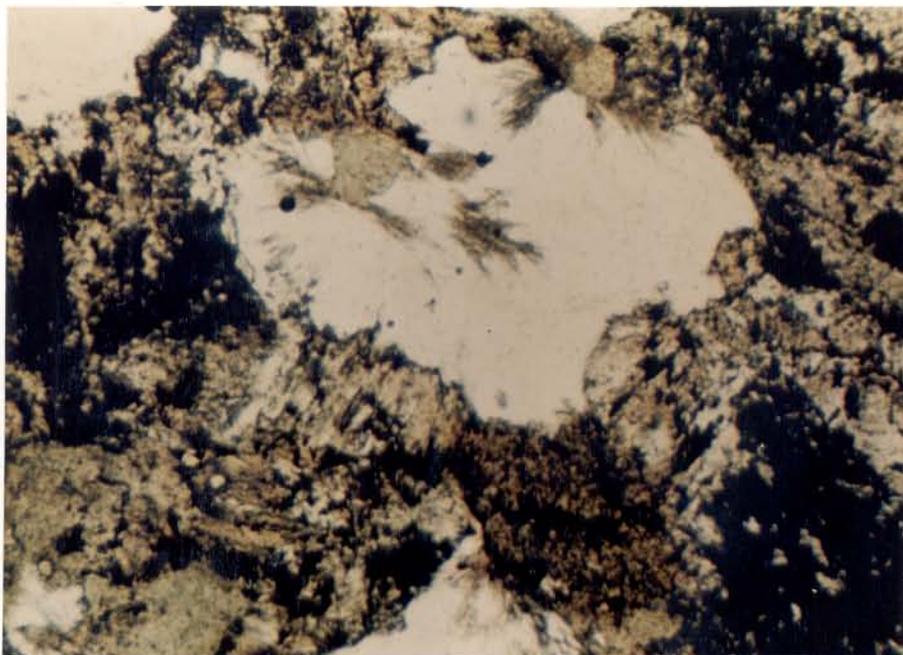


Figura 108 - Cristais de hornblenda dos hornblenda tonalitos mostrando textura de substituição por anfibólio sódico (actinolita) em cristais de hábito fibro-radial verde-pálido em sobrecrescimento do tipo plumagem. N//, 40X.

hornblenda, têm hábito lamelar e apresentam pleocroísmo moderado nas direções de vibração X=amarelo pálido e Z=Y=verde pálido.

Como **minerais acessórios** encontram-se a alanita intersticial, de cor alaranjada e com pleocroísmo fraco, cristais de apatita inclusos no quartzo e nas hornblendas, e cristais euédricos de zircão.

- Trondhjemitos

A constituição mineralógica e as respectivas proporções modais dos trondhjemitos são apresentados na Tabela 03.

Os cristais de **quartzo** são intersticiais, têm dimensões variando entre 1,0mm e 8,0mm, ocorrem em proporções modais desde 24,0% até 43,6%, apresentam contatos retos entre si e com os cristais de plagioclásio e podem ainda compor a mesóstase dos tipos rochosos deformados, com granulação menor que 0,036mm.

Os cristais de **plagioclásio** ocorrem em proporções modais de 42,8% a 70,4%, são geralmente euédricos a subédricos, têm composição variando entre An₆ e An₁₅ e apresentam dimensões em torno de 1,0cm. Comumente, estão alterados para sericita e epidoto (clinozoizita(?)), o último

	PDA-9-A	PDA-11-C	PDA-14-A	PDA-12-B	PDA-65-A	PDA-66-A	PDA-67-B
Quartzo	24,6	24,0	27,9	35,3	43,6	35,8	37,0
Plagioclásio	70,4	68,2	57,9	59,5	42,8	52,8	51,7
Microclínio	0,7	4,1	0,0	0,8	5,8	4,0	5,6
Hornblenda	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----
Biotita	-----	0,1	1,5	-----	0,4	3,0	0,6
Epidoto	2,9	3,2	7,2	2,2	1,5	1,3	0,9
Sericita/ Muscovita	0,1	-----	1,3	1,8	1,3	2,9	0,4
Actinolita	1,3	0,2	2,8	0,3	2,8	0,2	3,6
Clorita	0,0	0,1	0,0	0,1	1,1	-----	-----
Titanita	-----	0,1	1,4	0,0	0,7	-----	-----
Zircão	tr	-----	tr	-----	-----	-----	tr
Opacos	-----	-----	-----	-----	-----	-----	0,2

Tabela 03 - Análise modal dos trondhjemitos da Suite Serra do Boqueirão.

devido ao processo de saussuritização, por vezes, existem cristais de muscovita maiores que 0,2mm no interior e nas bordas dos cristais de plagioclásio.

O **microclínio**, com maclamento xadrez nítido, ocorre como cristais límpidos, intersticiais aos cristais de plagioclásio e quartzo, com proporções modais de até 5,8%. Onde estão em contato com os cristais de plagioclásio, dão origem a intercrescimentos simplectíticos a partir de reações sinantéticas, gerando mirmequitas, unidirecionais e em posições interleptônicas no plagioclásio.

O principal mineral ferromagnésiano é a **biotita**, com hábito tabular, geralmente subédrica e anédrica, pleocroísmo forte X=amarelo pálido e Z=Y=marrom esverdeado, alcançando dimensões de 1,2mm a 0,2mm e seus cristais apresentam-se sistematicamente transformados para clorita, opacos e titanita. Podem ocorrer também palhetas de muscovita, tanto no interior dos cristais de plagioclásio como dispersos através da rocha, e provavelmente representam produtos de transformações tardi-magmáticas(?)/metamórficas.

A **actinolita** fibrosa é freqüente nos trondhjemitos, ocorrendo sob a forma de cristais aciculares e agregados fibro-radiais.

Existem também grandes cristais de **epidoto** fracamente pleocróicos, bem como outros menores marcando fraturas transgranulares. É possível encontrar-se ainda alanita.

Como **minerais acessórios** identificam-se a titanita, destacando-se em grandes cristais losangulares euédricos, apatita e zircão.

A **mineralogia secundária** compreende sericita/muscovita e epidoto, além de clorita e carbonato, particularmente nos tipos rochosos mais deformados.

- Granodioritos

Essa unidade rochosa engloba essencialmente biotita granodioritos leucocráticos, faneríticos e heterogranulares-hipidiomórficos. A composição mineral de três amostras analisadas é mostrada na Tabela 04.

O **quartzo** apresenta-se em cristais anédricos, geralmente com extinção ondulante, por vezes fraturados e em proporções modais variando de 25,10% a 41,4%.

	PDA - 17 - A	PDA - 17 - D	PDA - 71 - B
Quartzo	25,1	41,4	35,4
Plagioclásio	54,2	40,6	48,7
Microclínio	12,2	12,3	8,9
Hornblenda	-----	-----	
Biotita	2,0	0,1	4,2
Epidoto	3,8	3,9	2,0
Sericita	0,4	0,9	0,5
Actinolita	1,7	0,6	0,3
Clorita	tr	tr	tr
Titanita	0,5	0,2	-----
Zircão	-----	tr	-----
Opacos	0,1	tr	-----

Tabela 04 - Análise modal dos granodioritos da Suite Serra do Boqueirão.

O **microclínio**, com macla xadrez nítida, apresenta-se anédrico, em cristais límpidos de até 7,0mm, que, por vezes, englobam cristais de plagioclásio, e ocorrem em proporções modais de 12,2% a 8,9%.

O **plagioclásio** é representado por cristais prismáticos subédricos, bastante alterados para sericita e clinozoizita, e com composição entre An₇ e An₁₂.

A **biotita** ocorre como cristais de hábito lamelar, anédricos, com bordas fortemente corroídas, desfigurados em agulhas, e fortemente pleocróicos em X=amarelo pálido e Z=Y=marrom esverdeado; apresentam-se alterados para clorita e encontram-se em proporções modais variando de 0,1% a 4,2%.

O **anfíbólio** é representado pela actinolita, que ocorre sob a forma de cristais aciculares/fibrosos, dispersos nas rochas e orientados paralelos à foliação.

Dentre os **minerais acessórios** destacam-se a titanita, o zircão e o epidoto. Dois tipos de cristais de epidoto são identificados: aqueles inclusos no plagioclásio; e outros maiores, pleocróicos e geminados.

- Álcali-Feldspato Granito

Tanto nos corpos tonalíticos quanto nos trondhjemiticos encontram-se localmente, variações petrográficas caracterizadas por alcali-feldspato granitos (microclínio granitos) pobres em minerais máficos.

O **quartzo** ocorre em cristais anedrais, fraturados, com extinção ondulante e em porcentagens em torno de 23,6%.

Os cristais de **plagioclásio** são predominantemente subédricos a euédricos, ocorrem geralmente inclusos no microclíneo, estão bastante transformados para sericita e clinozoizita, apresentam dimensões marcadamente menores do que nos tipos rochosos anteriormente descritos, acham-se maclados segundo a lei da albita e albita-periclíneo, têm composições em torno de An₈ e proporções de 7,0%.

O microclínio apresenta-se freqüentemente em cristais maiores que 5,0mm, com proporções modais de 69,15 e fraturados; as fraturas geralmente estão preenchidas por quartzo e epidoto. Padrões de pertitas dos tipos "patch", "frame" e "string" podem ocorrer.

Os veios de quartzo e epidoto, que atravessam os cristais, têm mergulhos de 70° a 80° , e podem ser indicativos de "crack-seal deformation" (RAMSAY, 1980). O padrão é típico de comportamento rúptil-dúctil, materializado pela plasticidade cristalina do quartzo, pelas fraturas e microfalhas em cristais de microclínio e de plagioclásio, e pela geração de sericita/muscovita a partir do plagioclásio.

Como **minerais acessórios** encontram-se o epidoto e traços de muscovita, intercrescidos com clorita, além de apatita. Como produtos de alteração ocorrem a sericita e clinozoizita derivadas do plagioclásio.

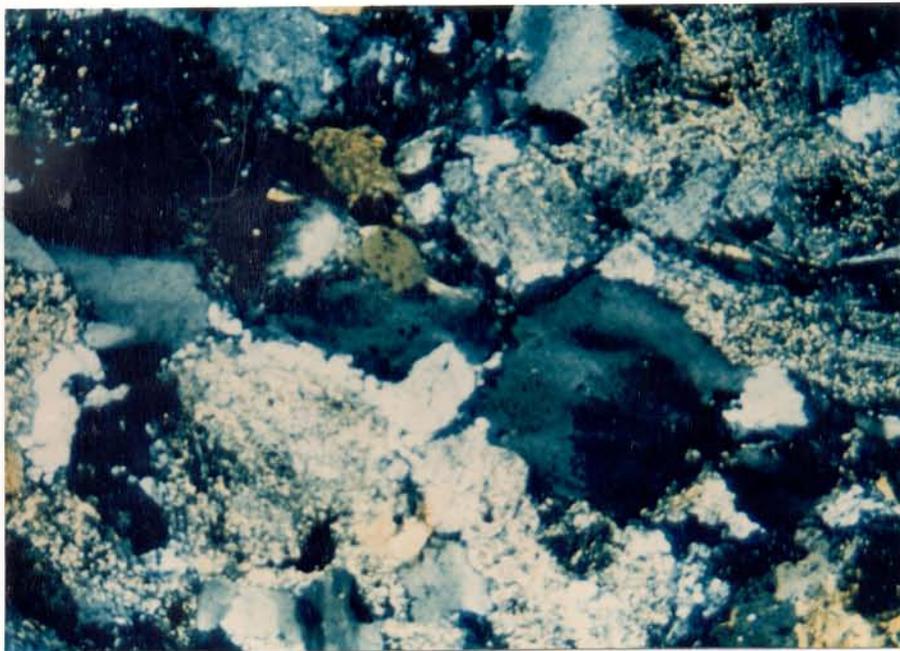
b) Granitóides Deformados

Conforme já foi mencionado, ao longo das zonas de cisalhamento dúctil ocorrentes nas regiões de contato entre as unidades rochosas do Grupo Riachão do Ouro e a Suíte Serra do Boqueirão, os granitóides são representados por gnaisses caracterizados por uma foliação paralela ao plano $X_f Y_f$ do elipsóide de deformação finita; os cristais e agregados de cristais de quartzo e de feldspatos são transformados em fitas e lentes, e passam a compor uma forte trama linear. É oportuno destacar, novamente, que o padrão marcadamente linearizado e anastomótico descrito nas escalas macro e mesoscópica repete-se em seção delgada.

Na escala de amostra de mão, o padrão anastomótico é caracterizado por porções lenticulares de granitóides pouco deformados que se alternam gradualmente com faixas e lentes de tipos petrográficos moderado a fortemente deformados; nesse caso distinguem-se protomilonitos, milonitos e ultramilonitos. Tais variações petroestruturais são comuns através de faixas com dezenas a centenas de metros de largura.

A análise microscópica dos **granitóides pouco deformados** não permitiu a caracterização de tramas de forma intercristalinas. Contudo, alguns cristais de quartzo exibem extinção ondulante e extinção reta. Localmente existem "kinks" nas clivagens dos cristais de biotita e de clorita.

Nos **tipos moderadamente deformados**, o **quartzo** apresenta forte orientação, adquire aspecto ligeiramente lenticular/tabular, tem extinção ondulante e localmente contém bandas de deformação (Figura 109) e lamelas de deformação; os primeiros estágios de deformação são caracterizados por agregados de cristais "en cornue" (Figura 110). Os cristais de plagioclásio e microclínio permanecem bem preservados da deformação e mostram ligeira redução de tamanho. Há também aumento da quantidade de sericita e epidoto, que conjuntamente com cristais de biotita, alterados para clorita, definem uma foliação incipiente. Os cristais de hornblenda não se apresentam deformados, mas suas bordas



Figuras 109 - Bandas de deformação fracamente inclinadas com relação à borda dos porfiroclastos de quartzo em tonalitos pouco deformados da Suíte Serra do Boqueirão. NX, 160X.



Figura 110 - Tonalitos pouco deformados da Suíte Serra do Boqueirão. Notar a formação de extinção ondulante e bandas de extinção em porfiroclastos de quartzo "en cornue". Na borda existem evidências de recuperação incipiente em subgrãos "hexagonais" equiaxiais. Os cristais de plagioclásio encontram-se bastante sericitizados. NX, 160X

estão transformadas para actinolita que se orienta ao longo da foliação.

Nos tipos fortemente deformados ou miloníticos, a matriz exhibe uma foliação pervasiva e realçada por cristais de sericita, tremolita-actinolita e biotita parcial ou totalmente transformados para clorita, além de carbonatos, opacos e epidoto.

Os cristais de **quartzo** apresentam-se como fitas. Localmente pode-se individualizar microdescontinuidades dentro dos cristais com diferentes orientações óticas; elas são marcadas, às vezes, por sericita e opacos. Agregados na forma de "tear drop" e bandas de deformação também são identificadas. Algumas bandas de deformação apresentam-se como "kink-bands".

Os cristais de **biotita** ocorrem como porfiroclastos σ_a tipo "fish" de EISBACHER (1970) na classificação de PASSCHIER & SIMPSON (1986), com patamares ("microflats") paralelos à foliação C e as clivagens (001) subverticais e formando ângulo agudo +ve com esta superfície. Outros cristais podem assumir contornos irregulares bastante corroídos e cloritizados, sugerindo transferência de massa durante o processo de cisalhamento simples. Os agregados da matriz definem uma foliação de simetria externa monoclinica tipo S-C dextral. Os cristais de hornblenda são paralelos a

sub-paralelos à direção da foliação C, mostram-se fortemente cloritizados e, em alguns casos, são pisciformes.

Os cristais de **plagioclásio** e **microclínio** definem sistemas porfiroclásticos com caudas do tipo σ_a , de PASSCHIER & SIMPSON (1986), com sombras de pressão caracterizadas por agregados granoblásticos de quartzo equiaxial e recristalizado dinamicamente, além de lamelas de sericita (Figura 111). Podem ocorrer também, como fitas separadas por cristais de quartzo com pronunciada recuperação. Os cristais de plagioclásio apresentam comumente suas clivagens encurvadas, fraturadas e microfalhadas, resultando no arranjo tipo espinha-de-peixe e compreendem a fase resistente ("hard"). A clorita e a biotita também mostram "kinks" em suas clivagens. O microclínio tende a ter seus maclamentos apagados.

Alguns cristais de **quartzo fitados** amoldam-se aos porfiroclastos de plagioclásio, refletindo as diferenças reológicas entre essas fases. Por vezes, os cristais de plagioclásio e quartzo, exibem estruturas tipo "core-mantle", sendo contornados por subgrãos equiaxiais de contatos difusos.

Grãos de **quartzo recristalizados** e/ou **subgrãos** ocorrem nas margens e no interior dos cristais de plagioclásio definindo as posições dos encurvamentos e com cisalhamento intracristalino por vezes associado. Cristais



Figura 111 - Porfiroclastos σ_a elipsoidais de plagioclásio com sombra de pressão preenchida por quartzo, sericita e carbonatos fortemente recuperados, circundados por biotitas "fish" com tendência "spindle-shaped", com microfalhas de cavalgamento paralelo a (001). Trondhjemitos miloníticos. NX, 160X.

de quartzo intensamente cominuídos, representados por grãos menores que 0,036mm, acham-se dispersos na matriz. Uma rápida análise LPO, com a inserção da placa de gipso, permite caracterizar a forte orientação cristalográfica desses cristais.

Os **ultramilonitos** têm granulação muito fina, com cristais menores que 0,35mm. Os cristais de quartzo estão extensivamente distribuídos na matriz na forma de fitas (Figura 112) ou em agregados achatados em meio a massas de sericita, epidoto, clorita, actinolita e carbonatos, e, por vezes, com porcentagens altas de opacos orientados paralelamente às fitas. No interior dos cristais fitados é comum a presença de agregados granoblásticos poligonais em ponto tríplice. Os cristais de hornblenda encontram-se quase que totalmente alterados e os feldspatos acham-se transformados em porfiroclastos do tipo δ e θ . As foliações S-C são subparalelas, mas ainda se observam casos de obliquidade entre sí, consistentes com a movimentação dextral. O arranjo definido por S paralelo a C é marcado por cristais de sericita presentes na matriz, além de franjas quartzosas. Clivagens extensionais tipo C' sinistrais também ocorrem.

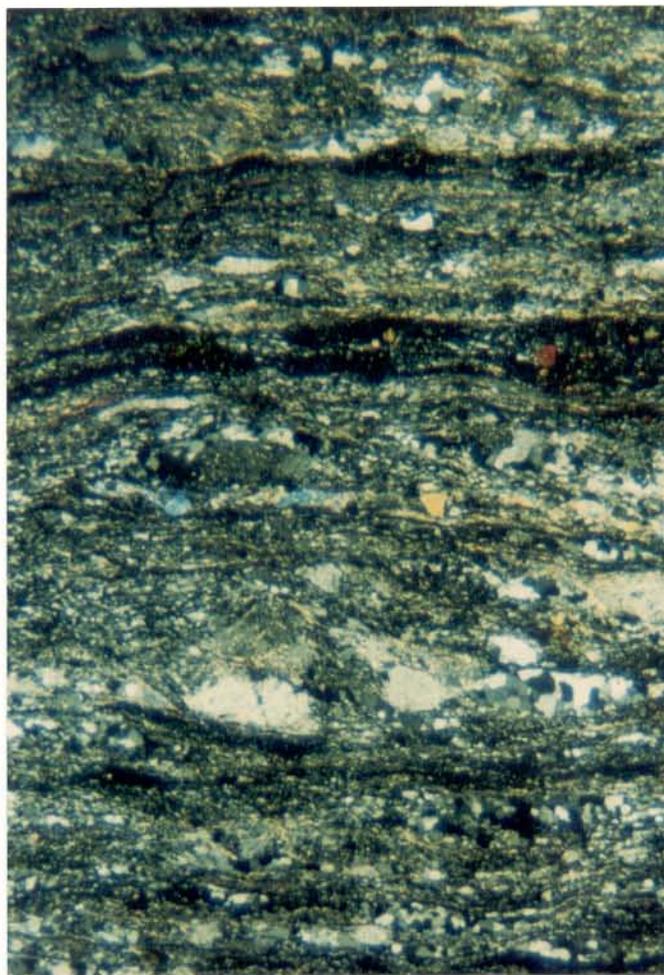


Figura 112 - Granitóide ultramilonitizado. Notar apenas a existência de faixas clorítico-sericítico-carbonáticas, alternadas com "ribbons" quartzos (subgrãos equiaxiais) e alguma recristalização. Notar o nítido microbandamento gerado e os comboios assimétricos pisciformes de opacos ao longo da foliação.

Nos tipos miloníticos e ultramiloníticos são identificadas ainda microestruturas de recristalização (BELL & ETHERIDGE, 1973) expressas por grãos "strain free", por vezes com contornos lobados, encurvados e irregulares (Figura 113).

2.4.3.2 Tramas Cristalográficas

2.4.3.2.1 Introdução

O termo trama refere-se à sistematização espacial e geométrica dos constituintes da rocha. As feições penetrativas, que podem ser observadas com o auxílio de um microscópio ótico ou eletrônico, ou das técnicas de raios-x e difração de neutrons, constituem a microtrama. Segundo HOBBS et al. (1976), é conveniente dividir a microtrama em microestruturas (as quais foram abordadas nos tópicos anteriores) e orientação cristalográfica preferencial, que será apresentada e discutida neste item.

Costuma-se representar os padrões de orientação cristalográfica preferencial de uma direção qualquer, através de mapas de densidade derivados de projeções de igual-área, os quais são conhecidos como figuras de pólos ou diagramas de tramas.

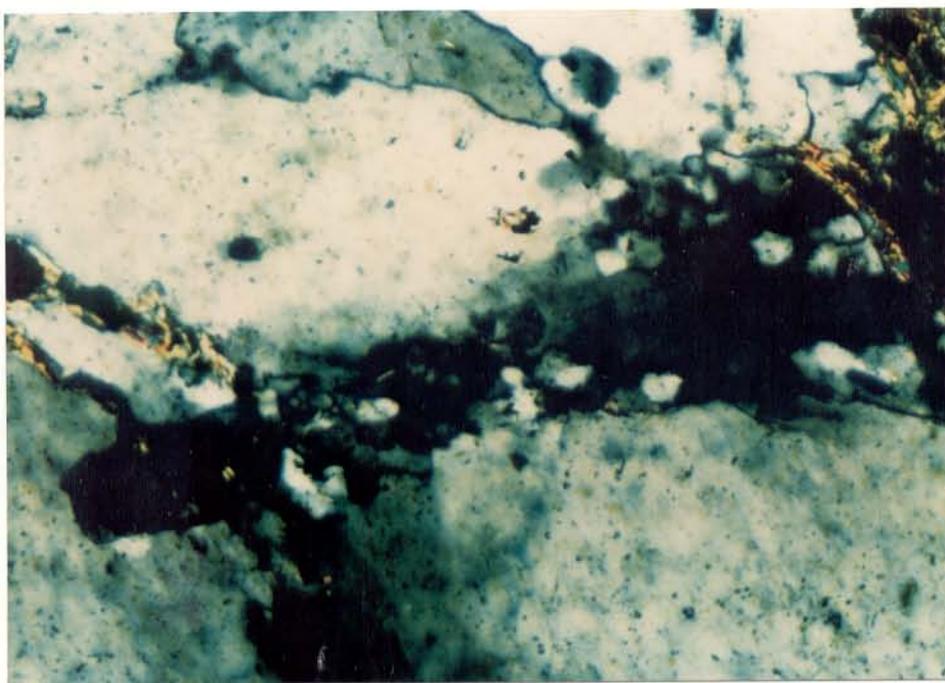


Figura 113 - Cristais de quartzo com limites lobados demonstrando recristalização por migração de limite. Ao centro uma pequena faixa de subgrãos equiaxiais indicando recuperação. NX, 160X.

Os resultados de diversos estudos têm demonstrado que o quartzo caracteriza-se como um importante indicador de deformação em rochas metamórficas e ígneas. Tal fato decorre da grande variedade de microestruturas e das orientações cristalográficas preferenciais (LPO) associadas a cristais de quartzo (TULLIS et al., 1973). Nesse contexto, as tramas cristalográficas, geradas por fluxo intracristalino, representam ferramentas poderosíssimas na análise de qualquer tipo de cinturão de cisalhamento, na medida em que elas fornecem informações sobre o campo de tensões, condições e processos de deformação e padrões de "strain" (LAW, 1987); ajudam também na caracterização da cinemática (sentido de cisalhamento), intensidade de "strain", deformação cisalhante e parâmetros termodinâmicos, em particular a temperatura.

Os fenômenos de deformação plástica e recristalização do quartzo foram discutidos pela primeira vez, a partir de estudos experimentais, por Carter et al. 1964, apud TULLIS et al. (1973). Em seguida, uma série de trabalhos experimentais buscou o entendimento dos mecanismos de deformação inerentes aos cristais de quartzo em diferentes condições de P-T. Tais investigações resultaram inicialmente na descrição dos sistemas de deslocamento ("slip system") em cristais individuais e em agregados de cristais em quartzitos, considerando modelos bidimensionais simples e um único sistema de deslocamento operativo.

Os estudos teóricos de LISTER et al. (1978), LISTER & PATERSON (1979) e LISTER & HOBBS (1980) demonstraram que as orientações preferenciais dos eixos cristalográficos nos minerais dependem basicamente de três fatores: (1) padrão de "strain" ou arcabouço cinemático; (2) magnitude, simetria e sentido do "strain" finito; e (3) combinação de sistemas cristalográficos operativos, os quais também dependem da temperatura.

Devido a problemas tecnológicos, os estudos experimentais de deformação de quartzitos concentram-se em padrões coaxiais de "strain", com experimentos envolvendo deformação por achatamento ($K=0$) (TULLIS et al., 1973); por outro lado, poucas investigações enfatizaram a deformação plana ($K=1$) (TULLIS, 1977). A Figura 114 mostra as relações teóricas entre a simetria do "strain" e os esqueletos de tramas de eixos-c e eixos-a, para combinações particulares de "glide systems" operando em deformação coaxial (LAW, 1986).

Importantes esforços têm sido empreendidos no sentido de se correlacionar os padrões de "strain", além de suas magnitudes, simetrias e orientações, aos dados obtidos pela análise LPO. Excelentes exemplos são os estudos de LAW et al. (1984), PRICE (1985) e LAW (1986), que correlacionaram as tramas cristalográficas a intensidade do "strain", utilizando grãos detríticos como marcadores da

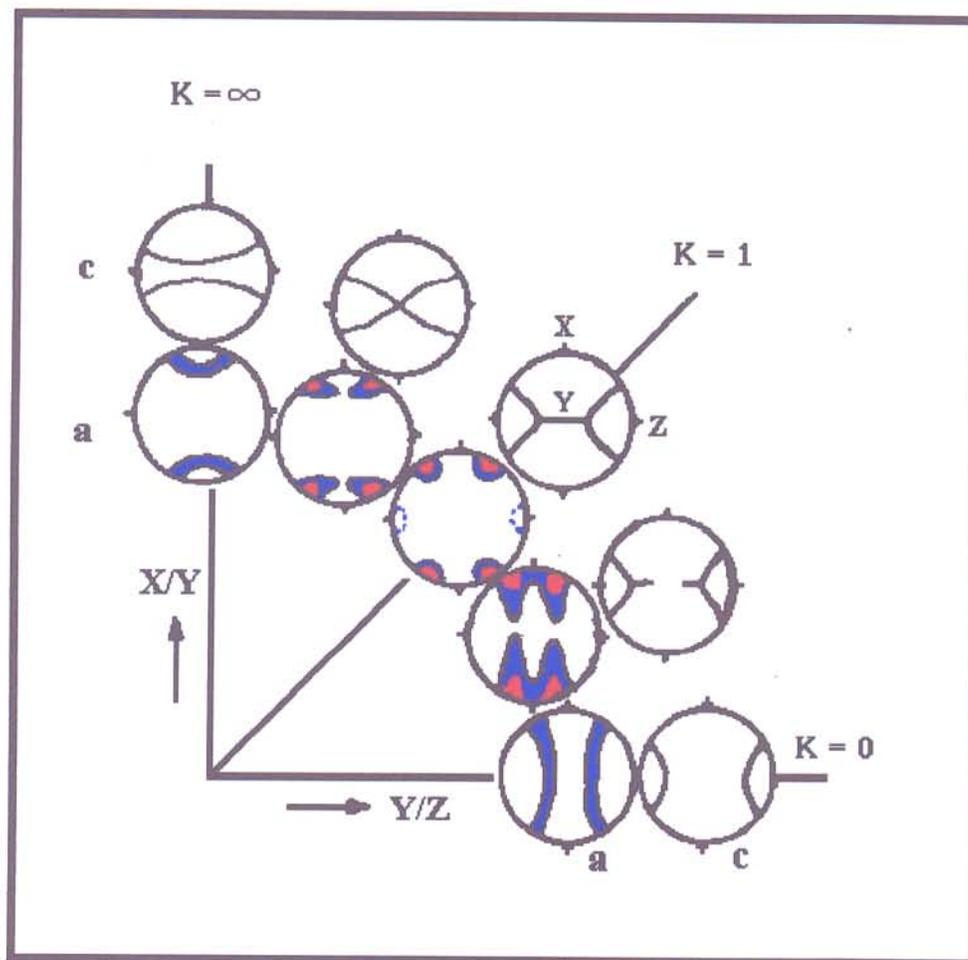


Figura 114 - Relações teóricas entre a simetria do "strain" e as tramas de eixos \underline{c} e eixos \underline{a} , para vários esqueletos de trama em deformação coaxial, baseados no Diagrama de Flinn compilado de LAW (1986).

deformação. Contudo, poucos estudos detalhados têm sido desenvolvidos, em particular sobre tramas de eixos-c em tectonitos oblatos (LAW, 1986).

De acordo com LISTER et al. (1978), muitos modelos, a exemplo da análise "Taylor-Bishop-Hill", oferecem soluções importantes para o entendimento da mudança na orientação da rede cristalina durante o incremento de deformação. A discussão sobre a orientação cristalográfica durante a deformação limita-se a resultados relacionados ao movimento conservativo das deslocações ("dislocation glide").

As interpretações de diagramas de tramas admitem que a assimetria da deformação (padrão de "strain") é demonstrada através da simetria da trama obtida a partir da análise LPO (LISTER & WILLIAMS, 1979; LISTER & HOBBS, 1980; LAW, 1987). Desta forma, as tramas relativas à foliação e à lineação, chamadas ortorrômbricas, indicam deformação coaxial, e aquelas assimétricas (monoclínicas) indicam deformação não coaxial; o plano de "glide" adquire um ângulo cada vez menor com relação ao plano de fluxo cisalhante à medida que o "strain" aumenta (SIMPSON & SCHMID, 1983).

Examinando a literatura sobre petrotrama dos principais minerais formadores de rochas, podem ser encontrados muitos diagramas que exibem uma clara obliquidade entre a orientação preferencial de retículo ("lattice" ou

"lattice fabric") e o arcabouço estrutural definido pela orientação preferencial das formas minerais (ou "shape fabric": foliação e lineação). Considerando apenas o quartzo, exemplos típicos podem ser encontrados em SANDER (1970) e MILNES (1971). Atenção tem sido dada à simetria (PATERSON & WEISS, 1961) e assimetria de trama (monoclínica e triclínica), as quais foram descritas por vários autores como tramas superpostas e com eixos de simetria distintos. LISTER (1977) sugeriu uma possível relação da obliquidade com o quadro de movimentos.

A obliquidade entre a trama cristalográfica ("lattice fabric") e o arcabouço estrutural foi encontrada repetidamente em tramas de olivina e enstatita de peridotitos deformados, como observado por NICOLAS et al. (1971, 1972, 1973). Estes autores referem-se as tramas como resultado de "dislocation creep" e postulam que os padrões de orientação preferencial foram causados pelo alinhamento de planos de deslizamento ("slip") em olivina e enstatita respectivamente, com o plano de fluxo e a direção de fluxo durante a deformação por cisalhamento simples de peridotitos. Como consequência, as tramas de forma de grãos (paralelas aos eixos de "strain" finito) tornam-se oblíquas à trama cristalográfica (Figuras 115 e 116) (BOUCHEZ et al., 1983; BOULLIER & QUENARDEL, 1981).

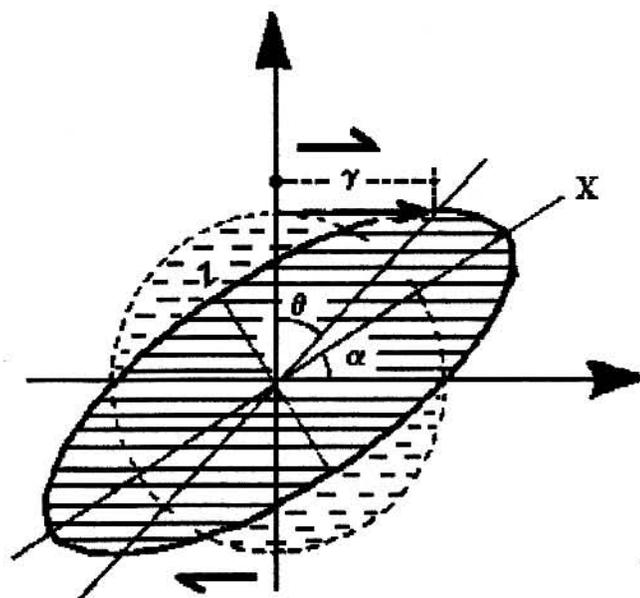


Figura 115 - Relações geométricas entre os elementos da trama e a deformação cisalhante imposta, segundo BOUCHEZ et al. (1983).

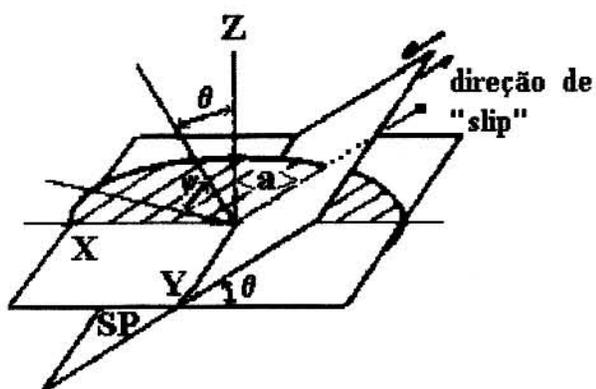


Figura 116 - Parâmetros geométricos relativos à análise de tramas cristalográficas e as suas relações com a elipse de "strain". Segundo BOULLIER & QUENARDEL (1981).

As tramas assimétricas em outros agregados minerais podem ser interpretadas da mesma forma. As interpretações consideram minerais com um único plano ou vários planos de deslizamento ("slip"), porém com uma única direção de deslizamento, sendo chamadas de "single slip" ou "single slip direction" (BOUCHEZ et al., op cit). Muitos estudos aplicaram tais interpretações para as rochas ricas em quartzo, tornando-se óbvio que as tramas assimétricas eram comuns nas zonas de cisalhamento (LAURENT & ETCHECOPAR, 1976; BOUCHEZ, 1977; BERTHÉ et al., 1979; QUENARDEL & BOULLIER, 1979; FAURE, 1980; BOULLIER & QUENARDEL, 1981; BURG et al., 1981; SIMPSON, 1981). A interpretação "single-slip" de assimetria de trama foi testada em zonas de cisalhamento com cinemática conhecida (BURG & LAURENT, 1978) e existe a concordância de que a obliquidade da trama sempre é aquela esperada. Contudo, há complicações uma vez que CARRERAS et al. (1977) e SCHMID et al. (1981) descreveram situações contrárias às discutidas acima.

2.4.3.2.2 Análise de tramas cristalográficas em quartzitos do Grupo Riachão do Ouro.

Oito amostras de quartzitos coletadas ao longo de zonas de cisalhamento foram analisadas nesta oportunidade. As amostras foram orientadas no campo considerando a posição espacial da lineação de estiramento L_n

e da foliação milonítica S_m ; as técnicas sugeridas por TURNER & WEISS (1963) foram seguidas. Os dados alcançados foram plotados em diagramas de igual área, com projeção no hemisfério inferior; tais estereogramas representam a seção XZ. As curvas de isofreqüência foram obtidas por técnicas manuais.

Em todas as amostras verificou-se sempre a existência de uma pequena área com ausência de pólos ao redor do eixo X. As concentrações dos eixos-c nas amostras PDA-38-C e PDA-38-L definem guirlandas passando através de Y e oblíquas à direção de Z, compondo simetrias monoclinicas. Tais diagramas estão representados na Figura 117.

De maneira geral os eixos-c dos cristais compõem máximos com obliquidades variando de 30^0 a 52^0 com relação a direção de achatamento da trama de forma.

Nas amostras 43, 38 e 37 é bem clara a forte trama de eixos-c, com densidade de distribuição definindo um contorno esquelético semelhante ao descrito por LISTER & WILLIAMS (1979). Os parâmetros geométricos de tais contornos são apresentados na Tabela 05 e são baseados nos trabalhos de LAW (1986, 1987) e MANCKTELOW (1987).

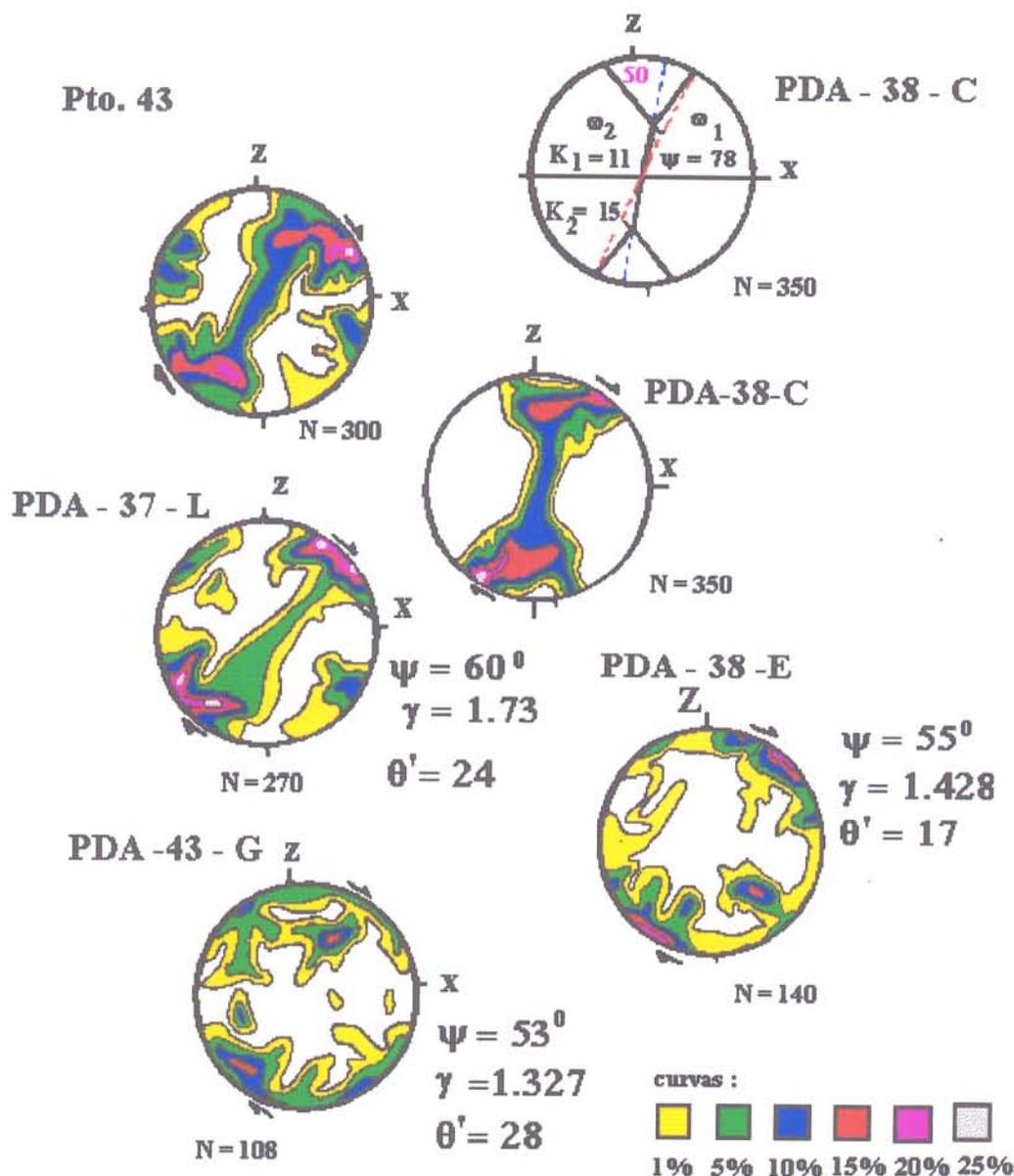


Figura 117 - Diagramas de tramas cristalográficas de eixos- ξ de cristais de quartzo, para os quartzitos do Grupo Riachão do Ouro. Tais tramas mostram simetria monoclinica e compatibilidade com a rotação dextral, definindo guirlandas assimétricas, deslocadas a direita de Z, ou seja +ve com relação a σ_1 . Para ilustrar o contorno esqueletal da amostra PDA - 38 - C, as concentrações de polos próximas a Z foram removidas.

	-ve C ₁ C*	+ve C ₂ C	ω_1	ω_2	K ₁	K ₂	ψ	γ	θ
Pto.43	23	30	40	65	34	24	70	2,74	18,06
PDA-38-C	16	33	30	50	11	15	78	4,70	9,71
PDA-37-L	-----	47	52	-----	37	35	60	1,73	24,55
PDA-43-G	-----	37	-----	-----			53	1,327	28,2
PDA-38-E	-----	35	-----	-----			55	1,428	27,2

Tabela 05 - Parâmetros geométricos quantitativos definidos apartir dos contornos esqueléticos mostrados na figura 117.

As amostras 43 e 38 apresentam a distribuição de eixos-c formando duas pequenas guirlandas em função da concentração de máximos periféricos, os quais podem ser classificados como de tipo guirlanda cruzada ("crossed guirdles") de LISTER (1977). Apresentam outros limbos, ligados as "pernas" periféricas, fortemente desenvolvidos. A amostra PDA-37-L define uma guirlanda em "kink" ("kinked single guirdles"). Tanto as guirlandas cruzadas como em "kinks" apresentam seus máximos rotacionados, a partir da normal ao plano da foliação, no mesmo sentido (dextral) das estruturas observadas nas escalas macro e mesoscópica .

Os ângulos entre Z^C medidos no círculo primitivo relativo ao eixo de achatamento e os esqueletos de trama fornecem os valores de C_1 (-ve) variando de 16^0 a 23^0 nas guirlandas cruzadas e valores C_2 (+ve) de 30^0 a 33^0 nas guirlandas em "kink"; C_2 pode também alcançar valores de 47^0 . Os ângulos de abertura dos limbos das guirlandas variam de 49^0 a 53^0 e a "trailing edge" afastando-se de 50^0 a 60^0 a partir do segmento reto; nesse contexto, valores de 30^0 a 40^0 são alcançados pela "leading-edge". Nas guirlandas simples a "leading edge" tende a ser mais afastada, com valores de 52^0 .

A Figura 117a indica o grau de "kinking" das amostras 43, 38 e 37 obtidos pelo índice K_1 e K_2 , no qual o valor de maior curvatura é 37^0 . É importante ressaltar que na amostra 38 K_1 é menor que K_2 (vide Tabela 05).

As tramas das amostras 43, 38 e 37 são fortemente assimétricas com respeito à foliação e à lineação, tanto em termos de contorno esquelético (topologia) como de densidade de distribuição.

O grau de assimetria externa de trama (PLATT & BEHRMANN, 1986) pode ser expressa : (1) pela obliquidade medida no plano XZ, entre o polo da foliação e o traço da guirlanda; (2) pelas pernas periféricas do esqueleto de trama ("leading" e "trailing" que correspondem a C_1 e C_2 respectivamente na Tabela 05); (3) e pela obliquidade do segmento central da guirlanda com respeito ao traço da foliação. Os dados apresentados na Tabela 05 indicam que o sentido de movimentação e o grau de assimetria do esqueleto externo das tramas de eixos-c são compatíveis com o mecanismo de cisalhamento simples e rotação dextral associada.

O grau de assimetria pode ser definido também pela inclinação relativa das pernas periféricas "trailing" e "leading" com respeito ao segmento central reto da guirlanda (W_1 e W_2 , respectivamente).

Nas amostras 43G e 38, existem expressivas dispersões de pontos que podem ser devidas aos seguintes aspectos: número de pólos de eixos-c relativamente pequeno em

comparação com as demais amostras; e ativação de outros planos cristalográficos, além do basal.

Na amostra 43G pode ser definida uma guirlanda deslocada de 37° em relação ao eixo Z no círculo primitivo. Existem três máximos, dois afastados de 80° a 70° e outro em torno de 50° do eixo Y, no plano da guirlanda. Os dois primeiros máximos podem estar ligados à atividade do plano basal e o terceiro, mais próximo do eixo Y, possivelmente representa a atividade de planos prismáticos, com ligeira atividade de planos romboédricos.

Na amostra PDA-38-E distingue-se uma guirlanda com 35° a direita do eixo de encurtamento, indicando deslizamentos prismáticos e basais. O padrão obtido é semelhante ao modelo esperado na deformação não-coaxial de baixa intensidade (SCHMID & CASEY, 1986).

Na amostra PDA-43-G destaca-se a simetria monoclinica, indicando rotação dextral. Tal assimetria é compatível ao modelo de deformação, de intensidade moderada no conceito de SCHMID & CASEY (1986), onde a guirlanda monoclinica encontra-se provavelmente obliterada por uma guirlanda cônica.

2.4.4 **Análise da Deformação**

2.4.4.1 Introdução

As diversas técnicas de quantificação da deformação, a partir de marcadores diversos, foram sistematicamente aplicadas, desde o estabelecimento das bases teóricas por RAMSAY (1967). O ramo da geologia estrutural que se dedica à quantificação das distorções e mudanças de volume de corpos rochosos ligados a deformação geológica, constitui a análise do "strain" geológico (LISLE, 1985).

Rapidamente, todas as escalas de investigações foram abarcadas, com estudos envolvendo desde centros vulcânicos distorcidos, visando a análise de tensões intraplaca (Windley & Davies apud LISLE, 1985), até a deformação intracristalina do quartzo.

Desta forma, a análise da deformação tornou-se uma ferramenta poderosa que pode ser aplicada em todos os cenários geológicos do Arqueano (COWARD & JAMES, 1979) ao Cenozóico.

2.4.4.2 Parâmetros da Deformação Bidimensional

Com a intenção de obter as estimativas dos valores mínimos do "strain" nas rochas do terreno granito-"greenstone" de Dianópolis-Almas, adotou-se como marcadores

os seguintes elementos: (1) objetos inicialmente elipsoidais representados por porfiroclastos de quartzo e agregados de grãos de quartzo provenientes do Grupo Riachão do Ouro e de feldspato de granitóides da Suíte Serra do Boqueirão e gnaisses do Complexo Alto Paranã; (2) as relações angulares estabelecidas entre as foliações desenvolvidas nas zonas de cisalhamento mesoscópicas e suas paredes; (3) e as tramas cristalográficas de eixos-c.

2.4.4.3 Determinação do "Strain" usando porfiroclastos e agregados de quartzo e feldspatos em rochas poliminerálicas.

Os marcadores foram analisados através do método Fry (FRY, 1979), o qual investiga o centro geométrico/de gravidade dos elementos usados na análise. Em inúmeros exemplos, esse método tem permitido alcançar bons resultados para valores de R_s , θ , ψ , γ para vários tipos de marcadores, pois, aparentemente, o contraste de viscosidade marcador/matriz não influencia o resultado final, o que não acontece com o método R_f/ϕ . O método Fry representa uma solução gráfica rápida e acurada do método centro-a-centro, desde que exista um volume razoável de dados disponíveis (RAMSAY & HUBER, 1983).

A descrição detalhada do método pode ser encontrada em FRY (1979) e RAMSAY & HUBER (1983). Em síntese,

o método considera um agregado de granulação estatisticamente uniforme e analisa o conjunto de centros dos objetos mais próximos (Figura 118). O empacotamento não pode ser menor do que o dobro do raio das partículas ($2r$) (observar as distâncias AB, AC, etc.. na Figura 118). O padrão de vizinhos produz seis centros ao redor de cada partícula (ex. AF, GF). Desta forma, se as partículas têm raios iguais e o empacotamento é considerado perfeito, haverá uma repetição zonal periódica das distâncias de centros a partir de qualquer ponto. As distâncias entre os centros modificam-se em função do "strain" longitudinal que está diretamente ligado aos valores de R_S . Assim, devido à distância, os espaçamentos mudam sistematicamente de acordo com a elipticidade de "strain", de modo que esta geometria pode ser utilizada no sentido de se estabelecer a forma e a orientação da elipse de "strain".

A análise foi efetuada manualmente e algumas amostras apresentavam problemas de variabilidade de granulação, de modo que os valores alcançados devem ser entendidos como mínimos, ou mesmo de referência. O procedimento envolveu os seguintes passos: marcou-se um ponto de referência central (+) em uma folha de papel ultrafan; coletou-se os dados posicionando o ponto central (+) sobre o primeiro centro de um grão qualquer da amostra em análise e marcou-se a posição dos centros dos grãos restantes sobre o papel (Figura 119); moveu-se o centro de referência (+) para

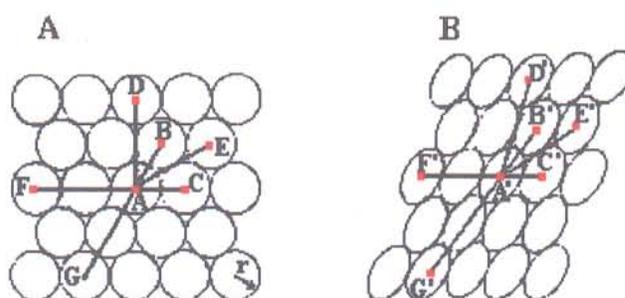


Figura 118 - Feições geométricas de agregados mineralógicos (a) não deformados e (b) deformados, de empacotamento circular regular hexagonal com grãos de raio r . Ao redor do centro existem 6 grãos vizinhos com espaçamentos $2r$, seis na distância $2\sqrt{3}r$, seis a $4r$ e assim sucessivamente. Compilado de RAMSAY & HUBER (1983).

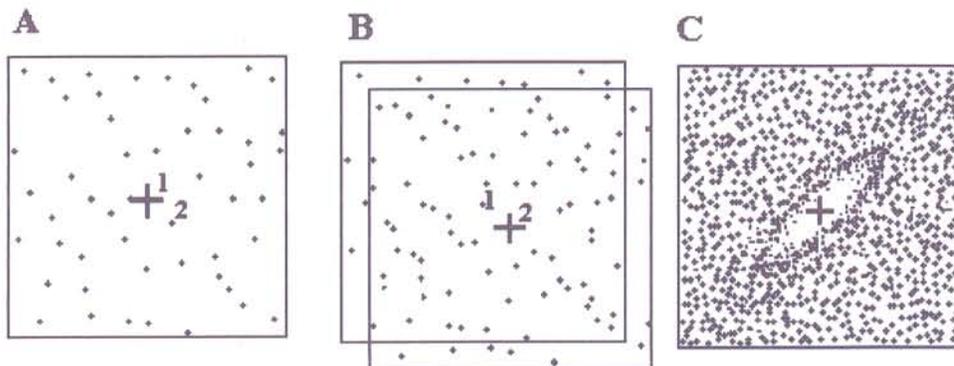


Figura 119 - Obtenção do estado de "strain" pelo método Fry. A Figura A mostra o papel centrado no ponto 1 e a locação de todos os outros centros. B mostra o papel centrado no ponto 2 e todos os pontos relativos a 2 são plotados. C exibe a geometria da elipse de "strain" encontrada. A região de baixa densidade de pontos representa a elipse de "strain" com razão $R_s = (1+e_1/1+e_2)$ e a sua inclinação Theta linha (θ') com respeito a trama. Compilado de RAMSAY & HUBER (1983).

o centro de outro grão e repetiu-se o processo, seguindo-se um azimute constante e sem rotacionar o papel. Obteve-se uma distribuição de densidade de pontos ao redor do ponto de referência central (+), a qual corresponde a forma e orientação da elipse de "strain" (R_S e θ' , respectivamente). Deve-se considerar como outro fator limitador na análise, o filtro de certos pontos que caíram na proximidade do centro (+) .

As Figuras 120 a, b, c, d, e, f, apresentam as soluções gráficas das várias elipses encontradas através da aplicação do método Fry e a Tabela 06 sintetiza os resultados alcançados.

As Figuras 120 a, b mostram a representação gráfica da análise de quartzo em quartzitos situados no Morro do Bola (Anexo 1). Vê-se que a razão de "strain" (R_S) varia de 2,0 a 2,6 e os valores de γ encontram-se entre 2,96 a 5,50. Em ambos os casos o ângulo θ' é compatível com a rotação dextral.

A Figura 120 c refere-se a análise de cristais de plagioclásio em biotita gnaisses tonalíticos, do Complexo Alto Paranã, que ocorrem no rio Manoel Alves (Anexo 1). O ângulo θ' ($-ve=28^0$) corrobora a movimentação sinistral associada a zonas antitéticas que passam nessa região. Os valores de R_S e de γ são de 1,66 e 0,8055, respectivamente.

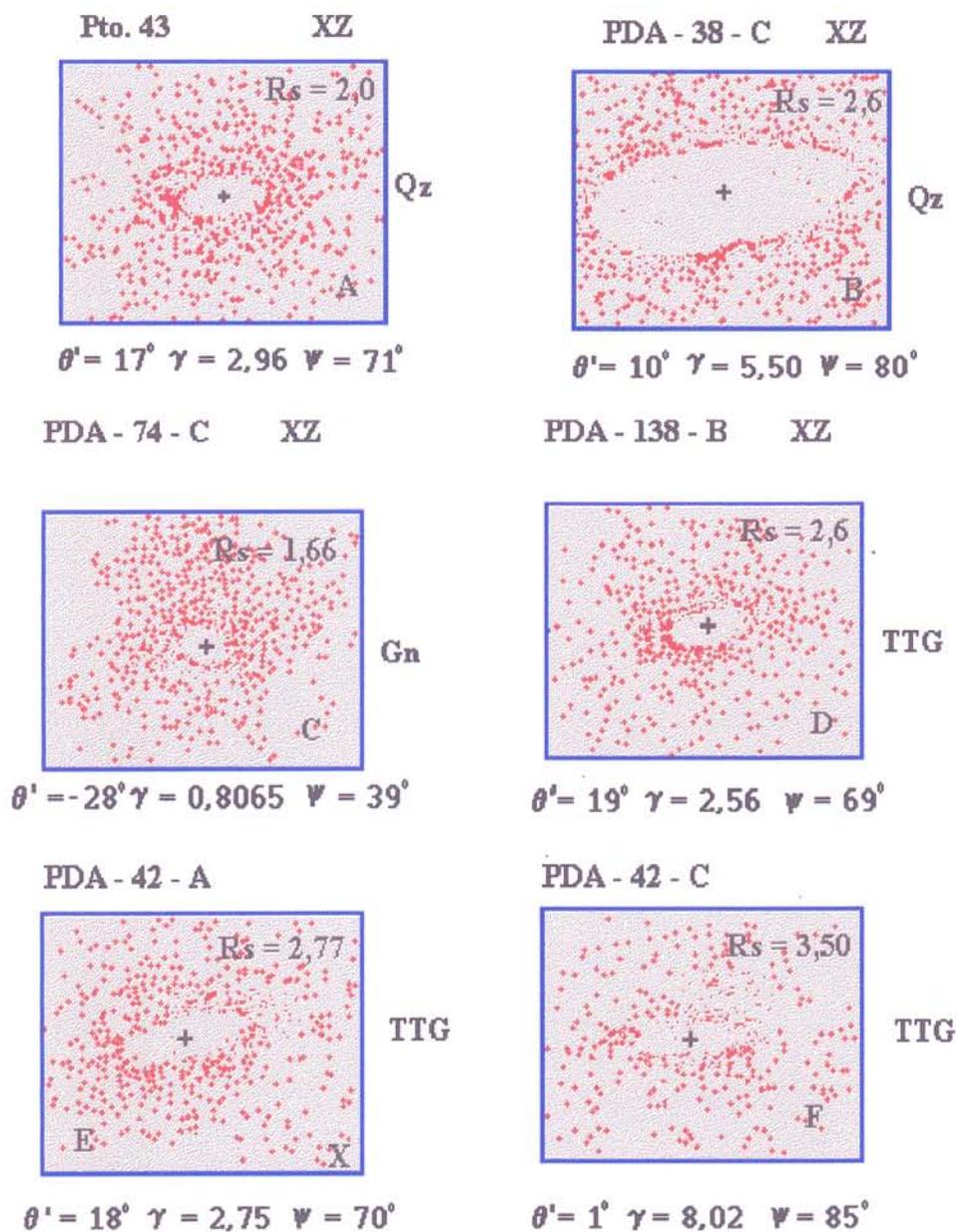


Figura 120 - Soluções gráficas obtidas para as elipses de "strain" que resulta do pulso de deformação 3 sobre as rochas quartzíticas do Grupo Riachão do Ouro (A,B), Complexo Alto Paraná (C) e granitóides da Suite Serra do Boqueirão (D,E,F).

	Rs	θ'	γ	ψ
PDA-74-C	1,66	28°	0,855	39°
Pt.43	2,00	17°	2,96	71°
PDA-38-C	2,60	10°	5,50	80°
PDA-138-B	2,60	19°	2,56	69°
PDA-42-A	3,77	18°	2,75	70°
PDA-42-C	3,50	7°	8,02	83°

Tabela 06 - Parâmetros geométricos das elipses de "strain" fornecidas pelo método Fry.

As Figuras 120 d-e correspondem a análises de cristais de plagioclásio em granitóides da Suíte Serra do Boqueirão, com valores de R_S variando de 2.6 a 2.77; o valor mais alto refere-se a granitóides imediatamente a leste do Morro do Bola. Os dados da Figura 120 f provêm de cristais de quartzo em granitóides fortemente milonitizados. Os valores de γ variam bastante, desde 2,56 até 8,02. Os ângulos θ' indicam, sistematicamente rotação dextral.

2.4.4.4 Aplicação do Método R_f/ϕ .

Todos os dados analisados pelo método R_f/ϕ são provenientes de porfiroclastos e agregados de quartzo de quartzitos do Grupo Riachão do Ouro examinados através de lâminas petrográficas. Tentou-se minimizar o problema de contraste de viscosidade entre marcador e matriz seguindo as recomendações de LISLE (1985), além de assumir o pressuposto que o processo de dissolução por pressão não foi importante. Em função dos dados analisados, são apresentados três tipos de gráficos para cada exemplo a saber: (i) gráfico Chi-Quadrado versus R_S ; (2) diagramas R_f/ϕ propriamente ditos; (3) diagrama R_i/θ , mostrando a forma e a orientação dos marcadores antes da deformação.

A análise bidimensional buscou fundamentalmente o plano X_f/Y_f de máxima deformação ou as relações axiais R_f =eixo maior/eixo menor, cuja linha de

referência usada para a obtenção dos ângulos ϕ , foi o traço da foliação milonítica.

Em todas as situações analisadas, as distribuições dos eixos $l+e_1$ dos marcadores mostram-se simétricos com relação ao plano da foliação milonítica, indicando uma distribuição aleatória dos eixos antes da deformação. Contudo, o vetor ao redor do qual a distribuição é simétrica, acha-se sempre deslocado no sentido dos valores positivos ϕ (+ve), com ângulos variando de 3,30 a 9,76, indicando atuação de deformação não-coaxial dextral (COBBOLD & GAPAIS, 1987).

A Tabela 07 mostra os parâmetros de deformação obtidos para as diferentes amostras nos vários setores estruturais (Figuras 121 a 131). Destaca-se que a inclinação do "strain" em relação à trama sugere a atuação de componentes tangencial e direcional nos quartzitos dos morros do Zé Luís e do Bola, respectivamente.

2.4.4.5 Determinação do "strain" através de tramas planares no interior de zonas de cisalhamento dúctil.

Para a determinação dos parâmetros de deformação através desse método, admite-se que a foliação é paralela ao plano XY do elipsóide de "strain" finito,

	Número de medidas	Valor de H	Valor de Rs	Vetor de ϕ	Direção de Strain	Flutuação "F"
Morro do Carneiro	86	1,930	1,680	9,79 (dextral)	N30W	80°
Morro do Zé Luis	122	1,823	1,623	8,46 (dextral)	N28E	70°
Morro do Bola	101	2,197	1,947	3,76 (dextral)	N15E	60°
Morro do Bola	126	2,420	1,970	3,30 (dextral)	N15E	70°

Tabela 07 - Dados obtidos a partir da quantificação de Rs (razão de strain tectônico) nos quartzitos miloníticos do Grupo Riachão do Ouro, pelo método R_f / ϕ .

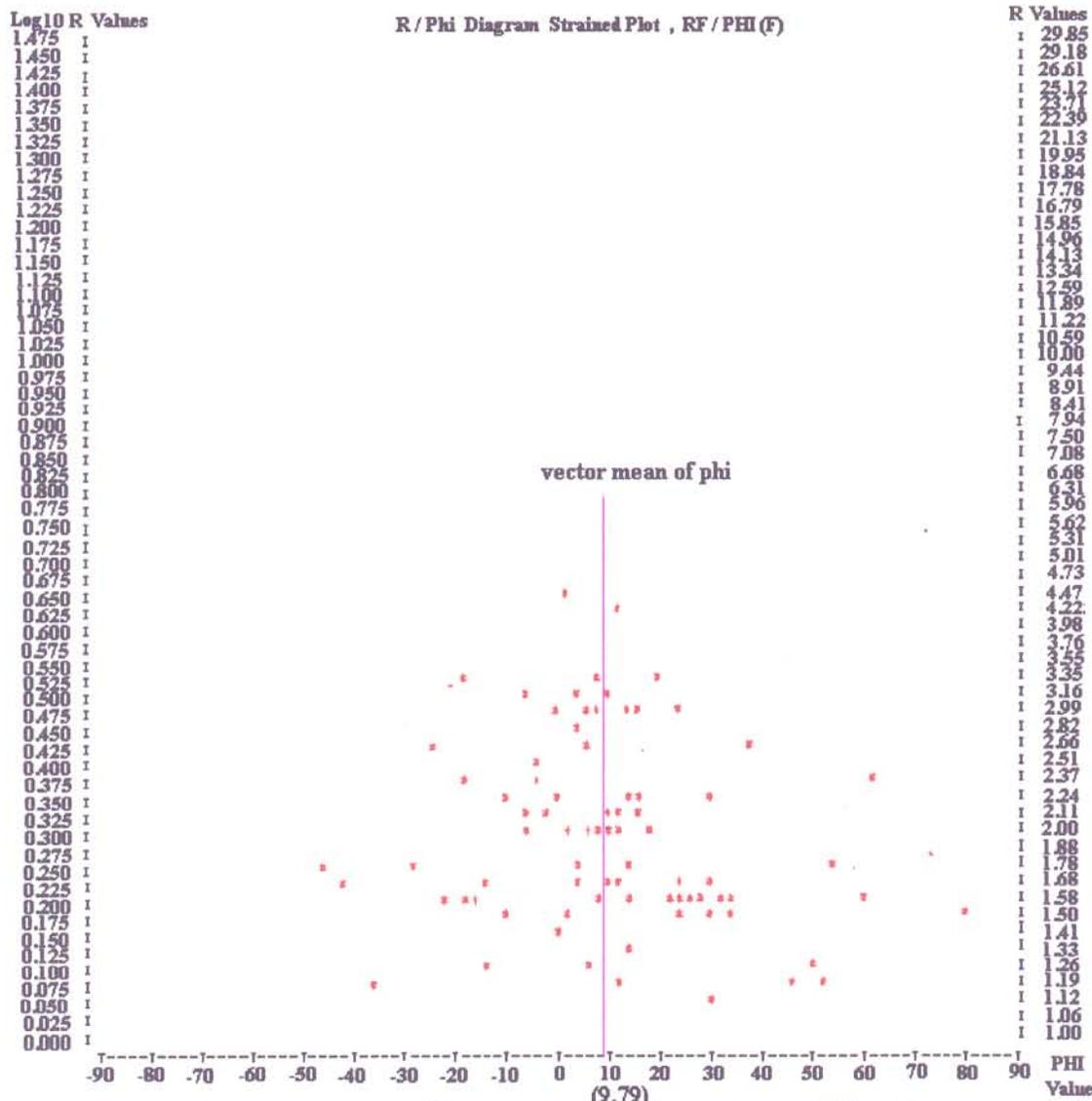


Figura 122 - Diagrama $\log_{10} R_f$ versus a orientação de $1+e_1$ (Phi) dos porfiroclastos de quartzo do Morro do Carneiro. O empacotamento tende a ser fechado indicando que o valor de R_s é maior que R_i .

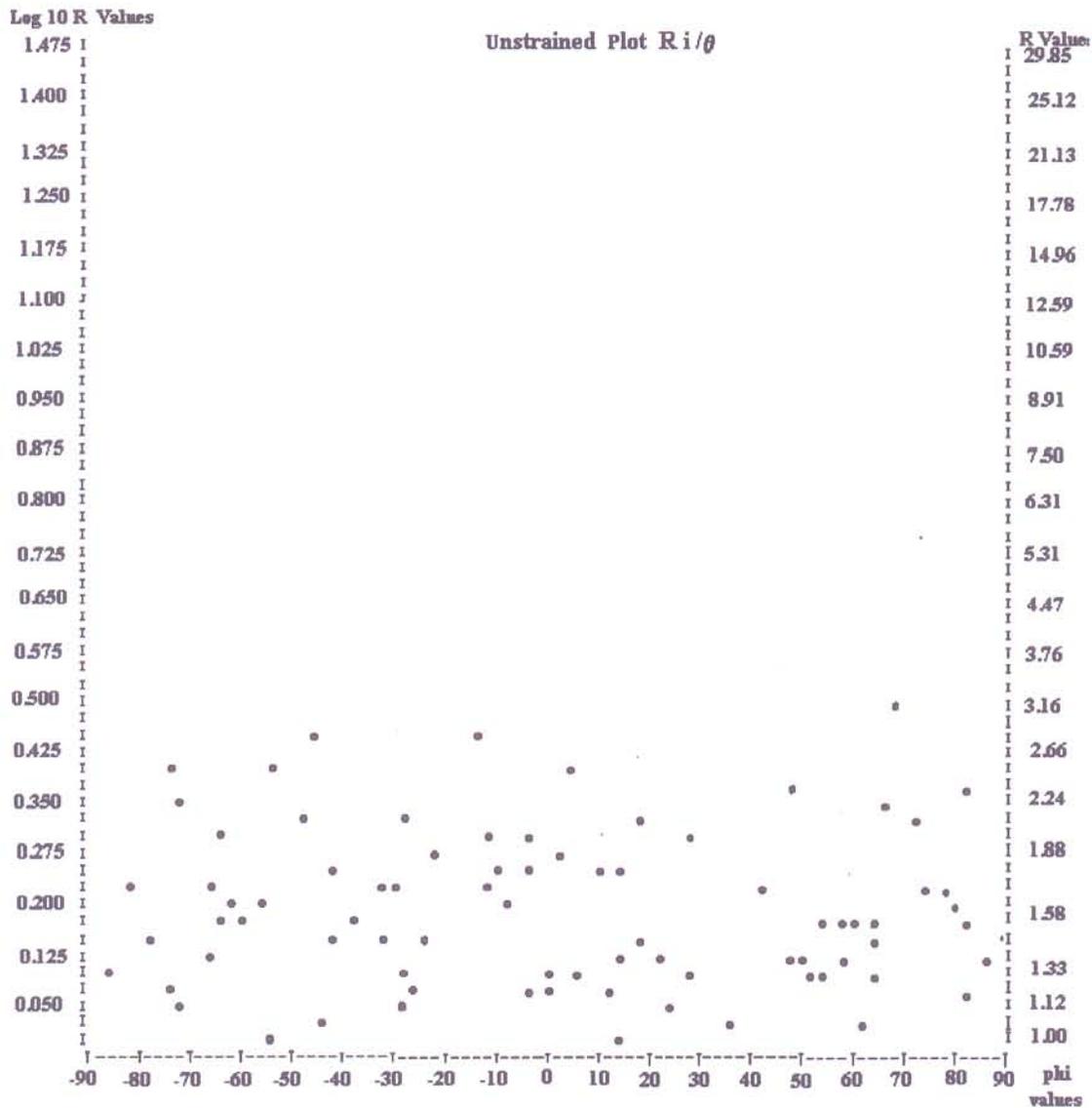


Figura 123 - Flutuação de 180° que representa a distribuição de $R_i \times \theta$, indicando a ausência de trama no estágio "não deformado". Este gráfico R_i/θ diz respeito a elipticidade inicial e a posição espacial dos eixos maiores no estágio pré-deformação ligada ao Pulso 3.

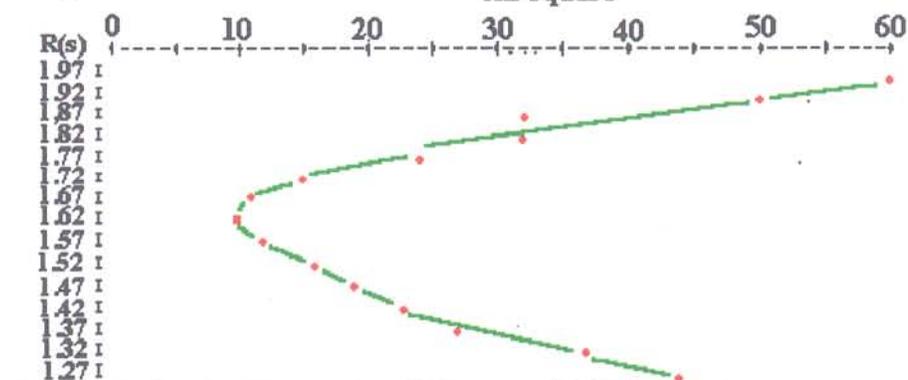
MORRO DO ZÉ LUÍS

Total Number of Elliptical Markers = 122

Harmonic Mean of R_f = 1.823Vector mean of ϕ = 10.46

Principal Direction of Strain = 17.5

chi-square



RS = 1.623 Produced lowest value of chi-square (10.131)

For 8 degrees of freedom

chi - square point	% points	10.0%	5.0%
2 degrees of freedom		4.61	5.99
8 degrees of freedom		13.36	15.51

Figura 124 - Teste de simetria Chi - quadrado versus R_s atingindo a definição de uma boa parábola, por conseguinte indicando boa confiabilidade dos dados. Quartzitos do Morro do Zé Luís.

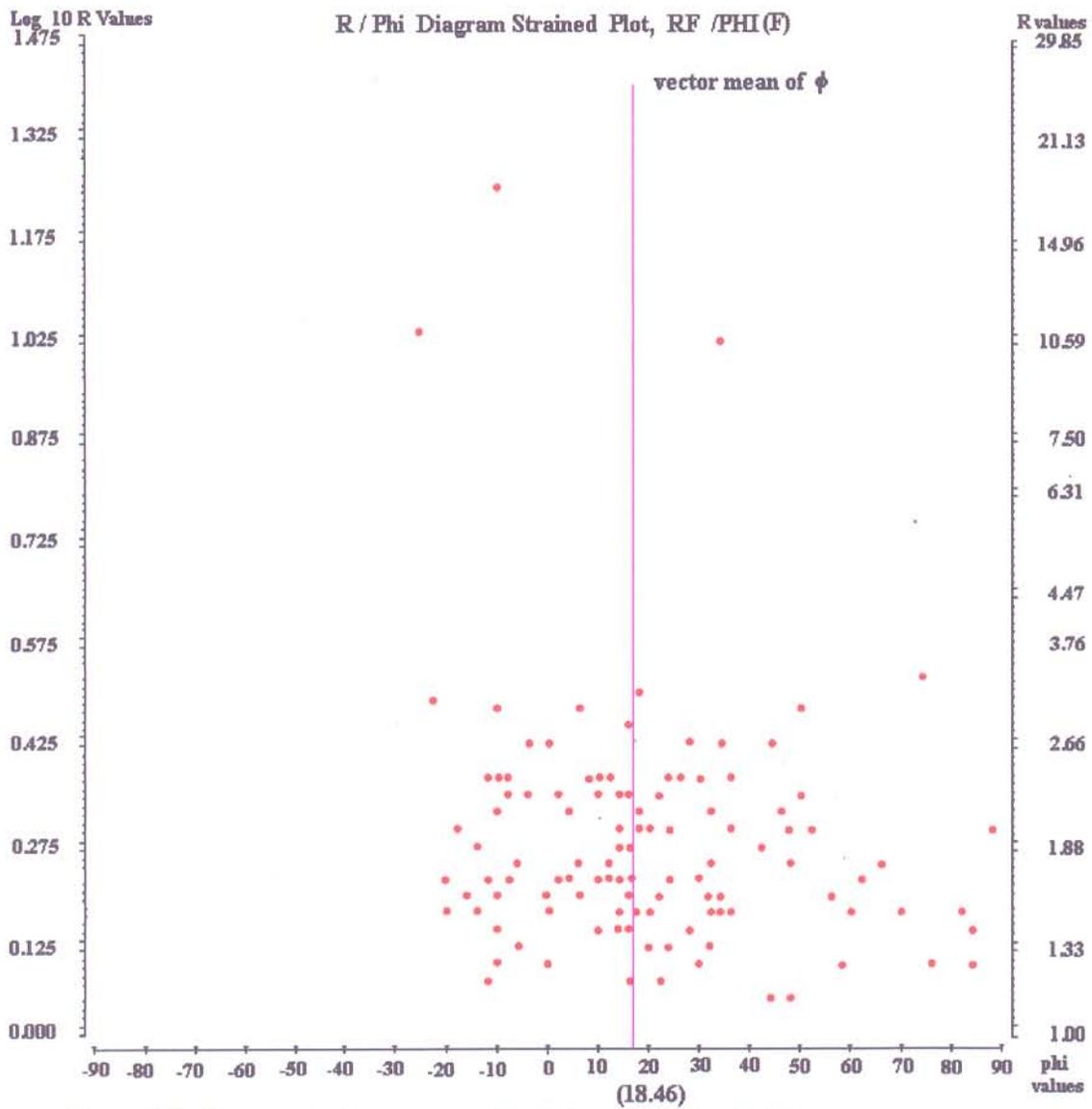


Figura 125 - Diagrama R_F / ϕ para os porfiroclastos de quartzo do Morro do Zé Luis. A distribuição, com concentrações em valores positivos de ϕ revela a rotação dextral.

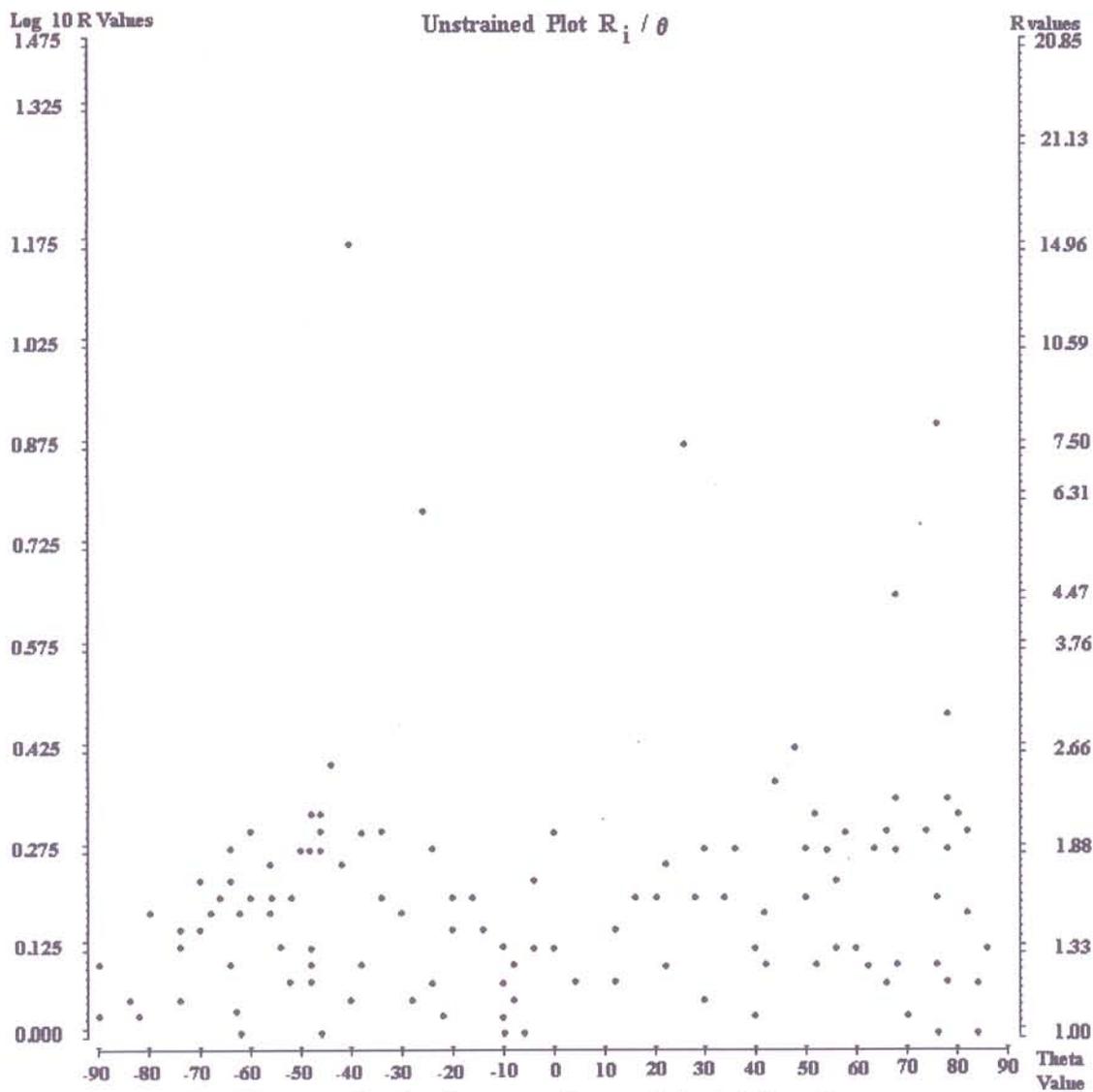


Figura 126 - Diagrama $R_i \times \theta$ demonstrando o estágio indeformado, para os porfiroclastos de quartzo do morro do Zé Luis. A flutuação de 180 indica orientação inicial (θ -Theta) ao acaso.

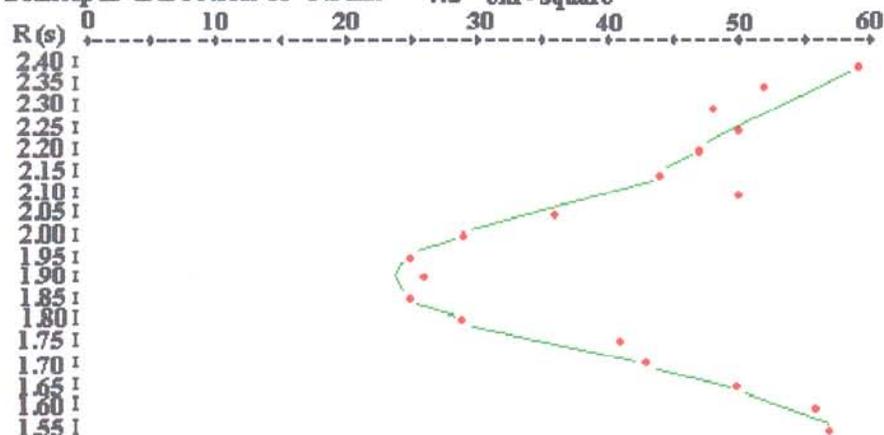
MORRO DO BOLA

Total Number of Elliptical Markers = 101

Harmonic Mean of RF = 2.192

Vector Mean of Phi = 3.76

Principal Direction of strain = 4.8 chi-square



Rs = 1.947 Produced lowest value of chi-square (25.040)

For 8 degrees of freedom

chi-square	% points	10.00%	5.00%
2 degrees of freedom		4.61	5.99
8 degrees of freedom		13.36	15.51

(A)

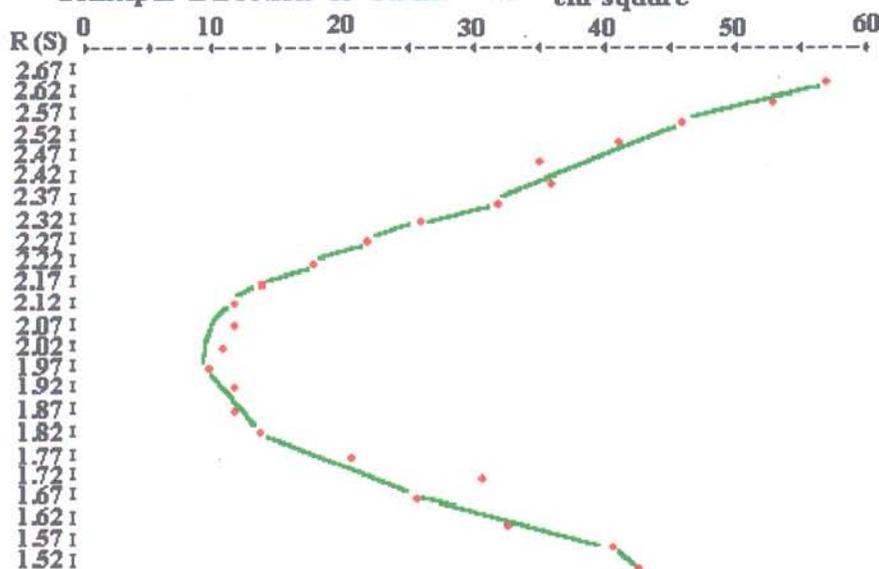
MORRO DO BOLA / 02

Total Number of Elliptical Markers = 126

Harmonic Mean of RF = 2.420

Vector Mean of ϕ = 3.30

Principal Direction of Strain = 4.8 chi-square



RS = 1.970 Produced lowest value of chi-square (9.556)

For 8 degrees of freedom

chi-square	% points	10.0%	5.0%
2 degrees of freedom		4.61	5.99
8 degrees of freedom		13.36	15.51

Figura 127 - A e B são testes chi-quadrado versus Rs para os quartzitos do Morro do Bola. Em ambos os casos definem parábolas com boa simetria.

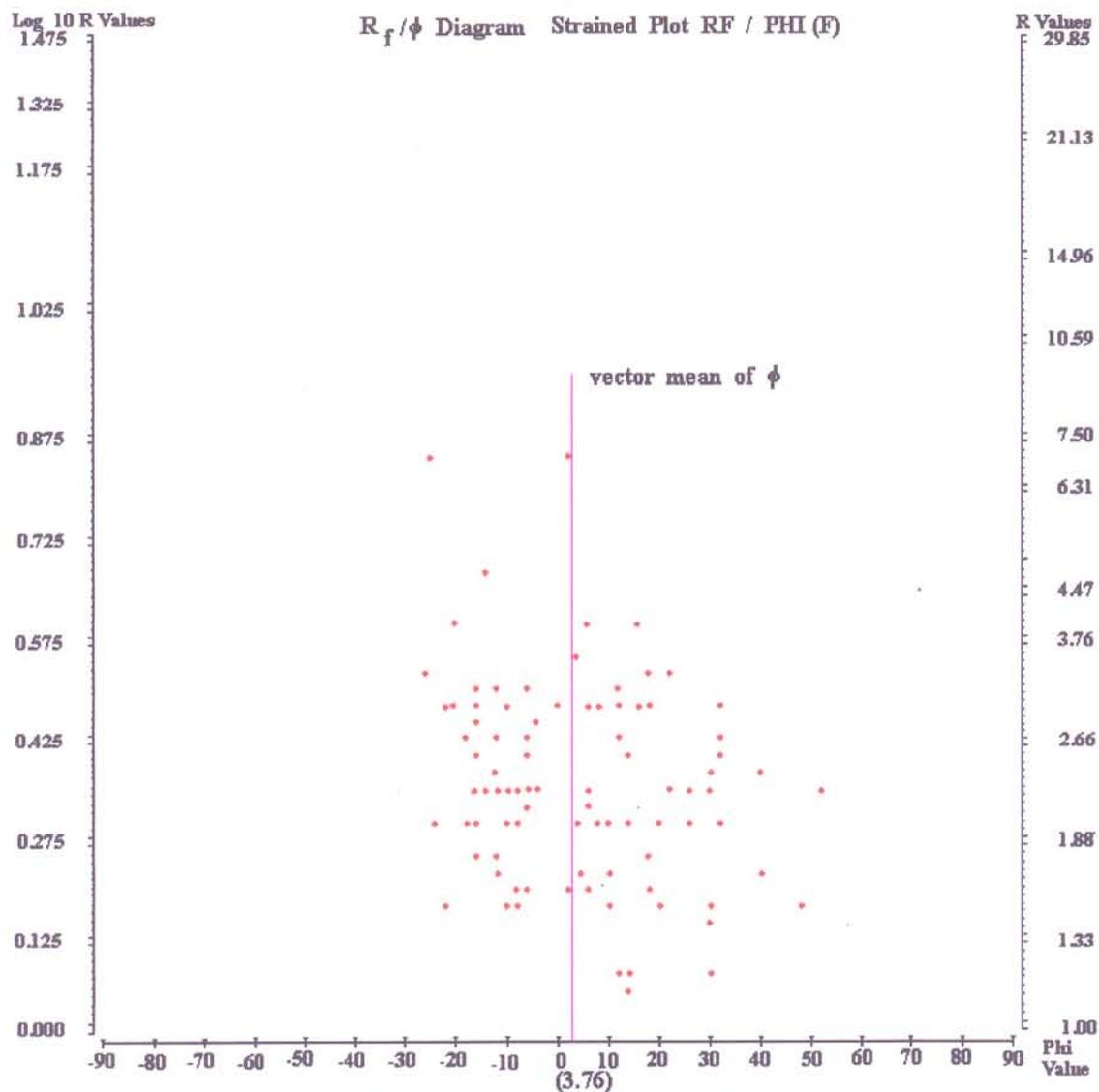


Figura 128 - Diagrama $R_f \times \phi$ dos quartzitos do Morro do Bola, relacionados a $R_s = 1.947$. A flutuação de 60° para o empacotamento demonstra que a razão de "strain" é maior que a elipticidade inicial dos marcadores.

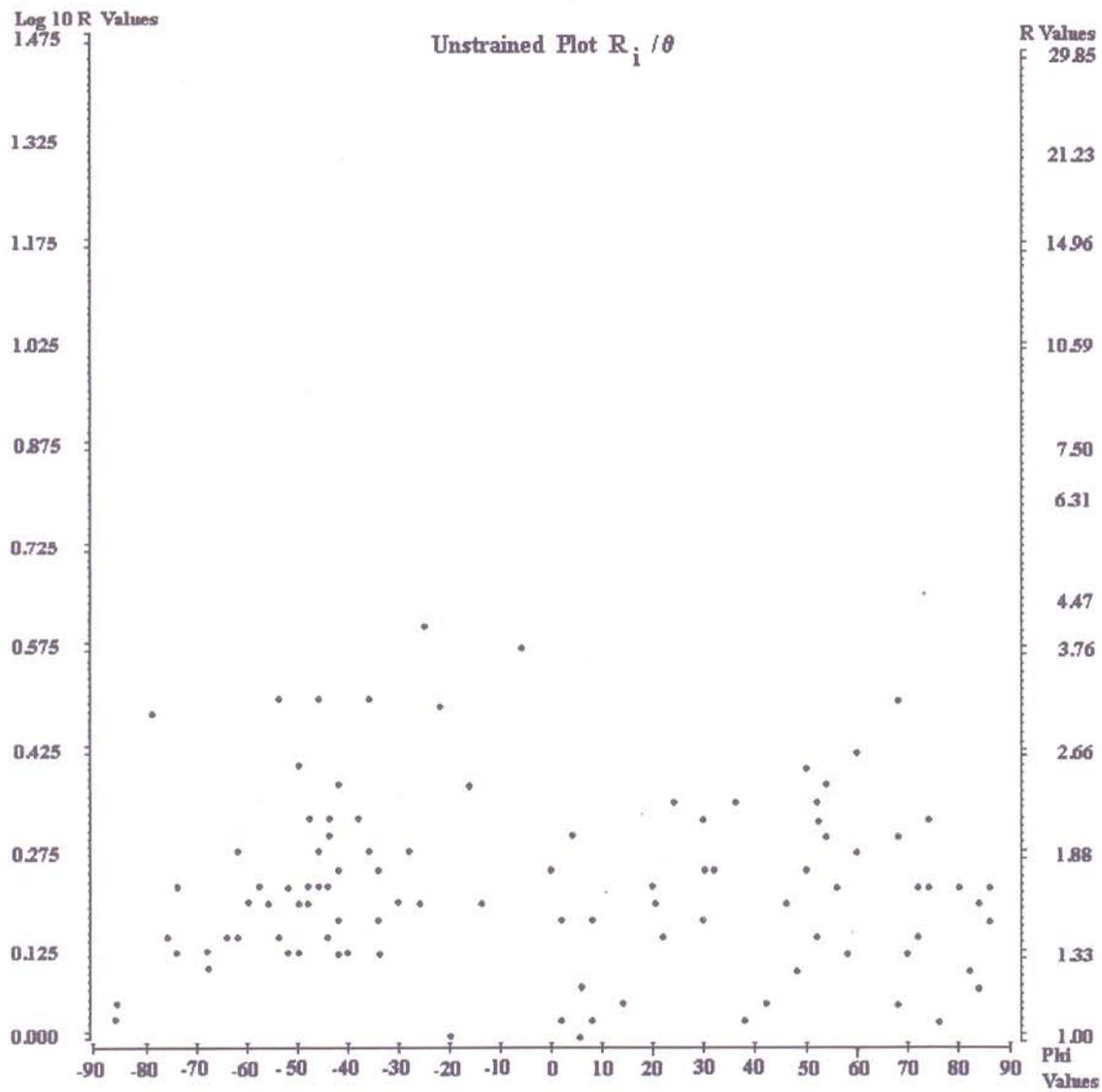


Figura 129 - Diagrama $R_i \times \theta$ para os quartzitos do Morro do Bola. A aparente concentração nas extremidades (+) e (-) de θ talvez indiquem a presença de uma trama inicial.

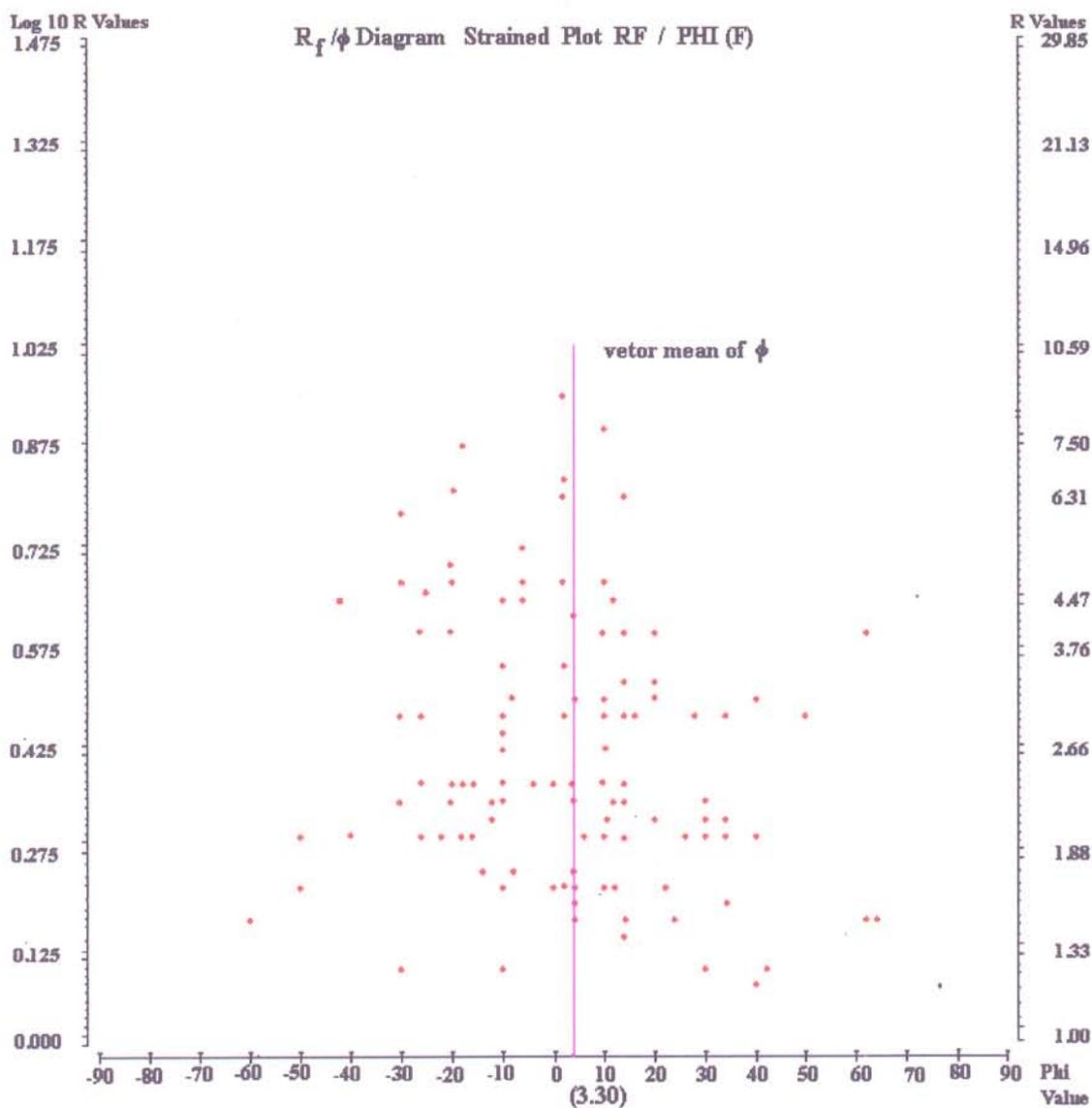


Figura 130 - Diagrama R_f/ϕ relativo aos quartzitos do Morro do Bola com $R_s = 1.970$.

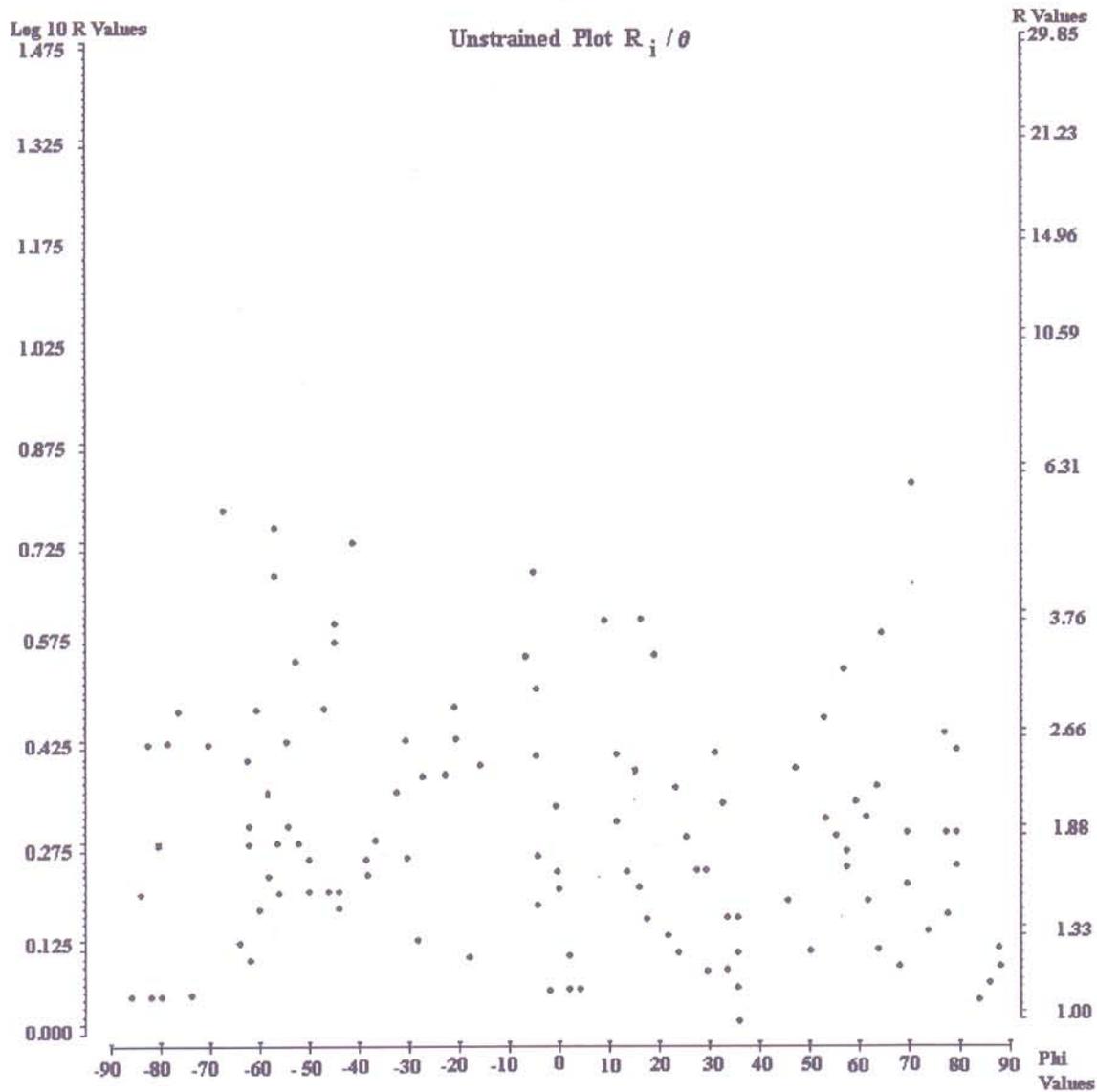


Figura 131 - Diagrama $R_i \times \theta$ representando o estágio pré-deformação do pulso 3 nos quartzitos do Morro do Bola. Este resultado é relativo ao teste Chi-Quadrado com $R_s = 1.970$

representando, portanto, as orientações de θ' em consonância com as condições de deformação plana e cisalhamento simples (RAMSAY & GRAHAM, 1970; RAMSAY & ALLISON, 1979; RAMSAY, 1980; SIMPSON, 1981). Foram analisados cinco exemplos (Figuras 132 a 136) de zonas de cisalhamento com larguras centimétricas, observando-se as relações angulares entre as foliações miloníticas S_m e as paredes da zona.

De acordo com as previsões dos modelos teóricos, o ângulo θ' diminui à medida que a deformação cisalhante aumenta (Figuras 132 e 136) de modo que eventualmente a foliação pode tornar-se subparalela as paredes da zona de cisalhamento. Para os exemplos analisados, os valores de γ e as distâncias das paredes da zona, correspondentes a cada γ , foram representados através de uma matriz $n \times m$, onde n =distância e m = γ , apresentadas na Tabela 08, objetivando a correlação de dados.

Utilizando-se parâmetros estatísticos, a média ponderada de valores de γ para cada zona varia de $\gamma = 1,38$ até $2,65$. Contudo, as variações de γ para cada zona são grandes, encontrando-se valores de γ entre $0,21$ a $19,03$. O caráter heterogêneo da deformação é evidente nos valores de variância na Tabela 08.

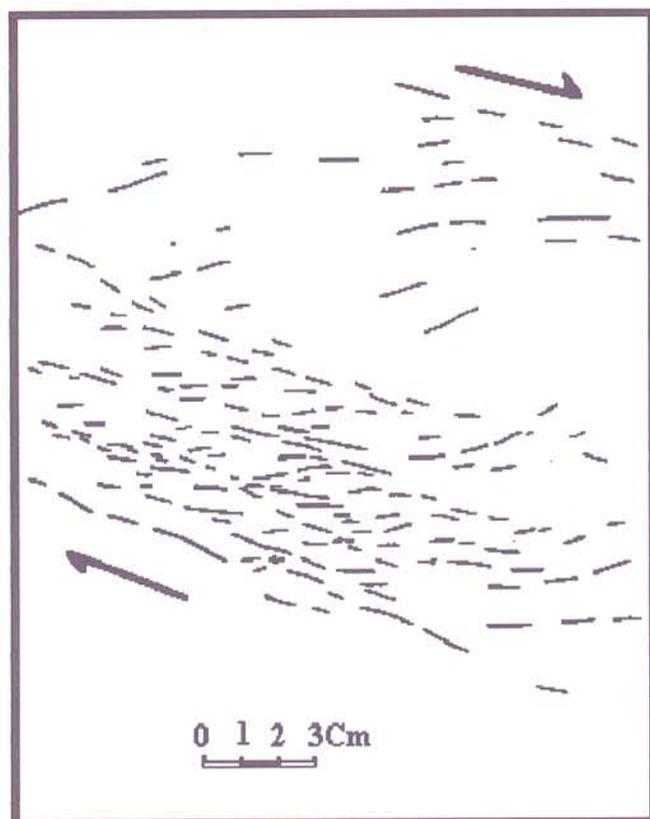


Figura 132 - Feixes de bandas de cisalhamento em tonalitos miloníticos da Suíte Serra do Boqueirão. TO -225 16 km a oeste de Dianópolis.

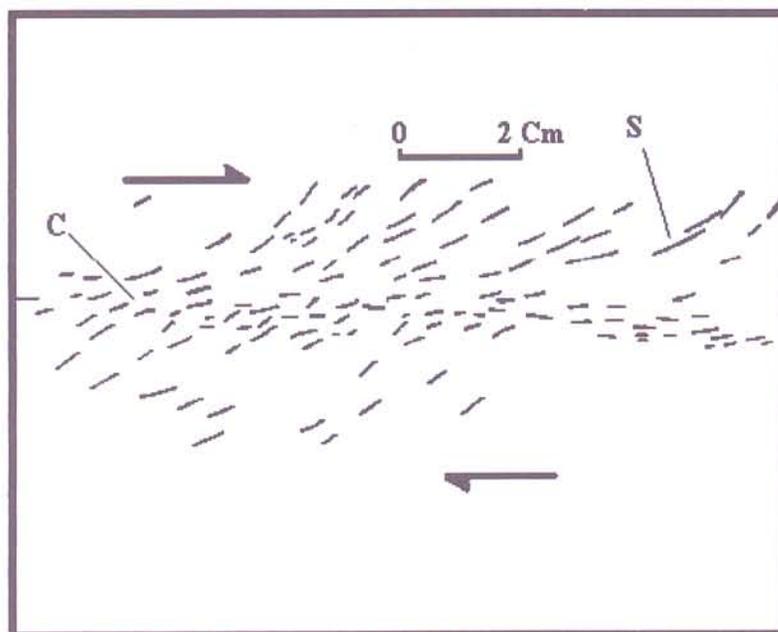


Figura 133 - Dupla foliação do tipo S-C dextral em trondhjemito milonítico da Suíte Serra do Boqueirão. Serra das Areias. Município de Almas.

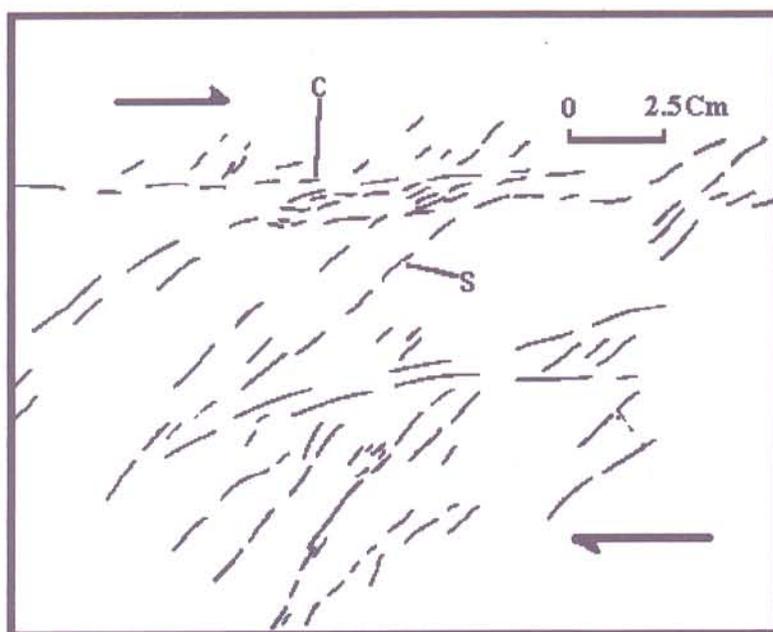


Figura 134 - Bandas de cisalhamento com dupla foliação S-C em trondhjemito milonítico da Suíte Serra do Boqueirão. Serra da Bocaina. Altura da TO-225. Município de Almas.

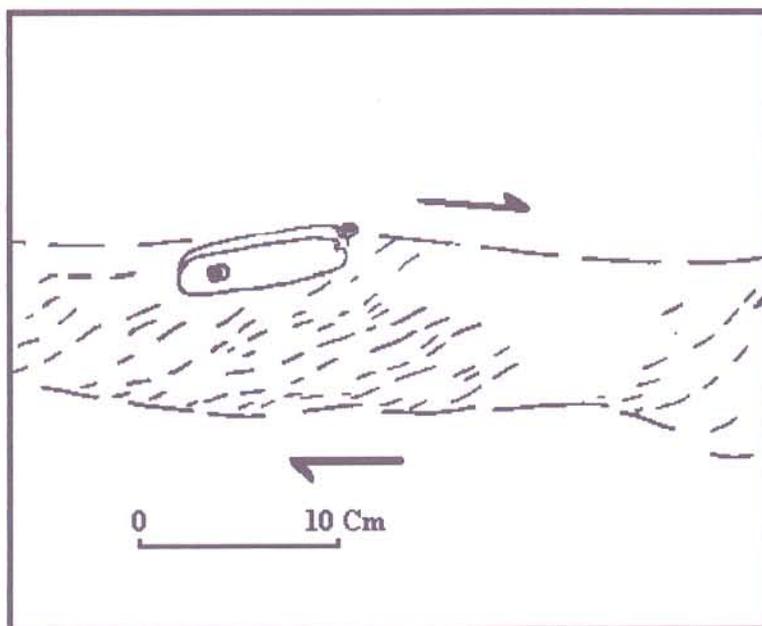


Figura 135 - Zona de cisalhamento dúctil em fases pegmatóides incluídas nos granitóides da Suíte Serra do Boqueirão, 20 Km ao sul de Dianópolis.

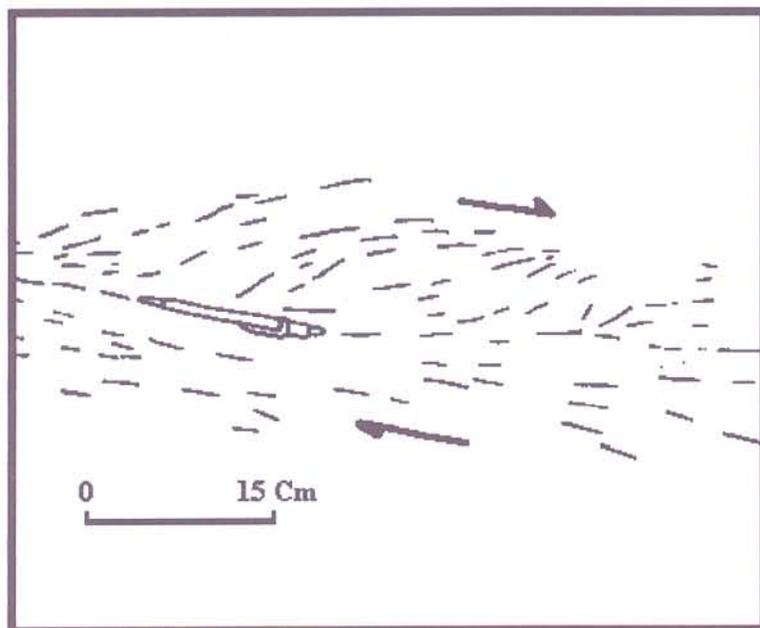


Figura 136 - Zona de cisalhamento dúctil em trondhjemito da Suíte Serra do Boqueirão, a oeste da fazenda Baroneza.

Exemplo fig. 132 granitóide da Suite Serra do Boqueirão			Exemplo da fig. 133 granitóide da Suite Serra do Boqueirão			Exemplo da fig. 134 granitóide da Suite Serra do Boqueirão		
I	γ		I	γ		I	γ	
11	0,0	00,00	11	0,0	00,00	11	0,0	00,00
12	0,2	01,56	12	0,5	00,21	12	1,7	00,73
13	0,2	19,02	13	0,55	01,32	13	0,9	01,80
14	0,5	01,40	14	1,4	00,5	14	0,2	19,03
15	0,1	11,34	15	0,35	11,34	15	1,4	00,50
16	0,5	01,86	16	0,3	02,96			
17	0,15	19,02	17	0,5	00,99		4,20	2X5
18	0,8	01,68	18	1,2	00,73			
19	0,2	14,23						
110	3,7	00,65		3,9	2X8			
111	0,2	05,12						
	6,55	2X11						
Média Ponderada de $\gamma = 2,65$			Média Ponderada de $\gamma = 2,44$			Média Ponderada de $\gamma = 1,75$		
Desvio Padrão de $\gamma = 7,54$			Desvio Padrão de $\gamma = 4,10$			Desvio Padrão de $\gamma = 8,20$		
Variância de $\gamma = 56,91$			Variância de $\gamma = 16,81$			Variância de $\gamma = 67,21$		
Correlação $\gamma X I = 0,79$			Correlação $\gamma X I = 0,98$			Correlação $\gamma X I = 0,97$		
Co-Variância $\gamma X I = 7,27$			Co-Variância $\gamma X I = 34,97$			Co-Variância $\gamma X I = 12,01$		
Reta que melhor se ajusta:			Reta que melhor se ajusta:			Reta que melhor se ajusta:		
Coeficiente Angular (0,13)			Coeficiente Angular (2,25)			Coeficiente Angular (0,15)		
Coeficiente Linear (0,69)			Coeficiente Linear (-0,11)			Coeficiente Linear (1,03)		
Exemplo da fig. 135 granitóide da Suite Serra do Boqueirão			Exemplo da fig. 136 granitóide da Suite Serra do Boqueirão					
I	γ		I	γ				
11	0,0	00,00	11	0,00	00,00			
12	1,05	01,15	12	0,8	00,43			
13	0,85	02,95	13	1,5	01,80			
14	0,65	00,50						
	2,55	2X5						
Média Ponderada de $\gamma = 1,58$			Média Ponderada de $\gamma = 1,38$					
Desvio Padrão de $\gamma = 1,23$			Desvio Padrão de $\gamma = 0,97$					
Variância de $\gamma = 1,51$			Variância de $\gamma = 0,94$					
Correlação $\gamma X I = 0,97$			Correlação $\gamma X I = 0,77$					
Co-Variância $\gamma X I = 2,62$			Co-Variância $\gamma X I = 1,33$					
Reta que melhor se ajusta:			Reta que melhor se ajusta:					
Coeficiente Angular (1,63)			Coeficiente Angular (1,42)					
Coeficiente Linear (0,22)			Coeficiente Linear (-0,39)					

Tabela 08 - Tratamento estatístico de matrizes de correlação de dados de γ versus I (dx).

Os deslocamentos associados a cada zona foram determinados seguindo-se os procedimentos de RAMSAY & GRAHAM (1970) e RAMSAY & HUBER (1983), calculando-se a área fornecida por cada curva através da fórmula:

$$s = \int_0^x \gamma \cdot dx$$

Contudo, esta fórmula é apenas a representação do caso geral, de modo que nos exemplos em pauta, o deslocamento associado a cada zona é representado por uma integral particular. Os valores da constante γ de cada zona de cisalhamento foram os da média ponderada, onde as larguras das faixas correspondentes a cada (dx) foram utilizadas como valores de ponderação (Tabela 8). Os maiores deslocamentos foram identificados em zonas de maior concentração de deformação, com valores variando desde 12,25 cm (valores mínimos) até 34,68 cm. No entanto, os rejeitos dominantes situam-se entre 17 e 19 cm.

Os dados de deslocamento obtidos pela integração das curvas é ligeiramente diferente, porém dentro de valores extremamente próximos aos deslocamentos obtidos pela soma dos vários incrementos de d , ao longo do perfil verdadeiro da zona de cisalhamento (Tabela 8).

2.5 INTEGRAÇÃO DOS DADOS

Os diversos tipos petrográficos do Arqueano-Proterozóico Inferior compõem três unidades litoestratigráficas principais. A unidade que representa provavelmente o embasamento regional (Complexo Alto Paranã) inclui sobretudo ortognaisses migmatizados, além de anfibolitos, paragnaisses e granulitos, e sua formação poderia estar relacionada ao contexto de um terreno de alto grau metamórfico. As rochas supracrustais, reunidas no Grupo Riachão do Ouro, são representadas por metadacitos, filitos, xistos, quartzitos, metaconglomerados e formações ferríferas, interpretadas no âmbito de seqüências tipo "greenstone". A unidade mais nova, Suíte Serra do Boqueirão, enfeixa corpos de tonalitos, granodioritos, trondhjemitos e granitos, os quais, juntamente com as rochas supracrustais formam o terreno granito-"greenstone" da região de Dianópolis-Almas.

Embora a evolução geológica destas unidades ainda não esteja ainda completamente esclarecida, alguns aspectos tectônicos e estruturais são aqui destacados para que se avance no entendimento da evolução do quadro geológico mais antigo da área.

1 - Os gnaisses apresentam trama planar (bandamento composicional e acamadamento) formada sob condições térmicas da fácies anfibolito, cuja posição espacial não é mais

possível restaurar devido às modificações impostas pela deformação que afetou as rochas supracrustais e os granitóides. Contudo, entende-se que esta estrutura planar vincula-se a um evento termo-tectônico antigo, responsável pela formação das rochas do embasamento da área e sua translação para níveis crustais mais rasos;

2 - as rochas supracrustais estão fortemente afetadas pelo evento que gerou as zonas de cisalhamento transcorrentes, ao longo das quais observam-se duplexes transpressivos alternados com segmentos direcionais. Poucos exemplares de rochas dessas unidades não foram afetados por esse evento deformacional em fácies xisto verde;

3 - os granitóides também foram afetados pelas zonas de cisalhamento transcorrentes, sobretudo nas suas bordas, nas regiões de contato com as rochas supracrustais. As partes centrais de alguns corpos estão isentos de deformação, onde reconhecem-se suas texturas originais;

4 - todas as relações de contato entre as três unidades são definidas por zonas de cisalhamento tangenciais ou direcionais. Por outro lado, há xenólitos de rochas supracrustais nos granitóides sugerindo relações de intrusões que foram modificadas pela deformação.

Tais pontos sugerem que a formação das unidades litológicas do Arqueano-Proterozóico Inferior está ligada a dois eventos termo-tectônicos. O evento que gerou a trama planar em fácies anfibolito nos gnaisses deve ter envolvido expressivos movimentos tangenciais que proporcionaram o soergimento de rochas granulíticas da crosta inferior, no contexto do modelo de colisão de segmentos continentais semelhante ao discutido por HASUI & HARALYI (1985), COSTA (1985), COSTA et al. (1988) e HASUI et al. (1993). O outro evento inclui a instalação das bacias que alojaram as rochas supracrustais, acompanhada pela colocação dos corpos de granitóides, e seguidos pela deformação dúctil que afeta todas as unidades litológicas. A fase de instalação de bacias não é mais possível restaurar, mas não deve ser descartada a proposta que invoca transtensão ligada a vários feixes de zonas transcorrentes, quando se considera a distribuição espacial das faixas de rochas supracrustais. A deformação dúctil é caracterizada por várias faixas de zonas transcorrentes dextrais, as quais compõem um cinturão com mais de 40 km de largura, de direção N20-30E. A caracterização desse quadro estrutural descarta a proposta que considera a deformação das rochas supracrustais decorrente da colocação dos corpos de granitóides.

Alternativamente, pode-se considerar o desenvolvimento das unidades através de um modelo de colisão oblíqua caracterizado por três pulsos principais de

movimentação. O primeiro pulso gerou imbricação nos gnaisses, impôs espessamento crustal em decorrência do soerguimento de rochas granulíticas e proporcionou transformações em fácies anfibolito. O segundo formou sistemas transcorrentes dextrais ao longo dos quais se formaram as bacias que foram preenchidas pelas rochas supracrustais, acompanhadas pela colocação dos granitóides. O terceiro corresponde a fase transpressiva do sistema transcorrente, afetando todas as unidades litológicas.

É oportuno destacar que todos os trabalhos realizados na região de Dianópolis-Almas interpretaram as unidades litológicas no contexto da evolução de um terreno granito-"greenstone" (COSTA et al., 1976; CORRÊA FILHO & SÁ, 1980; BERBERT, 1980; HASUI et al., 1980, DANNI et al., 1982; HASUI et al., 1984a; COSTA, 1985), com base nos seguintes dados:

- presença de faixas estreitas e alongadas de rochas vulcânicas e sedimentares, com orientações variadas, em meio a corpos de granitóides;

- dominância de assembléias minerais de fácies xisto-verde;

- existência de sinclínorios afetando as rochas supracrustais; e

- expressiva vocação metalogenética da área, principalmente para ouro.

No entanto, os dados apresentados nesta tese indicam que:

1 - os componentes ultramáficos não existem, os máficos ácidos e intermediários são restritos, os metassedimentos são essencialmente siliciclásticos, com reduzidas ocorrências de formação ferrífera;

2 - a deformação é expressa através de zonas de cisalhamento transcorrentes e as estruturas definidas como sinclínórios correspondem a duplexes transpressivos;

3 - as rochas supracrustais não afetadas pela deformação dúctil são inexpressivas;

4 - as relações dos granitóides da Suíte Serra do Boqueirão com as rochas supracrustais são tectônicas;

5 - existe uma faixa de rochas de alto grau separando as faixas de rochas supracrustais em dois setores.

Portanto, não se trata de um terreno granito-"greenstone" como se conhece classicamente na

literatura geológica de vários continentes (Africa, Austrália, etc..), mas de um cinturão transcorrente com faixas de gnaisses de alto grau e de seqüências metavulcano-sedimentares com granitóides associados.

Apesar das diferenças assinaladas, é mantida nesta tese a proposta de um terreno granito-"greenstone" até que novos estudos sejam realizados na área a sul da região de Dianópolis-Almas onde há expressivas ocorrências de faixas de rochas supracrustais e granitóides.

3. O PROTEROZÓICO

3.1 GRUPO BAMBUÍ

3.1.1 Introdução

As primeiras observações sobre essa unidade foram feitas por Gardener apud COSTA et al. (1976), que descreveu na Serra Geral de Goiás uma seqüência composta de mármore e xistos. O termo Bambuí foi proposto por Rimman, apud CORRÊA FILHO & SÁ (1980).

SCHOBENHAUS et al. (1974) correlacionaram as rochas aflorantes na região de Dianópolis à Formação Paraopeba. Ela é constituída por ardósias, metassiltitos e filitos com intercalações de calcários.

HASUI et al. (1990) propuseram a correlação estratigráfica entre os grupos Natividade e Bambuí; o primeiro reúne fácies proximais e o segundo as mais distais dentro de uma bacia cuja borda a oeste, seria marcada por leques aluviais e nas suas partes central e oriental dominaria a plataforma carbonática. Estes autores registram a ocorrência de três ciclos transgressivo-regressivos relacionados a "onlap" costeiro.

O Grupo Bambuí no extremo leste da área investigada é representado por um pacote pelítico-

carbonático, atribuído à Formação Paraopeba por CORRÊA FILHO & SÁ (1980). A natureza lenticular dos carbonatos em meio a uma seqüência predominantemente pelítica, com margas subordinadas, permite também a correlação com a Formação Sete Lagos de Dardenne, apud CORRÊA FILHO & SÁ, op. cit. Estromatólitos são observados em calcários dolomíticos que afloram na margem do rio Palmeiras, próximo a TO-118. Esse pacote apresenta mergulho variando de 5° a 35° para W, está em contato discordante com as unidades rochosas que compõem o Grupo Riachão do Ouro e a Suíte Serra do Boqueirão e é coberto discordantemente pelos sedimentos da Formação Urucua do Cretáceo. Sua espessura média é de 60 m.

3.1.2 Aspectos Litológicos

O Grupo Bambuí compreende filitos, ardósias, metassiltitos e metacalcários.

Os filitos são cinza-esverdeados e possuem brilho sedoso que marca o plano da foliação definida pela orientação preferencial de pequenos cristais de sericita. Ao microscópio apresentam textura lepidoblástica e são constituídos por sericita e quartzo; finas lamelas de sericita alinham-se paralelas a foliação, onde esta é realçada por óxidos de ferro. O quartzo ocorre como cristais

recristalizados, compondo faixas descontínuas ou formando agregados dispersos entre as palhetas de sericita.

A leste da cidade de Dianópolis, ao longo da TO-118, os filitos exibem coloração marrom e contêm pequenos seixos esparsos, arredondados e achatados, de quartzo leitoso e quartzitos.

As ardósias ocorrem como camadas delgadas, apresentam coloração cinza, com variações para creme e marrom-avermelhado onde estão alteradas, e possuem clivagem ardosiana bem definida, além de laminação provavelmente primária e singenética. Ao nível microscópico, distinguem-se quartzo, argilo-minerais e palhetas de sericita.

Os metassiltitos contêm intercalações subordinadas de metargilitos no vale do córrego Morombó (CORRÊA FILHO & SÁ, 1980), apresentam coloração esverdeada, têm granulação fina e são constituídos de quartzo, argilo-minerais e sericita. O acamamento encontra-se bem preservado.

Os metacalcários ocorrem restritamente na base dos pacotes, como corpos lenticulares, e com espessuras que não ultrapassam 25m. São dolomíticos, de coloração cinza escura e avermelhada e microcristalinos. O acamamento é definido pela alternância de estratos e laminações de cores

distintas. Os cristais de carbonato formam agregados em mosaico, por vezes com núcleos recristalizados.

3.1.3 Estruturas Tectógenas

O mapa da Figura 137 apresenta de forma simplificada as principais estruturas impressas nas rochas do Grupo Bambuí. Tratam-se de cavalgamentos com dobras associadas e de falhas transcorrentes. Os cavalgamentos orientam-se na direção submeridiana, definem sistemas imbricados com mergulhos suaves para oeste e isolam porções rochosas sob a forma de lentes em vários locais. O padrão dos cavalgamentos em mapa assemelha-se ao "rejoining splays" definido por BOYER & ELLIOT (1980). A Figura 138 mostra a geometria geral dos cavalgamentos, dominando o tipo lístrico.

Na escala de afloramento verifica-se que as superfícies de cavalgamento podem ser definidas também por faixas de rochas foliadas e, nesse caso, pode-se interpretá-las como zonas de cisalhamento rúptil-dúctil. A Figura 139 apresenta os pólos dos planos de foliação vinculados às zonas de cisalhamento. Em alguns locais, os cavalgamentos se projetam ao longo do acamamento, permitindo a caracterização de perfis em escada, além de duplexes interestratais de topo plano.

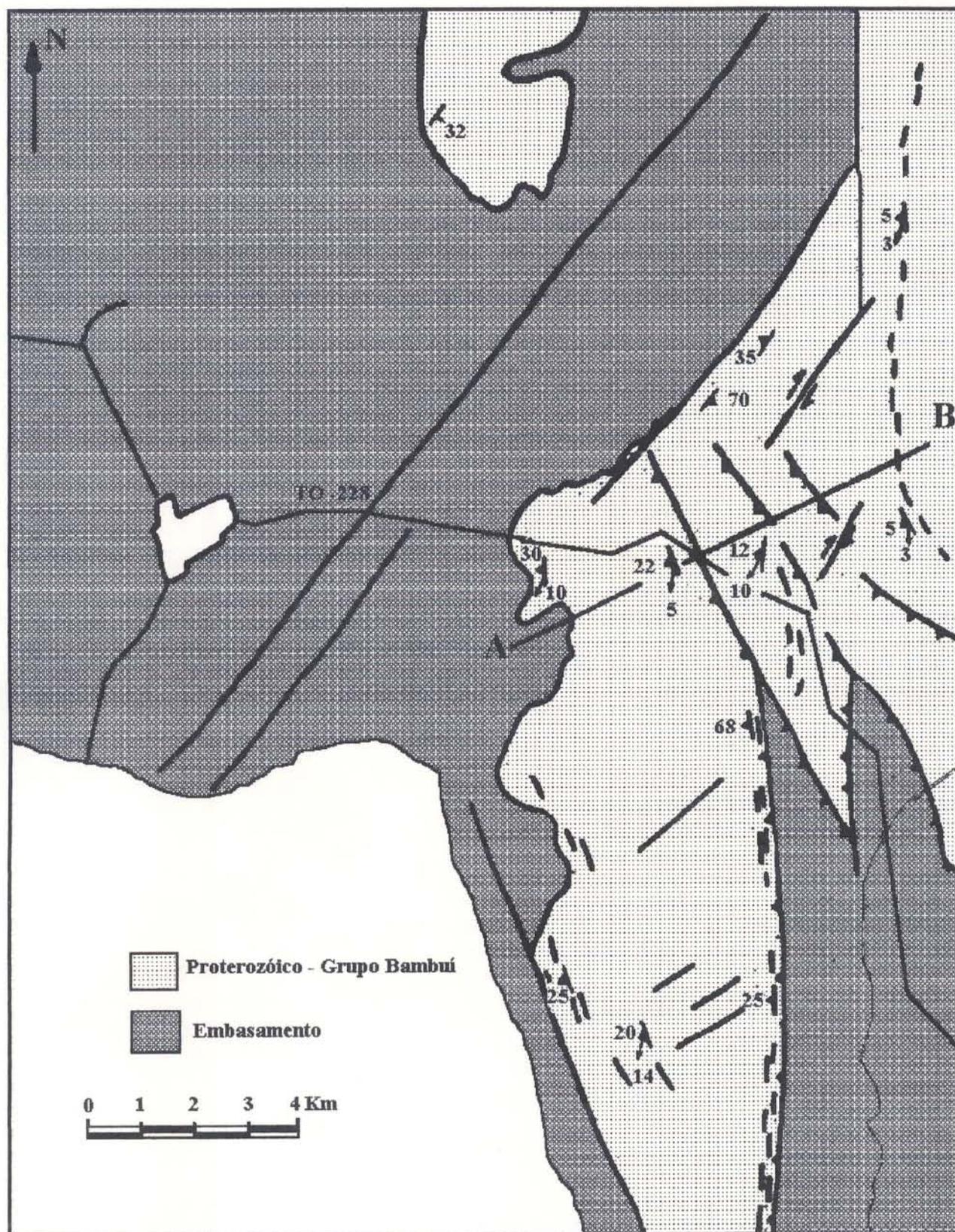


Figura 137 - Mapa estrutural simplificado do Proterozóico mostrando fundamentalmente as estruturas de inversão positiva, ligadas à implantação da Faixa Brasília, a leste da área de trabalho.

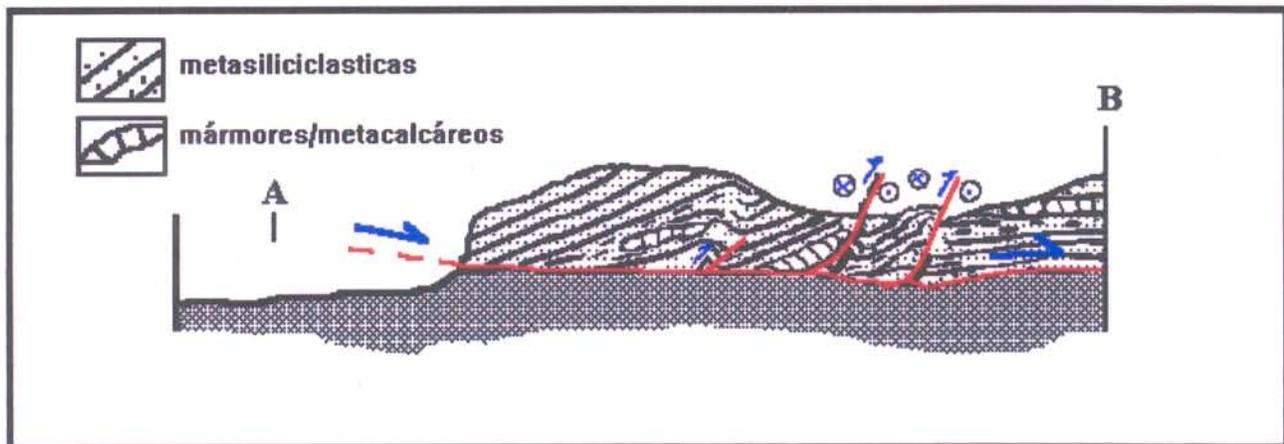


Figura 138 - Seção estrutural esquemática mostrando o feixe de falhas tangenciais em arranjo tipo leque imbricado.

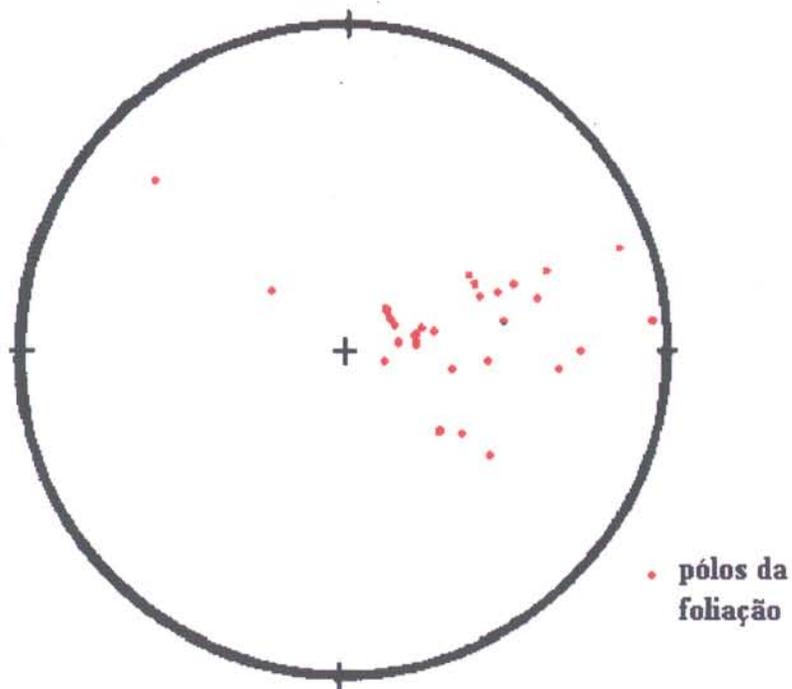


Figura 139 - Diagrama de pólos da foliação impressa no Grupo Bambuí

As dobras associadas aos cavalgamentos definem sistemas holomórficos, têm dimensões variando de métricas a quilométricas e seus eixos são sub-horizontais e posição submeridiana. No geral os estilos são variados, existindo dobras em caixa, ou com topo chato, e em "chevron" através das diversas seções, orientadas em posição submeridiana a NW-SE.

Nos planos de cavalgamento existe uma lineação mineral caracterizada pela orientação preferencial de palhetas de sericita nas rochas metasiliciclásticas e fibras de quartzo e/ou calcita nos mármore. A lineação 1 tem caimento médio de 10^0 para SSW, com variações para sul, e forma ângulo baixo com a direção dos cavalgamentos. Tal relação sugere que os planos de movimentação são predominantemente oblíquos.

As falhas transcorrentes truncam e deslocam o sistema imbricado de cavalgamentos, orientam-se preferencialmente na direção NE-SW e têm movimentação dextral. Como o transporte geral de massas rochosas nessa região é de SW para NE, deduzida principalmente a partir da relação angular entre a lineação e os cavalgamentos, pode-se interpretar as falhas transcorrentes como rampas laterais.

4 O MESOZÓICO

4.1 INTRODUÇÃO

A ampliação geográfica da sedimentação mesozóica neocretácica pós-Aptiana na Plataforma Brasileira atinge, neste período, condições intracratônicas, expressando-se através de registros nas Bacias do Amazonas, Paraná, Parnaíba e Sanfranciscana (PETRI & FULFARO, 1983).

Na bacia Sanfranciscana, o preenchimento sedimentar no Oeste Mineiro, envolve as seguintes formações, da base para o topo, segundo BARCELOS & SUGUIO (1980): Areado, caracterizada por depósitos de canais e de planícies de inundação, e espessura de 230m; Patos, representada por lavas e rochas piroclásticas, com espessura variando de 32 a 170 m e idade entre 70 M.a e 80 M.a, obtidas através do método K/Ar por HASUI & CORDANI (1968); Urucuia, referida também sob as designações de Serra Negra (BRAUN, 1970), Itapecuru (LISBOA, 1914) e Chapada (OLIVEIRA, 1967), representada principalmente por arenitos; e Capacete, derivada do retrabalhamento das formações Areado e Patos.

A Formação Urucuia Oliveira, apud CORRÊA FILHO & Sá(1980), que interessa a este trabalho, apresenta idade Cenomaniana-Santoniana (PETRI & FULFARO, op. cit.) e ocorre esporadicamente em Minas Gerais, mas tem ampla

distribuição na região compreendida entre os estados de Goiás e da Bahia, sustentando o planalto Serra Geral de Goiás ou planalto Gerais.

Na Província Tocantins (ALMEIDA et al., 1977), na região leste do estado homônimo e na parte oeste do Estado da Bahia, a Formação Urucuia se instalou essencialmente sobre unidades rochosas do Pré-Cambriano, a exemplo das ocorrências do Estado de Minas Gerais. Mais a norte, na Província Parnaíba (ALMEIDA et al., op. cit.), estende-se até o sul do Estado do Maranhão, sobreposta à Formação Codó.

Na sua constituição litológica predominam arenitos de granulação muito fina a média (BARCELOS & SUGUIO, 1982), até grossa (SCHOBENHAUS et al., 1984), caolínicos/montmoriloníticos (BARCELOS & SUGUIO, op. cit.; SCHOBENHAUS et al., op. cit.), em meio aos quais ocorrem leitos descontínuos de folhelhos e de conglomerados (SCHOBENHAUS et al., op. cit.). As estruturas sedimentares mais importantes são as estratificações plano-paralelas na base da Formação Urucuia, passando para estratificações cruzadas, separadas por um nível brechóide. A transição da Formação Areado para a Formação Urucuia é feita por camadas com concreções carbonáticas de hábito botrioidal (BARCELOS & SUGUIO, op. cit.). A deposição deu-se em ambiente

eólico, fluvial e lacustre, em clima árido e condições desérticas.

LADEIRA et al. (1971) e HASUI & HARALYI (1990) admitiram a contemporaneidade entre a sedimentação Urucuia e o vulcanismo Mata da Corda, e BARCELOS & SUGUIO (1980) consideram-na como fácies distal deste magmatismo.

Os trabalhos de síntese regional caracterizam a Formação Urucuia como afossilífera. Contudo, MENDES & PETRI (1971) reportam-se a madeiras silicificadas, e CORRÊA FILHO & SÁ (1980) referem-se a peixes de água doce, e a palinórfos de idade Aptiana. Segundo MARIA EUGÊNIA MARQUESINI DOS SANTOS (Comunicação Pessoal, 1990), os palinórfos e peixes constituem fósseis da Formação Areado. Segundo PETRI & FÚLFARO (1983), a idade Cenomaniana-Santoniana da Formação Urucuia deve-se aos seguintes aspectos: (i) sua interdigitação com a Formação Patos na Bacia Alto Sanfranciscana; (ii) a sua posição discordante sobre a Formação Codó (Aptiana) na Bacia do Parnaíba; (iii) e a sua cronocorrelação com a Formação Itapecuru também na Bacia do Parnaíba.

4.2 ASPECTOS GEOMORFOLÓGICOS

A borda oeste da Bacia Sanfranciscana apresenta padrões morfoestruturais complexos, elaborados em altimetrias particulares (BEMERGUY, 1991). Dominam os

patamares sustentados pelos parametamorfitos dos grupos Natividade e Bambuí, por granitóides da Suíte Serra do Boqueirão e por faixas submeridianas de sedimentos predominantemente terrígenos da Formação Urucuia, isolados tectonicamente entre frações do embasamento pré-cambriano. Deslocando-se para leste, os níveis de Patamares, caracterizados pela alternância mesozóico/embasamento, dão lugar a morfografias topograficamente mais elevadas, que constituem o Planalto do São Francisco ou Serra Geral de Goiás, francamente sustentada pelos sedimentos terrígenos continentais da Formação Urucuia.

Estes platôs, incluindo os Patamares e Planalto do São Francisco, foram desenvolvidos no Mesozóico, contudo sofreram soerguimentos importantes, relacionados aos movimentos tectônicos do Terciário e Quaternário, que provavelmente modificaram a borda da Bacia Alto Sanfranciscana. A análise dos solos da região indica que os sedimentos da Formação Urucuia ocupavam também a região a leste de Dianópolis.

4.3 O QUADRO ESTRATIGRÁFICO

A sucessão estratigráfica da atual borda oeste da Bacia Alto Sanfranciscana, presente nos arredores da cidade de Dianópolis, consiste de um embasamento do Pré-Cambriano, sendo coberto discordantemente por estratos

cretácicos da Formação Urucuia. Diques de diabásio pré e/ou sin sedimentação Urucuia, encontram-se na área.

Todas as litofácies ligadas à sedimentação Urucuia ajustam-se em um modelo deposicional desértico. Os sedimentos da Formação Urucuia na região investigada ocorrem como faixas submeridianas, regulares ou não e condicionadas a estruturas tipo hemigrábem. Nos mapas elaborados nas escalas de 1:250.000 (Figura 140) e 1:60.000 (Figura 141), não foi possível individualizar os tipos litológicos, mas os trabalhos de campo permitiram a caracterização de conglomerados, de depósitos de areias éólicas e de depósitos lacustres. Tais conjuntos de rochas serão descritos a seguir.

4.3.1 Diabásio

Apresentam-se como corpos alongados tabulares, concordantes com as direções estruturais das rochas supracrustais do Grupo Riachão do Ouro, de largura variando desde decimétrica (30 cm), até centenas de metros (500 a 600m) e comprimentos desde algumas centenas de metros até 9.5 Km. Ocorrem como diques subverticalizados, ocupando posição submeridiana (N-S a NNW-SSW). Os diques maiores denotam importante expressão de relevo atingindo cotas topográficas de até 650m. Comumente impõem metamorfismo de contato, inclusive com brechação de borda em suas encaixantes, que até então foram constatadas apenas nos

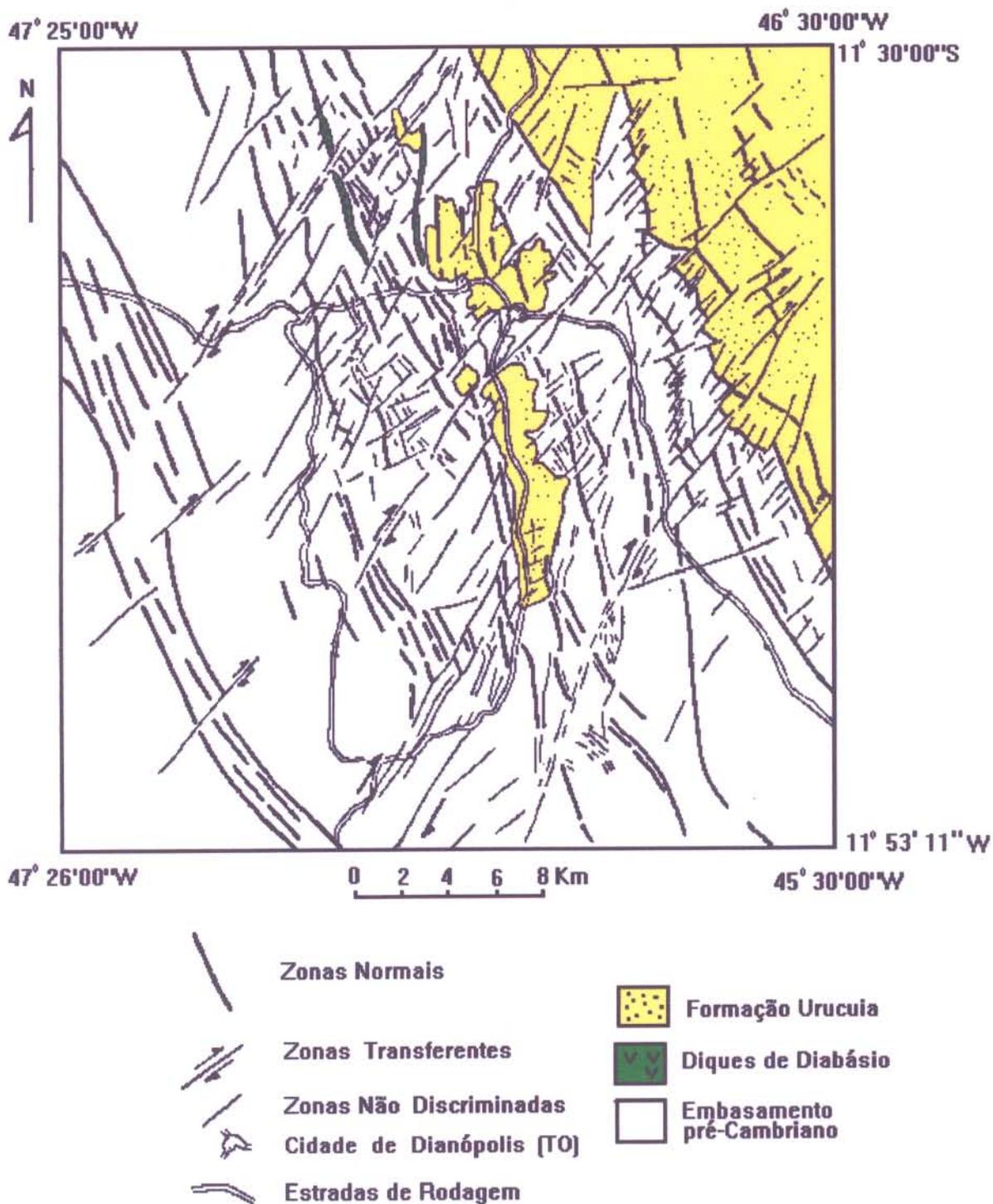


Figura 140 - Mapa litoestrutural da borda oeste da Bacia Alto Sanfranciscana entre os Estados de Tocantins e Bahia.

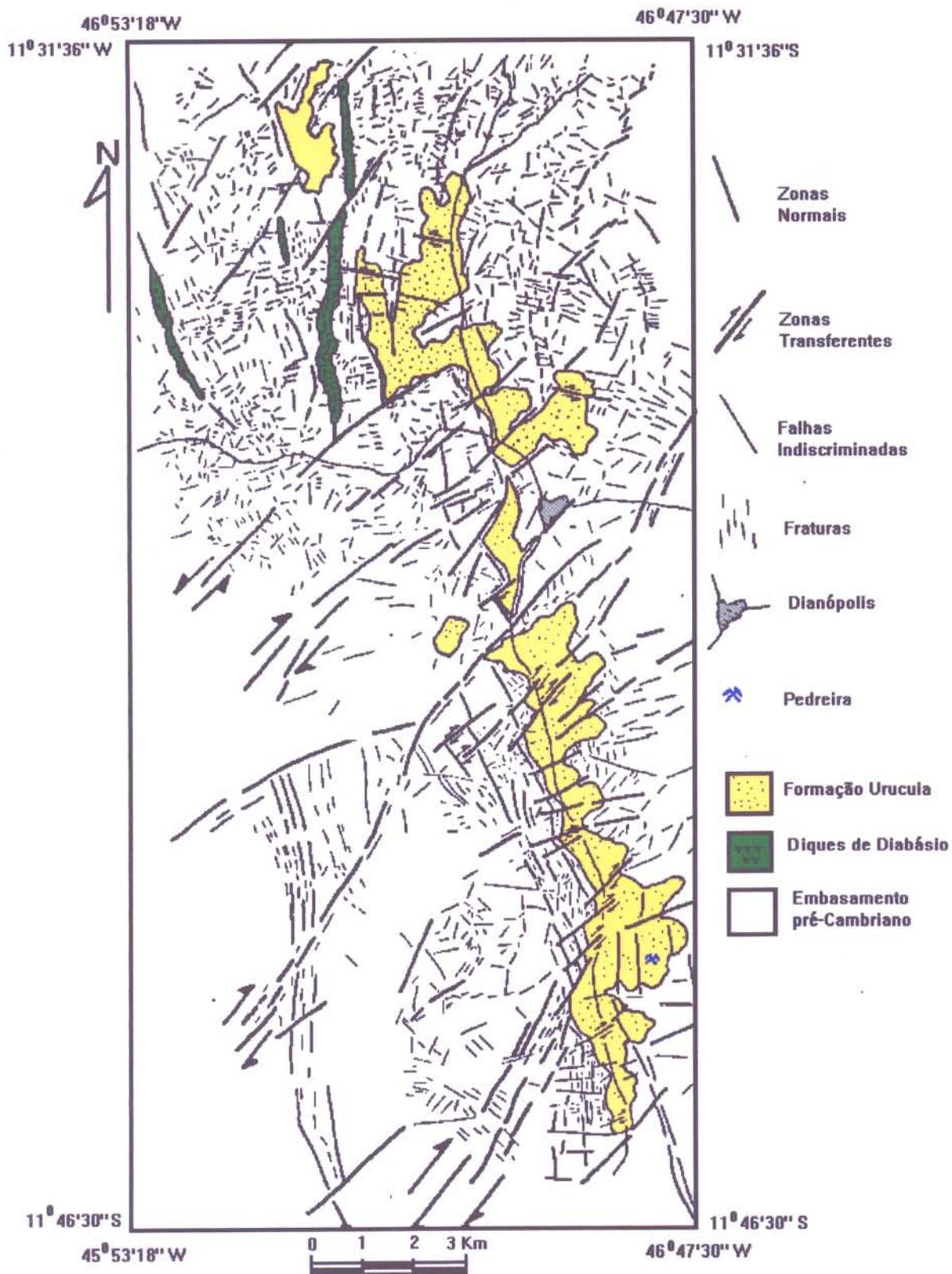


Figura 141 - Mapa do hemigraben de Dianópolis, detalhe da Figura 140.

granitóides da Suíte Serra do Boqueirão, nas proximidades da Cidade de Dianópolis.

Mesoscopicamente são melanocráticas quanto ao índice de cor e apresentam coloração verde escura quando frescos. Quando intemperizados, podem exibir plintitos amarelos/avermelhados, por vezes linearizados seguindo a orientação de pequenas falhas e fraturas. São holocristalinos, de granulação fina e textura fanerítica. Mineralogicamente, a nível de amostra de mão, existe a dominância de piroxênio (?) e localmente quando alterados apresentam pontuações esbranquiçadas, alongadas, milimétricas, caolinizadas, atestando a presença de plagioclásio. Como acessórios, pode-se identificar sulfetos nas espécies pirita e arsenopirita.

4.3.2 Fácies Conglomerática

Na parte sul do hemigrabén de Dianópolis, em contato com os granitóides da Suíte Serra do Boqueirão, existem conglomerados com seixos de granitóides (geralmente intemperizados e caolinizados), quartzo leitoso e de quartzitos imersos em matriz arenosa de coloração avermelhada. Compõem níveis de espessuras centimétricas e, provavelmente, correspondem a depósitos de "lag deflation", onde os sedimentos tamanho cascalho ocorrem concentrados e marcam pavimentos. Os níveis de concentração de sedimentos

grossos devem estar relacionados a deflação horizontal, com remoção de sedimentos finos por atividade eólica; podem corresponder a depósitos de "serir". No afloramento visitado, as acumulações de seixos apresentam indivíduos com faces quebradas e outros facetados e triangulares, estes últimos, provavelmente tratando-se de ventifactos. É oportuno ressaltar que pequenos níveis seixosos, encontrados internamente nos pacotes arenosos, podem marcar espaços interdunares.

CORRÊA FILHO & SÁ (1980) descreveram a norte da cidade de Dianópolis, nas proximidades do aeroporto, camadas de conglomerados com espessuras variando entre 2 a 10m; neste caso, não se descarta a possibilidade de constituírem depósitos ligadas a "wadi fans", superiores. Porém, se assim for, acredita-se em uma migração dos lobos para NE e E e que sua expressão não generalizada sugeriria drenagem intermitente.

4.2.3 Fácies Arenosa Com Estratificação Cruzada de Grande

Porte

Os sedimentos de granulação areia têm ampla distribuição no hemigrabén de Dianópolis, com destaque para a pedreira da prefeitura, que se constitui em um excelente afloramento. Os arenitos apresentam registros de estruturas típicas de dunas, a exemplo de "steep slip face" e

"gentle dipping windward face", estas francamente rotacionadas por efeito do tectonismo distensivo (Figura 142); as primeiras compõem estratificações cruzadas definidas por avalanche, francamente bimodais, que compõem os "fore-sets" com inclinações moderadas. Os estratos individuais têm espessuras em torno de 1 a 5 cm (Figuras 142 e 143), são planares e apresentam boa continuidade, definindo feições tabulares que podem formar conjuntos de até 5-6m de espessura. Na "windward face" predominam os depósitos de acreção onde é comum a estratificação plano-paralela. Tais depósitos compõem o "top set" das dunas, recobrando e erodindo os megaestratos cruzados; nesse caso, os estratos individuais são delgados, milimétricos (Figura 142) e contrastam com os depósitos de avalanche. Marcas de sais (?) (Figura 144) também estão presentes internamente nos estratos, assumindo moldes elípticos deformados por efeito da compactação.

Todas as amostras analisadas em seções delgadas apresentam traços de matriz (?), sugerindo que se tratam de arenitos limpos no sentido de PETTIJOHN et al.(1973). Utilizando-se como parâmetro a porcentagem relativa de quartzo, feldspato e fragmentos, verificou-se que essas rochas são correlacionáveis aos ortoquartzitos, contudo, durante os trabalhos de campo, foram encontrados



Figura 142 - Arenitos com mega-estratificações cruzadas, evidenciando o "foreset" e o "topset", ambos rotacionados e bastante fraturados. Pedreira da Prefeitura, Dianópolis (Tocantins).



Figura 143 - Estratificações de avalanche dos "foresets" dos campos de Dunas, mostrando a alternância de níveis incolores e níveis avermelhados, de geometrias tabulares e espessuras centimétricas, com grande continuidade lateral. Pedreira da Prefeitura. Dianópolis

níveis com concentrações elevadas de feldspato, que provavelmente devem corresponder a arcóseos e/ou sub-arcóseos. No entanto, tais exemplares não foram analisados no microscópio petrográfico, sendo os feldspatos reconhecidos por sua coloração esbranquiçada, devido à caolinização. Os ortoquartzitos apresentam granulação fina a média e coloração variando de rósea a avermelhada quando alterados.

A seleção é boa e mostra frequentemente arranjo bimodal. O contato entre os grãos do arcabouço é predominantemente pontual, contudo, ocorre em menor importância o reto e o côncavo-convexo. Os grãos geralmente encontram-se envolvidos por uma película, que normalmente consiste de goethita e de hematita nos arenitos alterados e frescos, respectivamente.

Os grãos de quartzo mostram elevado grau de arredondamento e alto índice de esfericidade, não obstante, alguns grãos mostram-se alongados a elipsoidais, sendo bastante microfraturados. Os tipos mais comuns correspondem a grãos de quartzo com extinção ondulante; grãos de quartzo com extinção reta ocorre localmente. Alguns grãos podem apresentar bandas de extinção relictas.

Os fragmentos líticos têm sido encontrados em quantidades menores que 5% e foram identificados grãos

policristalinos de quartzitos/veios de quartzo miloníticos com subgrãos subprismáticos fitados relictos.

O cimento é freqüente e fundamentalmente silicoso, na forma de sobrecrecimento em torno dos grãos de quartzo, ou como concentrações microcristalinas, internamente aos poros.

4.3.4 Fácies Sílex Estratificado

As fácies constituem frações de seqüências evaporíticas. São predominantemente químicas, à base de cherte, que a nível microscópico mostram-se como agregados de indivíduos microcristalinos, em meio aos quais comparecem cavidades, exibindo textura coliforme e hábito botrioidal. Macroscopicamente, exibem bolachas de sílex achatadas (Figura 145) e localmente acamamento ondulado (Figura 146) e irregular. Existe pouco material detrítico de ação eólica. Localmente identificam-se gretas de contração atestando exposição subaérea.

4.4 ARQUITETURA DA BACIA

A arquitetura da borda oeste da Bacia Alto Sanfranciscana, na região de Dianópolis, corresponde a uma geometria assimétrica tipo hemigráben, alongada na direção



Figura 144 - Arenitos eólicos arcossianos. "Topset" das dunas, com moldes de sais (?) dissolvidos, elipsoidais. Pedreira da Prefeitura. Dianópolis.



Figura 145 - Depósito lacustre (sabkhas interiores) constituída de cherte, com bolachas de sílex achatadas e esbranquiçadas imersas em matriz microcristalina avermelhada. Bons afloramentos localizam-se às proximidades da estrada (GO-225) a norte de Dianópolis.

submeridiana, e onde se instalaram os conjuntos rochosos da Formação Urucuia. Registros da carapaça superior (GIBBS, 1987) e do preenchimento termal, não foram identificados na região estudada, mas não se elimina a possibilidade de existirem na parte mais interior da bacia, em direção ao Estado da Bahia. Os elementos estruturais principais são as falhas normais e as falhas de transferência, presentes no contexto do embasamento e do preenchimento tectônico, que serão descritas a seguir. Com esse enfoque, a arquitetura da Bacia compreende uma carapaça tectônica inferior, com todos os seus elementos estruturais e estratigráficos internos, as falhas normais mestras e secundárias, e as falhas de transferência responsáveis pela compartimentação do hemigráben (Figuras 140 e 141)..

4.4.1 Falhas Normais

Vários feixes de falhas normais orientados na direção submeridiana e inclinados, em média, 70° para leste, limitam a oeste, a principal ocorrência da Formação Urucuia, bem como faixas de rochas do embasamento. Tratam-se de descontinuidades com perfis lístricos (Figura 147) ou em escada (Figura 148) que devem se ajustar a um plano de descolamento sub-horizontal em profundidade, em direção a leste. As estrias impressas nas superfícies das descontinuidades orientam-se preferencialmente na direção N50E e têm caimento em torno de 60° para NE. Considerando a



Figura 146 - Sílex esbranquiçado, com acamamento suavemente ondulado, descontínuo e lenticularizado. Fácies sílex estratificado ("sabkhas interiores"). TO-225, entrada a norte de Dianópolis.



Figura 147 - Padrão geométrico das zonas normais nos arenitos eólicos, evidenciando perfis lístricos, além da brechação e importante rotação sofrida pelos estratos. Pedreira da Prefeitura de Dianópolis.



Figura 148 - Zonas normais com perfis em escada nos granitóides da Suíte Serra do Boqueirão (embasamento da Bacia Alto Sanfranciscana). Sul de Dianópolis, na estrada para Sucupira.

posição espacial desses elementos lineares, pode-se deduzir que as falhas normais incorporam também movimentação direcional sinistral, ou seja correspondem a falhas normais oblíquas, cuja componente de mergulho foi mais importante durante a movimentação extensional.

Quando se analisa conjuntamente os vários feixes de falhas normais, constata-se a existência de um leque imbricado lístrico, com as falhas secundárias limitando cunhas do embasamento e condicionando prismas do preenchimento (Figura 149). Admite-se que o leque imbricado de falhas normais evoluiu a partir do colapso do piso (lapa), em direção a oeste.

Falhas normais menores e inclinadas para oeste também foram identificadas no preenchimento tectônico e no embasamento. Nesta oportunidade, tais falhas são interpretadas como feições antitéticas que acomodaram parte da deformação durante a evolução do sistema imbricado sintético.

4.4.2 Falhas de Transferência

As falhas normais sintéticas e antitéticas, e os prismas de rochas do embasamento e do preenchimento tectônico são seccionados e deslocados por falhas transcorrentes subverticais e com direções variando de N20-60E, mas aquelas orientadas na direção N50E são mais freqüentes. No geral as falhas com movimentação dextral dominam em relação as sinistrais. As fibras de crescimento e

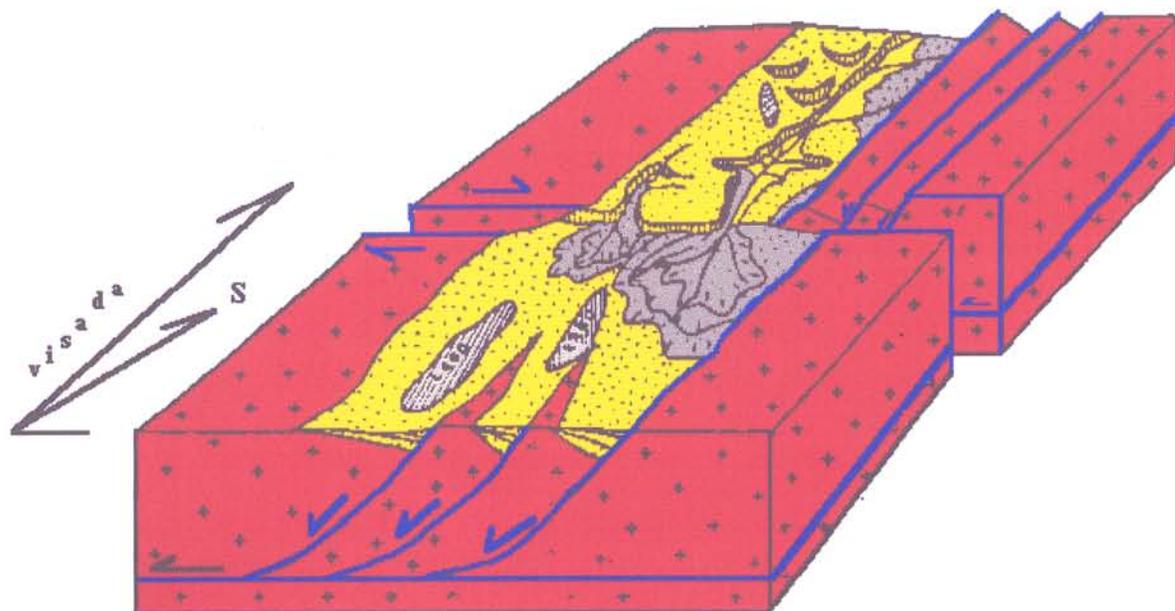


Figura 149 - Arquitetura da margem oeste da Bacia Alto Sanfranciscana. É possível visualizar os diversos depósitos ligados a compartimentação morfoestrutural e suas relações dentro do sistema deposicional desértico cretácico da Formação Urucuia. O relevo era originalmente formado de "cunhas" (ligadas as zonas normais) segmentadas pelas zonas transferentes oblíquas.

as estrias impressas são sub-horizontais, no entanto há registros de falhas com estrias inclinadas de até 20° para N40E, sugerindo a existência de descontinuidades oblíquas.

Admite-se que tais falhas estão intimamente relacionadas à movimentação responsável pelo desenvolvimento das falhas normais mestras e, nesse caso, são interpretadas como falhas de transferência (GIBBS, 1984). Em outras palavras, tratam-se de estruturas que acomodaram parte da movimentação na direção do estiramento máximo. A ausência de produtos pelítico-evaporíticos, provenientes das "sabkhas" interiores (depósitos lacustres), a sul da cidade de Dianópolis, sugere que as falhas de transferência podem, também, ter controlado a migração do sistema deposicionai desértico, funcionando, desta forma, como falhas compartimentais. Com esse enfoque, é possível separar compartimentos lito-estratigráficos distintos no hemigrabén de Dianópolis.

É importante ressaltar que ao longo das falhas normais e das falhas de transferência, as rochas, em particular do embasamento, foram transformadas em microbrechas, cataclasitos e ultracataclasitos (SIBSON, 1977). Nos sedimentos há registros de brechas e cataclasitos, mas parece ter havido também o comportamento hidroplástico, com algumas falhas não impondo forte fragmentação nas rochas (Figura 150).



Figura 150 - Pequenas falhas truncando os estratos dos arenitos eólicos. Notar a parte superior não fraturada, denotando seu caráter sinsedimentar. Pedreira da Prefeitura de Dianópolis.

4.5 INTEGRAÇÃO DOS DADOS

A Formação Urucuia na região de Dianópolis está condicionada a uma estrutura extensional assimétrica produzida a partir de estiramento regional NE-SW. A posição espacial das estrias associadas as falhas normais mestras e a existência de estruturas antiformais ("roll-over"), indica que a deformação é oblíqua e rotacional ou não coaxial.

A instalação das falhas normais sintéticas e antitéticas foi acompanhada pelo desenvolvimento de falhas de transferência e compartimentais que impuseram forte segmentação no hemigrabén e controlaram em parte, a migração lateral dos depocentros.

A evolução estrutural da margem oeste da Bacia Alto Sanfranciscana deu-se através de regeneração das estruturas do Pré-Cambriano Antigo e do Proterozóico.

Os elementos estruturais e litológicos apresentados e discutidos são registros da tectônica extensional mesozóica, responsável pela formação do Atlântico Equatorial, no interior do Gondwana.

5. CENOZÓICO

5.1 ESTRATIGRAFIA

5.1.1 Terciário

Como depósitos cenozóicos ligados ao Terciário, encontra-se basicamente uma seqüência colúvio-aluvionar discordante sobre as unidades anteriormente descritas, e com expressiva ocorrência no domínio da Depressão do Tocantins, além de pequenos registros no contexto dos Patamares do São Francisco, no intervalo de 400 a 500 m. Trata-se de uma unidade areno-argilosa a conglomerática/brechóide, lateritizada e de coloração marrom-avermelhado.

Na Depressão do Tocantins os depósitos formam colinas de topo plano, provavelmente vinculadas à evolução do Ciclo Velhas de KING (1956). Localmente, depósitos de paleocanais caracterizados por seixos e blocos arredondados ligados a leques aluviais, encontram-se entre os depósitos lateritizados e refletem a existência de um sistema deposicional fluvial nessa época.

De maneira geral, compreendem sedimentos mal selecionados e aglutinados por cimento hematítico-goethítico. A goethita pode ocorrer também como pisólitos de coloração negra e brilho adamantino.

Localmente encontram-se níveis argilosos com minerais do grupo da caolinita, apresentando coloração mosqueada e caracterizados pelo intenso desenvolvimento de plintitos sob a forma de manchas avermelhadas ou mesmo como feições linearizadas ligadas a fraturas. Nos níveis de granulação mais grossa formam-se petroplintitos (SOMBROEK & CAMARGO, 1983) compondo as carapaças lateríticas de espessura decimétrica a métrica e com fragmentos angulosos de rochas cimentados por hematita e goethita; nos níveis mais argilosos, os petroplintitos adquirem textura cavernosa. No interior do perfil de alteração imaturo, observa-se, por vezes, faixas de cores e grau de endurecimento diferentes, correspondentes a horizontes lateríticos.

5.1.2 Quaternário

5.1.2.1 Colúvios Não Lateritizados

Representam os depósitos atuais retrabalhados na base das vertentes dos sistemas de serras e de morros, englobando ampla variedade de sedimentos de granulometria variada e mal selecionada. Frequentemente a análise dos solos revela blocos e seixos de arenitos ortoquartzíticos da Formação Urucua, inclusive a oeste da cidade de Almas.

5.1.2.2 Aluviões

Correspondem aos depósitos sedimentares holocênicos atuais, associados aos rios Gameleira e outros, destacando-se a variação de espessura das planícies aluviais ao longo de alguns lineamentos. A análise morfométrica dos canais dos rios também demonstra que, em alguns trechos, eles são mais largos e têm relação direta com os lineamentos neotectônicos.

São constituídos de cascalhos, areias e argilas de coloração acinzentada, com matéria orgânica associada. A análise dos depósitos de canais indica a presença constante de barras fluviais com estratificação cruzada tabular de médio porte, além de dunas subaquosas com estratificação cruzada acanalada, associando-se ainda marcas de corrente ("ripple marks") com estratificação cruzada de pequeno porte internamente.

Alguns depósitos associados a paleocanais são encontrados nas adjacências do rio Manoel Alves, indicando provavelmente migração de alguns trechos deste rio em tempos atuais.

5.1.2.3 Depósitos Lacustres

Numerosos depósitos lacustres predominantemente argilosos vinculam-se ao sistema deposicional quaternário, confinados a sítios específicos a sul da cidade de Almas. Destaca-se o arranjo dos lagos em padrões estruturados, alongados, cujas formas provavelmente relacionam-se a falhas ativas. São raros os casos de lagos circulares.

5.2 GEOMORFOLOGIA

5.2.1 Introdução

Este item aborda questões concernentes a morfogênese da área de trabalho. Dessa feita, o objetivo maior é a apresentação dos principais sistemas de relevo, bem como as unidades particulares e os elementos mais representativos. Para dar subsídios à análise morfológica do relevo, elaborou-se também um mapa de drenagem em escala de 1:100.000 (Anexo IV).

A metodologia utilizada baseou-se no conceito de Sistemas de Relevo discutido e sumarizado por COOKE & DOORNKAMP (1974). Os critérios morfográficos e morfométricos para esta análise são aqueles propostos por PONÇANO et al. (1979).

As análises morfográficas foram feitas basicamente a partir de fotografias aéreas em escala 1:60.000, obtidas pela AST-TD-USAF/1968. Utilizou-se o método lógico e sistemático para estudo de fotoleitura e fotoanálise, objetivando o agrupamento e distribuição de formas. O mesmo método foi aplicado na análise da rede de drenagem, e os padrões obtidos foram comparados com aqueles de BLOOM (1978). O mapa de drenagem ajudou na análise morfo-estrutural, utilizando-se da sistemática de SCHEIDEGER (1981).

Os dados morfográficos foram extraídos diretamente das cartas plani-altimétricas Almas (SC.23-Y-C-V) e Dianópolis (SC.23-Y-C-VI), elaboradas pela Divisão de Levantamento do Exército em 1979, quer seja por leitura direta ou com o auxílio de régua de declividade anexa as cartas plani-altimétricas, ou através de planímetro.

5.2.2 Geomorfologia Regional

De acordo com o trabalho de cunho cartográfico-geomorfológico da Folha Dianópolis (SC.23-Y-C) em escala de 1:250.000 de BEMERGUY (1991), os compartimentos maiores do relevo são (Figura 151):

(i) Depressão do Tocantins, sustentada pelos terrenos gnáissico-granulíticos e granito-"greenstone", com

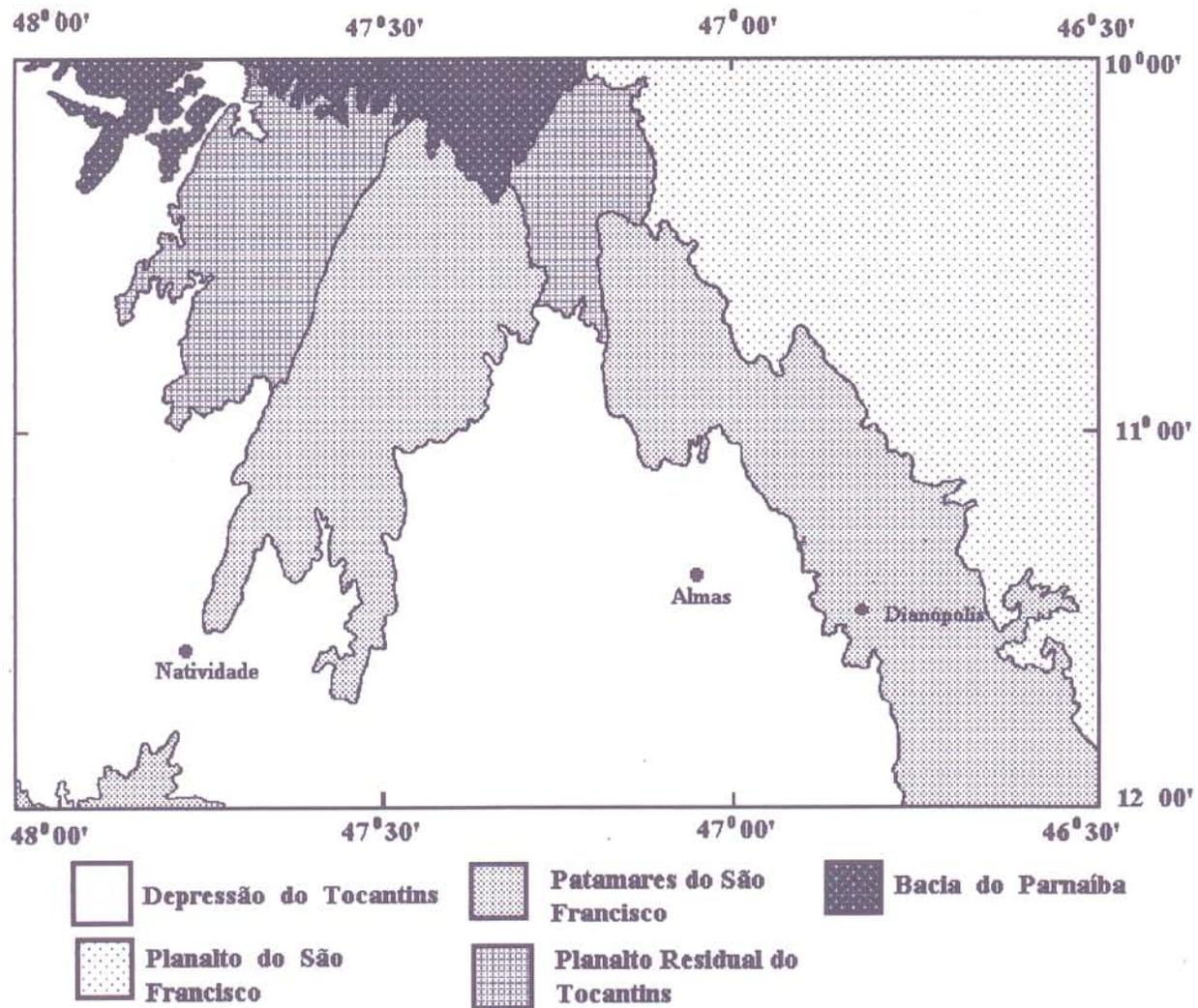


Figura 151 - Distribuição das Unidades Geomorfológicas Regionais para a folha SC.23-Y-C (Dianópolis) em escala 1:250.000. Compilado de BEMERGUY (1991).

altitudes em torno de 400 m a 500 m, localmente 650 m na serra das Almas;

(ii) Patamares de Natividade e Dianópolis, elaborados em metapsamo-pelitos e mármore dos grupos Natividade e Bambuí, além de algumas áreas de exposições dos sedimentos da Formação Urucuaia, com altitudes variando de 700 m a 800 m;

(iii) Planalto do São Francisco, demarca o nível de topo regional em áreas de franco domínio da Bacia Sanfranciscana, com altitudes variando de 700 m a 900 m, localmente 910 m - 920 m, serve de importante divisor entre as bacias coletoras do São Francisco e do Tocantins; e

(iv) Planaltos Residuais do Tocantins, de forma irregular, estendem-se entre os relevos de Depressão do Tocantins. Apresentam relevo de chapadas e relevos residuais de mesas. As amplitudes variam de 100 m a 400 m. São esculpturados nos sedimentos da Bacia Paleozóica do Parnaíba.

5.2.3 Geomorfologia Local

5.2.3.1 Relevo

5.2.3.1.1 Depressão do Tocantins

Em torno de 79,70% das formas de relevo da área mapeada, na parte centro-oeste, fazem parte da Depressão do Tocantins e estão elaborados tanto nas rochas gnáissicas do Complexo Alto Paranhã, quanto nas metavulcânicas e

metassedimentos (clásticos e químicos) do Grupo Riachão do Ouro, além dos granitóides da Suíte Serra do Boqueirão.

Neste compartimento, foram sistematizados dois grandes agrupamentos: relevo de degradação e relevo de agradação. O segundo grupo caracteriza o nível de piso geográfico local.

As formas de relevo de degradação compreendem sistemas de serras, de morros, de colinas e de terraços rochosos, os quais são descritos a seguir.

a- Relevo de Degradação

Sistema de Serras: corresponde a 1,5% dos sistemas de relevo mapeados e está restrito à porção oeste-sudoeste da área e é representado pela serra das Areias ou das Almas, sustentada pelos granodioritos da Suíte Serra do Boqueirão. Apresenta-se alongada na direção NW-SE, é cortada por uma série de falhas NNE-SSW, NW-SE e WNW-ESE, as quais são paralelas as direções de entalhe dos vales maiores.

As amplitudes deste sistema alcançam 150 m - 200 m, ficando os níveis de topo em torno de 650 m, correspondendo as mais altas cotas da Depressão do Tocantins dentro da área. As declividades são da ordem de 15°.

A forma do topo é angulosa e as vertentes são, via de regra, retilíneas e localmente convexas. No que concerne aos elementos morfológicos, distinguem-se o deslocamento das cristas por falhas fanerozóicas, além de, localmente, fraturas ortogonais que impuseram formas tridimensionais de

sólido paralelepípedicos nos granitóides que sustentam a serra (Figura 152). Colúvios com geometria de pequenos leques também são comuns, principalmente próximo à base das vertentes, compostos de megablocos, blocos, matacões e fragmentos.

A vegetação associada é o cerrado, que se encontra bem desenvolvido ao longo das vertentes.

Sistema de Morros: Representa 2% dos sistemas de relevo mapeados, destaca-se em meio a superfície aplainada da Depressão do Tocantins (Figura 153). É nítida a orientação das várias unidades que compõem o sistema, seguindo a direção das descontinuidades principais. Vale ressaltar que as unidades compõem verdadeiros "hog-backs", a exemplo do Morro do Bola e do Morro do Zé Luís (Figura 153), ambos com mergulhos variando de 60° a 80° para WNW. Não obstante, existe ainda diferença morfológica entre os morros sustentados pelos granitóides da Suíte Serra do Boqueirão e aqueles esculpidos nas rochas do Grupo Riachão do Ouro. Nos primeiros, a tropia é menos pronunciada, conferindo-lhes um aspecto elíptico/ovalado, descontínuos e isolados (Figura 154), com topos mais expressivos, por vezes arredondados e vertentes predominantemente com tendência convexas; enquanto que as unidades do Grupo Riachão do Ouro representam relevos residuais, sustentados particularmente por sericita quartzitos e formações ferríferas, a exemplo dos morros do Zé Luís e do Brejinho (quartzitos) e o Morro do Bola (formação ferrífera). Contudo, podem ainda ser sustentados por



Figura 152 - Aspectos dos granitóides da Suite Serra do Boqueirão na Serra das Almas, no contexto da Depressão do Tocantins. As fraturas ortogonais facilitam a geração de blocos tabulares, semelhantes a paralelepípedos, durante o processo de desagregação mecânica.

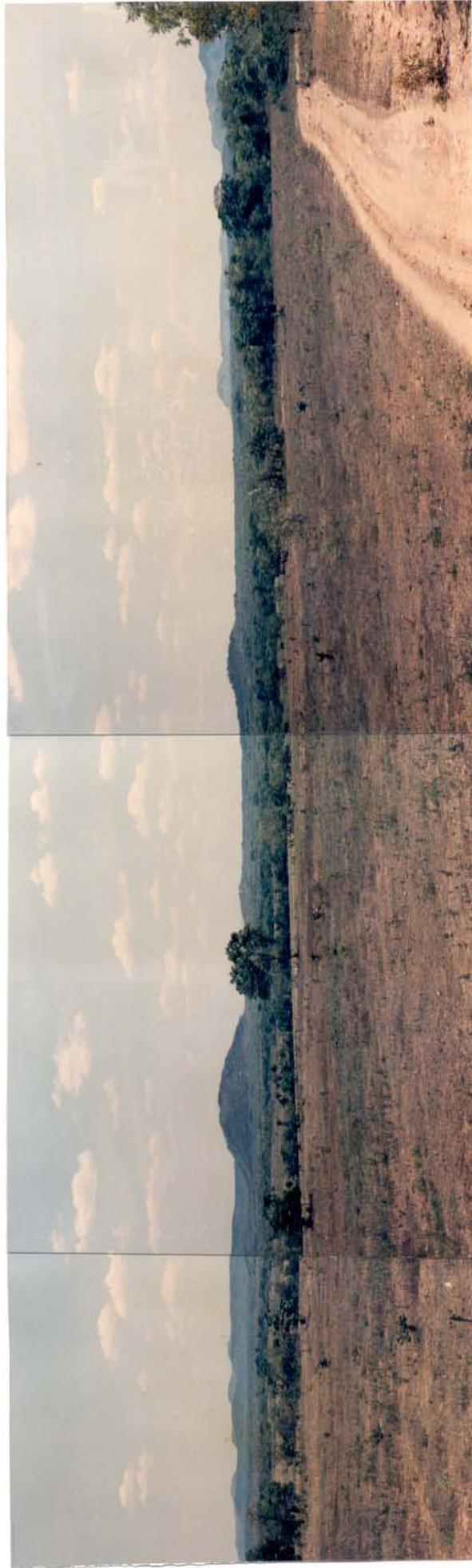


Figura 153 - Em primeiro plano destaca-se a porção aplainada da Depressão do Tocantins, por sobre a qual se eleva o Sistema de Morros, tabulares, alongados e contínuos, de crista aguda e restrita e vertentes convexas. A primeira série de morros é sustentada por sericita quartzitos, localmente metaconglomerados e constituem o Morro do Zé Luis na margem direita do Rio Manoel Alves, em cujo vale a vegetação é mais densa. Ao final aparece a Serra de Almas. A extrema direita é possível observar-se os níveis de Patamares esculpturados nos quartzitos e mármores dos grupos Bambuí e Natividade.

metaconglomerados (localmente a sul do Morro do Zé Luís, ou pela intercalação de filitos metavulcânicas além de "ironstones" e chertes (Morro do Goiano, na margem esquerda do rio Manoel Alves), ou por expressivas exposições silicosas.

As cotas topográficas de 430 m a 460 m demarcam os níveis de topo, mas podem existir cotas em torno de 578 m (Morro do Bola) e 532m (Morro do Zé Luís), com amplitude média em torno de 100 m, podendo alcançar 120 m.- 130 m. As vertentes são em geral retilíneas a localmente convexas e de topos agudos (quartzitos e "ironstones"), restritamente arredondados (granitóides), ocorrendo ainda como unidades tabulares contínuas ou como unidades isoladas (Figura 154). As declividades são médias a localmente altas, desde 15% até 45%.

Apresentam-se via de regra encobertos pelo cerrado.

Sistema Colinoso: É o sistema de relevo dominante na Depressão do Tocantins, correspondendo a 79% da área cartografada. Vinculam-se formas com cotas variando de 350 m a 400 m e localmente alcançam 451 m. As declividades são também baixas, variando entre 1° e 2°. As colinas estão elaboradas nos gnaisses do Complexo Alto Paranã, nos granitóides da Suíte Serra do Boqueirão e nas rochas supracrustais do Grupo Riachão do Ouro, sobretudo nos filitos e metavulcânicas. Em função dos litotipos envolvidos e da deformação associada, parece existir um claro controle morfológico. Na parte interna dos corpos de tonalitos da

Suíte Serra do Boqueirão dominam as colinas de topo arredondado (Figura 155), contudo, topos agudos existem localmente. Nos domínios dos tonalitos da Suíte Serra do Boqueirão e dos gnaisses do Complexo Alto Paranã as colinas emergem de regiões rebaixadas cobertas por colúvio arenoso, que ocupam vales abertos, pedimentados entre amplos interflúvios (Figuras 155 a 157).

As colinas podem também ser demarcadas por "boulders" de granitóides ou mesmo, pela distribuição de megablocos e abundantes blocos e abundantes fragmentos de quartzo, na variedade leitosa. Localmente, existem feições de intemperismo químico e texturas lateríticas, caracterizadas pela alteração dos feldspatos para caolinita e o desenvolvimento dos plintitos (de SOMBROEK e CAMARGO, 1983), dados por manchas irregulares milimétricas a centimétricas variegadas, dominando oxi-hidróxidos de ferro; cabe ressaltar a presença local de colúvios lateritizados. A análise dos solos da depressão, muitas vezes, permite demonstrar a existência de blocos do arenito da Formação Urucuia. As feições de intemperismo físico, tipo esfoliação esferoidal, são comuns nos blocos de arenitos encravados nos solos, e nos diques de diabásio, aos quais se associam ainda pseudofoliações ligadas a hidratação e hidrólise.

As rochas do Grupo Riachão do Ouro compõem colinas extensas, de topo plano, com formatos irregulares e ligeiramente alongadas (Figura 158), capeadas por petroplintitos (SOMBROEK & CAMARGO, op cit.) representados



Figura 154 - Unidade do Sistema de Morros Isolados na Depressão do Tocantins, sustentada por granitóides da Suite Serra do Boqueirão. Notar o aspecto arredondado, com vertente retilínea e setores côncavos.



Figura 155 - Colinas isoladas de pequena amplitude destacadas no peneplano da Depressão do Tocantins em primeiro plano, capeadas por gramíneas. Visualizam-se vertentes convexas com declividades suaves e topos arredondados, ondulados, e encobertos pelo cerrado. São sustentados pelos granitóides da Suite Serra do Boqueirão.



Figura 156 - Sistema de relevo colinoso da Depressão do Tocantins. Corresponde por vezes, a pequenas exposições alongadas imersas nos saibros dos granitóides da Suíte Serra do Boqueirão.

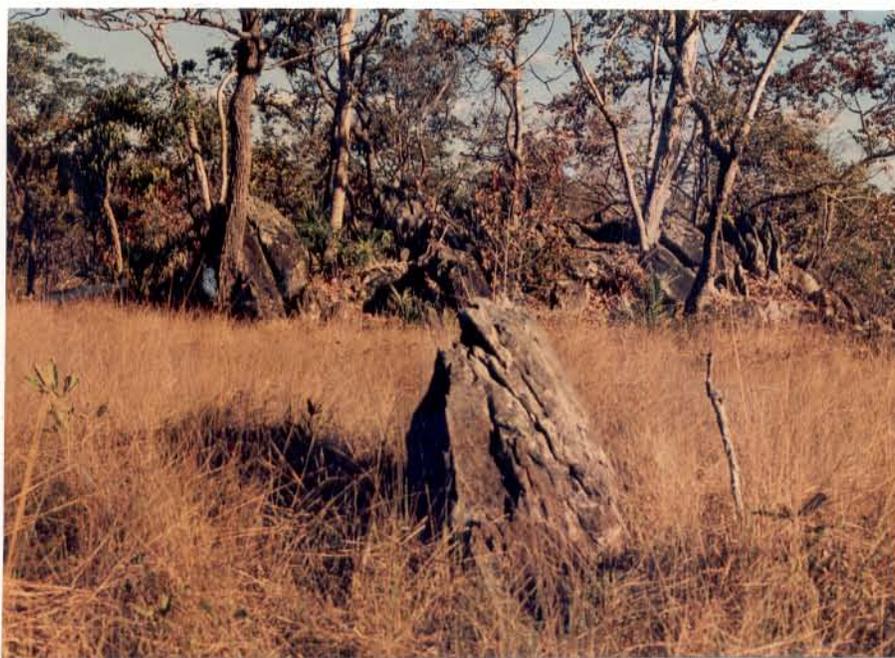


Figura 157 - Detalhe das cristas agudas das colinas alongadas do Sistema Colinoso na Depressão do Tocantins.

por carapaça laterítica, por vezes arenosa com cimento hematítico, espessura métrica (Figura 159) e de coloração marrom avermelhada. Não raramente, colúvios/brechas lateritizadas apresentam-se capeando tais colinas. É comum ainda encontrarem-se pseudopsólitos hematíticos cobertos por uma capa goethítica negra de brilho adamantino, em massas cimentadas por óxi-hidróxidos de ferro. Cabe ressaltar que nas rochas do Grupo Ricahão do Ouro, a alteração intempérica alcança 15-20 m, constituindo os principais alvos dos garimpeiros. Deve-se destacar também a elevada concentração dos colúvios lateritizados ou não, associados à área de ocorrência deste sistema. Como vegetação típica, além do cerrado, podem ocorrer campos de gramíneas e localmente faixas de matas densas.

d) Sistema de Terraços Rochosos: De maneira muito localizada, em alguns trechos do rio Manoel Alves, este sistema associa-se aos granitóides da Suíte Serra do Boqueirão e aos gnaisses do Complexo Alto Paranã, a exemplo de alguns trechos do rio Gameleira (Figura 160), e tem relação direta com falhas meso-cenozóicas. Neste segmento, a rocha mãe apresenta-se desnuda, totalmente desprovida de depósitos aluviais. Aparecem em níveis com amplitudes entre 250 m - 300 m, de forma muito restrita.



Figura 158 - Colinas de topo plano capeadas por lateritas, cobertas pelo cerrado e sustentadas pelas rochas supracrustais d Grupo Riachão do Ouro, na Depressão Tocantins. No fundo, destacam-se as serras elaboradas nos metassedimentos dos grupos Bambuí e Natividade, relativas aos níveis de Patamares do São Francisco.

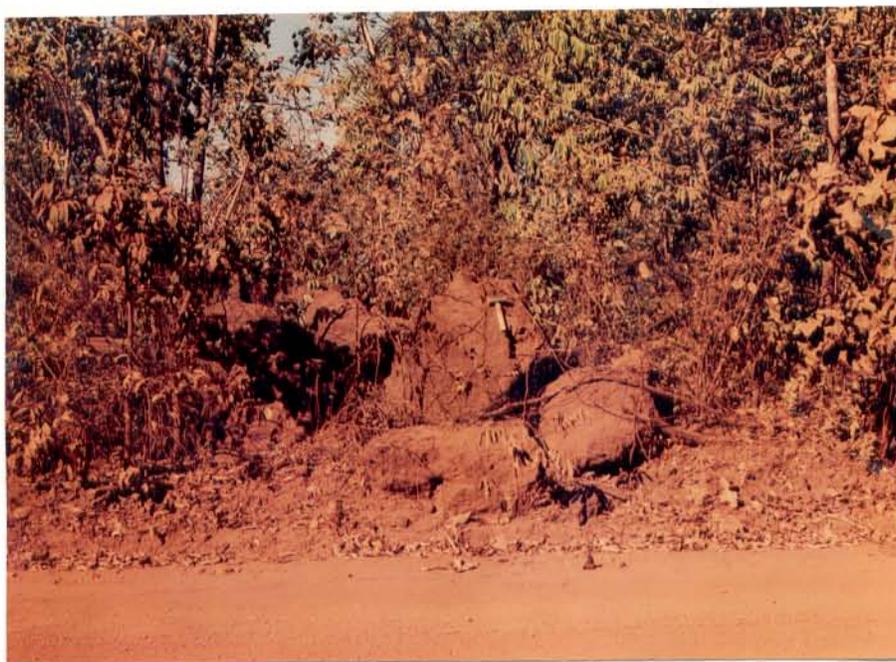


Figura 159 - Detalhe dos blocos métricos de petroplintitos que capeiam as colinas de topo plano, sustentadas pelas rochas do Grupo Riachão do Ouro na Depressão do Tocantins.



Figura 160 - Terraços rochosos locais, no domínio da Depressão do Tocantins. Elaborados pela ação erosiva contínua do Rio Manoel Alves que remove as possíveis porções intemperizadas e expõe a rocha sã. São exemplos típicos de taxa de erosão superior a taxa de intemperismo. Notar a ausência de sedimentos ligados a carga de tração ao longo das margens do rio. Correspondem a áreas potenciais para a existência de falhamentos neotectônicos.

b - Relevo de Agradação

Neste agrupamento de relevo é possível identificar os seguintes sistemas: Planícies Aluviais e Paleocanais. Todos esses sistemas estão elaborados em altimetrias correspondentes ao piso geográfico/geomorfológico regional, em níveis inferiores a 350 m e 400 m. As Planícies Aluviais vinculam-se aos rios e córregos da bacia coletora do Tocantins, cuja morfogênese está ligada a processos deposicionais terciário-quadernários.

Ao longo de todas as drenagens instaladas na Depressão do Tocantins, encontram-se áreas aplainadas, geralmente estreitas, onde se depositam areias e argilas, por vezes cascalhos com matéria orgânica (restos de vegetais) associada. São regiões de inundações temporárias, ligadas ao período de alta precipitação pluviométrica, as quais constituem o Sistema de Planícies Aluviais.

Encaixados entre o Sistema de Relevo Colinoso, em segmentos rebaixados de vales suaves, cuja vertente apresenta baixa declividade, foram observados blocos, matacões e seixos de arenitos da Formação Urucuaia, granitóides, quartzitos e formações ferríferas, bem arredondados. Provavelmente, estão ligados a carga de tração, ao longo de linhas de talvegue de antigos canais, por vezes encontrando-se alguns exemplos lateritizados. Tais edificações de relevo construtivo são incluídas no sistema de Paleocanais.

5.2.3.1.2 Patamar de Dianópolis

Em torno de 20,3% das formas de relevo da área investigada compõem este compartimento. Nas regiões de abrangência do Patamar de Dianópolis, na área de trabalho, está esculpado sobre os tonalitos da Suíte Serra do Boqueirão e restritamente em faixas de rochas do Grupo Riachão do Ouro e da Formação Urucuia. Diques de diabásio do Mesozóico também destacam-se na topografia.

As formas de relevo do Patamar de Dianópolis foram agrupadas em: Relevo de Degradação, Relevo Residual e Relevo de Agradação.

Com relação ao Relevo de Degradação identifica-se o Sistema de Serras, que será descrito a seguir.

a - Sistema de Serras

É o sistema dominante dentro do Patamar de Dianópolis, ocorre no segmento oriental da área de trabalho e representa 15,3% dos sistemas de relevo mapeados. Tem como principais representantes a Serra de Dianópolis, a Serra do Boqueirão e a Serra Nova, todas sustentadas pelo Tonalito Cantu e localmente por corpos graníticos, além de faixas de rochas do Grupo Riachão do Ouro.

A passagem da Depressão do Tocantins para o Patamar de Dianópolis dá-se através de forte desnível, de intenso declive, ligada a falhas normais de direção NNW-SSE. A

linha de separação dos dois compartimentos encontra-se deslocada por falhas transcorrentes orientadas na direção NE-SW. Os dois sistemas de falhas foram ativos no Cenozóico.

Do ponto de vista morfográfico, as serras são extensas, com vertentes predominantemente côncavas e retilíneas a localmente convexas, e orientam-se na direção NNW-SSE. Apresentam profundos vales em "V" fortemente dissecados, exibindo terraços rochosos com orientações NNW-SSE e NE-SW, podendo, por vezes, ser pedimentados, sobretudo nas proximidades do contato com a Depressão do Tocantins, onde podem exibir leques coalescentes. Os topos são muito descontínuos, ondulados, caracterizados por inúmeras meia laranjas (Figura 161) sobressaindo-se em meio aos colúvios arenosos com megabloco e cascalho, compondo pavimentos atuais atrelados a desagregação "in situ". Cabe ressaltar que estes colúvios podem apresentar incipiente retrabalhamento eólico atual.

Não obstante, é comum a presença de microfieições de relevo nos níveis de topo, exibindo-se como inúmeras rupturas de declive e constituindo lineações e alinhamentos de relevo com orientação geral em torno de NNW-SSE (Figura 162). Compõem extensas faixas de grande continuidade lateral, de coloração escura e vegetação rala, contrastando com os relevos ondulados e de meia laranjas.



Figura 161 - Topo da Serra de Dianópolis (Patamar de Dianópolis). Apresenta-se bastante ondulado (meia-laranjas) e é sustentada pelo Tonalito Cantú. As direções de entalhe na linha de visada correspondem a falhas direcionais orientadas a NE-SW responsáveis pelas discontinuidades dos níveis de topo.



Figura 162 - Feixes de rupturas de declive compondo alinhamentos de relevo ao nível do topo da Serra de Dianópolis em porções mais deformadas do Tonalito Cantú. Representam feixes de zonas de cisalhamento dúcteis com pervasiva foliação milonítica

Com respeito a morfometria, apresentam amplitudes superiores a 362 m, com níveis de cumeada em torno de 650 m a 700 m, podendo atingir, em vários locais, valores máximos de até 762 m. As declividades variam de muito altas, em torno de 45°, nas proximidades do contato com a Depressão do Tocantins, a médias, entre 15°-10°, à medida que se caminha para oeste, em direção ao Planalto do São Francisco.

Relevo Residual

Com relação ao grupo de Relevo Residual presente no Patamar de Dianópolis, destaca-se a Superfície Aplainada de Dianópolis, com cerca de 5% de expressão areal que marca a borda oeste atual da Bacia Sanfranciscana (BORGES et al., 1990), e apresenta-se como uma faixa orientada na direção NNW-SSE, tornando-se descontínua para norte.

As amplitudes são localmente superiores a 50 m e seus níveis de topo arredondado encontram-se em torno de 800 m, localmente 816 m na pedreira de Dianópolis. As declividades são baixas, em torno de 2° a 3°.

A Superfície Aplainada de Dianópolis encontra-se imersa no sistema de serras que compõem os Patamares de Dianópolis. Nesse caso, não se descarta a possibilidade de tratar-se de embutimento da Superfície Sul Americana, expressiva a leste da área, onde dominam os sedimentos da Bacia Sanfranciscana.

A superfície é caracterizada por grandes faixas de areias brancas, fruto da desagregação dos sedimentos da Formação Urucuia (Cretáceo). Próximo ao limite oeste, com o Sistema de Serras, localmente encontram-se argilitos goethitizados com textura coloforme e hábito botrioidal dado pelos oxi-hidróxidos de ferro. Ocorrem ainda arenitos cimentados por hematita de coloração avermelhada, compactos e bastante endurecidos, apresentando-se por vezes como lateritos colunares.

O limite oeste com o Sistema de Serras é notavelmente retilíneo e de origem tectônica, ligado a falhas normais com orientação NNW-SSE. O padrão retilíneo deste limite a oeste é seccionado e compensado por falhas com orientação NE-SW com caráter transcorrente. O limite leste com as serras é definido através de superfície irregular e de natureza erosiva.

Deve-se destacar que, localizadamente, as seções estratigráficas elaboradas nos arenitos da Formação Urucuia revelam importantes aspectos da evolução morfogenética. Em um único ponto, próximo à lixeira da cidade de Dianópolis, encontram-se arenitos bastante decompostos, friáveis, intemperizados, com coloração avermelhada e apresentando plintitos mosqueados, com manchas irregulares, por vezes linearizadas (esbranquiçadas) e ligadas a fraturas. Em direção ao topo, encontram-se esparsamente pequenas concreções lateríticas fragmentadas, irregulares, discóides e com dimensões centimétricas a milimétricas, que se assemelham

aos paleopavimentos descritos por BIGARELLA et al. (1961) e BORGES e ANGÉLICA (1986). Podem representar vestígios de uma superfície de aplainamento plio-pleistocênica, superimposta ao Patamar de Dianópolis e por conseguinte ao Planalto do São Francisco, atestando, desta forma, o efeito de desnivelamento e novo embutimento cenozóico da Superfície Cretácica em altimetrias mais rebaixadas sob efeitos neotectônicos. Contudo, tais assertivas carecem de investigações. Recobrando a seqüência comparece um pequeno nível de colúvio arenoso, representando possivelmente o pós-Plioceno na região e evidenciando nova subsidência.

Com relação ao grupo de Relevo de Agradação no Patamar de Dianópolis encontram-se sedimentos areno-argilosos-conglomeráticos que se referem a carga de leito das drenagens presentes e aos leques aluviais.

5.3 ESTRUTURAS TECTÓGENAS CENOZÓICAS

5.3.1 Introdução

O termo Neotectônica foi introduzido na literatura geológica para se referir a qualquer movimento crustal vertical durante o Neogeico (23 Ma.) por MESCHERIKOV (1968). Os movimentos mais recentes, a exemplo daqueles registrados na Califórnia (EUA), na região de Anatólia (Turquia), Grécia, Japão, Himalaia, Andes, João Câmara,

etc., foram reunidos sob a denominação de "Tectônica Ativa" (MÖRNER, 1989, dentre outros).

Neste item são apresentadas e discutidas as estruturas que se desenvolveram no Terciário Superior e no Quaternário, ligadas a Neotectônica e a Tectônica Ativa de acordo com MESCHERIKOV (op. cit.) e MÖRNER (op. cit.).

5.3.2 Caracterização das Estruturas

A análise visual da rede de drenagem da região de Dianópolis-Almas sugere que expressivos segmentos dos principais rios estão adaptados a vários feixes de descontinuidades, destacando-se os seguintes:

- NE-SW (N30-50E), constituindo o sistema de fraturas/falhas mais expressivo e amplamente distribuído através da área. É importante destacar que este feixe coincide com a direção da zona sismogênica de Porangatu definida por HASUI & MIOTO (1988) na região Central do Brasil (Figura 163).
- E-W, capturando trechos dos rios Manoel Alves, entre as cidades de Bonfim e Natividade e a sudoeste de Almas e vila Porto Alegre, além de uma série de rios menores a oeste da cidade de Dianópolis.

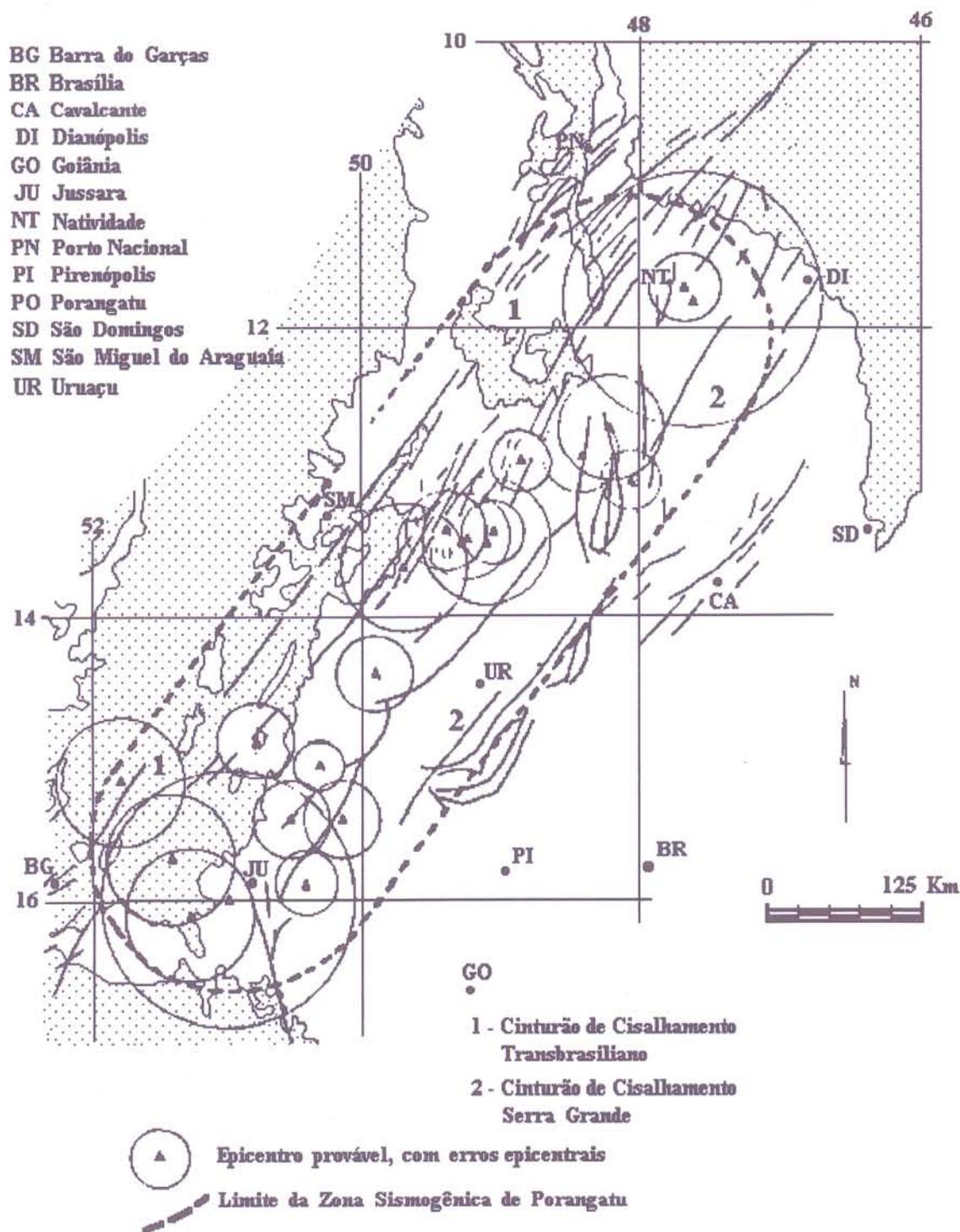


Figura 163 - Área geográfica de abrangência da zona sismogênica de Porangatu. HASUI & MIOTO (1988)

- NW-SE (N10-40W), instalado principalmente na borda oeste da Bacia Alto Sanfranciscana e afetando os Patamares do São Francisco.

O sentido da movimentação das falhas orientadas na direção NE-SW foi alcançado através do estudo criterioso das anomalias de drenagem (Figura 164 a 165). Na Figura 164, os tributários de 2ª e 3ª ordens mostram assimetrias em "s", similares as anomalias "em arco" descritas por Soares & Firi (1976), quando comparados com a drenagem principal.

Na Figura 165 vê-se claramente vários exemplos de drenagens deslocadas por outras; nos dois casos a movimentação é dextral.

A Figura 166 mostra exemplos de planícies aluviais anômalas e com formas romboédricas. Na parte superior da figura, verifica-se que na terminação das descontinuidades a planície aluvial alarga-se na direção WNW-ESE e desenha provavelmente um romboédro transtensivo. Por outro lado, ao longo do feixe de descontinuidades mais a sul, parece existir uma estrutura romboédrica transpressiva.

A análise regional desse quadro permite a caracterização de uma série de áreas soerguidas alternadas

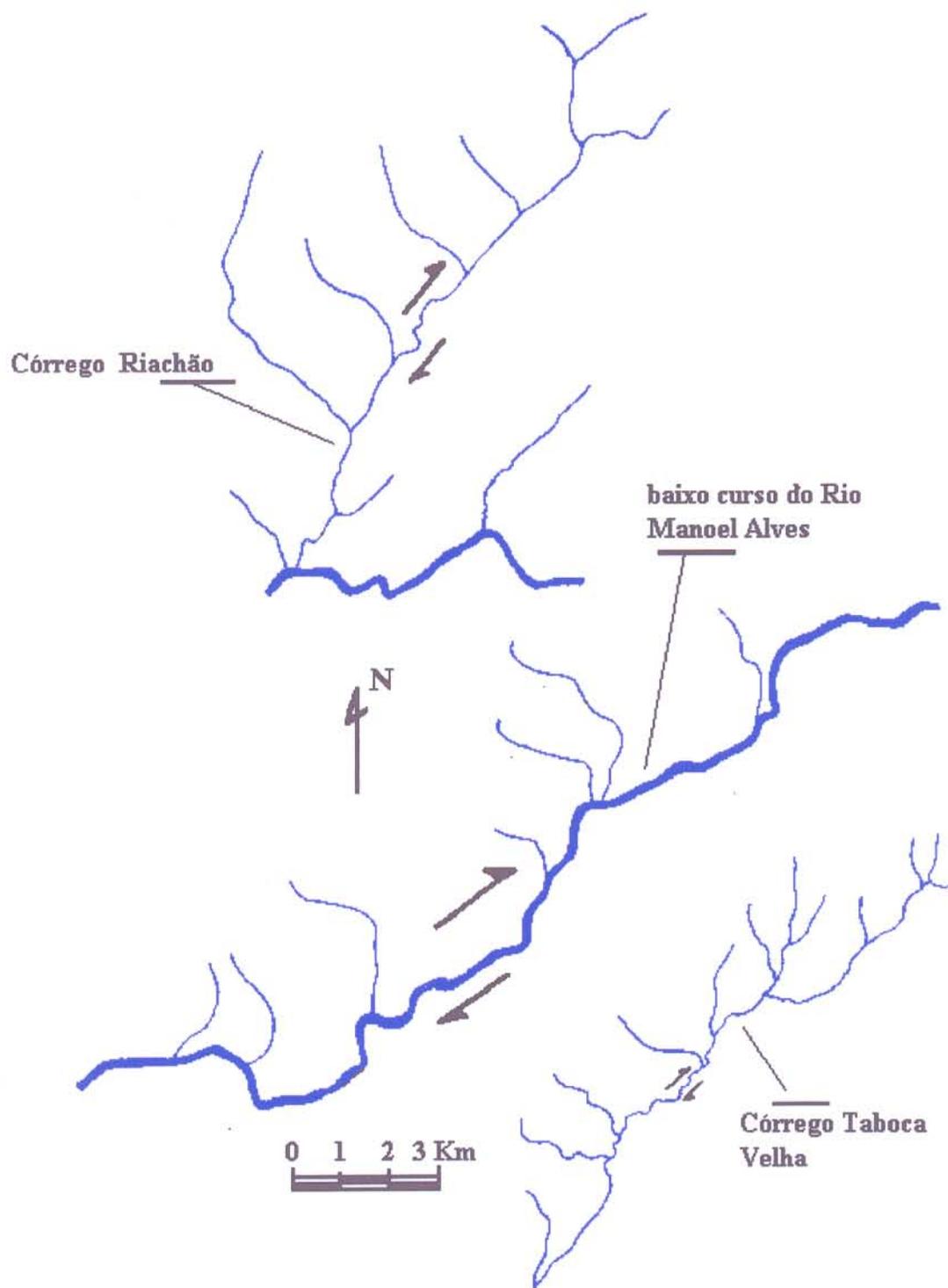


Figura 164 - Tributários de 2ª e 3ª ordens com assimetria em "S" com relação a drenagem principal, indicando sentido de movimentação horária.

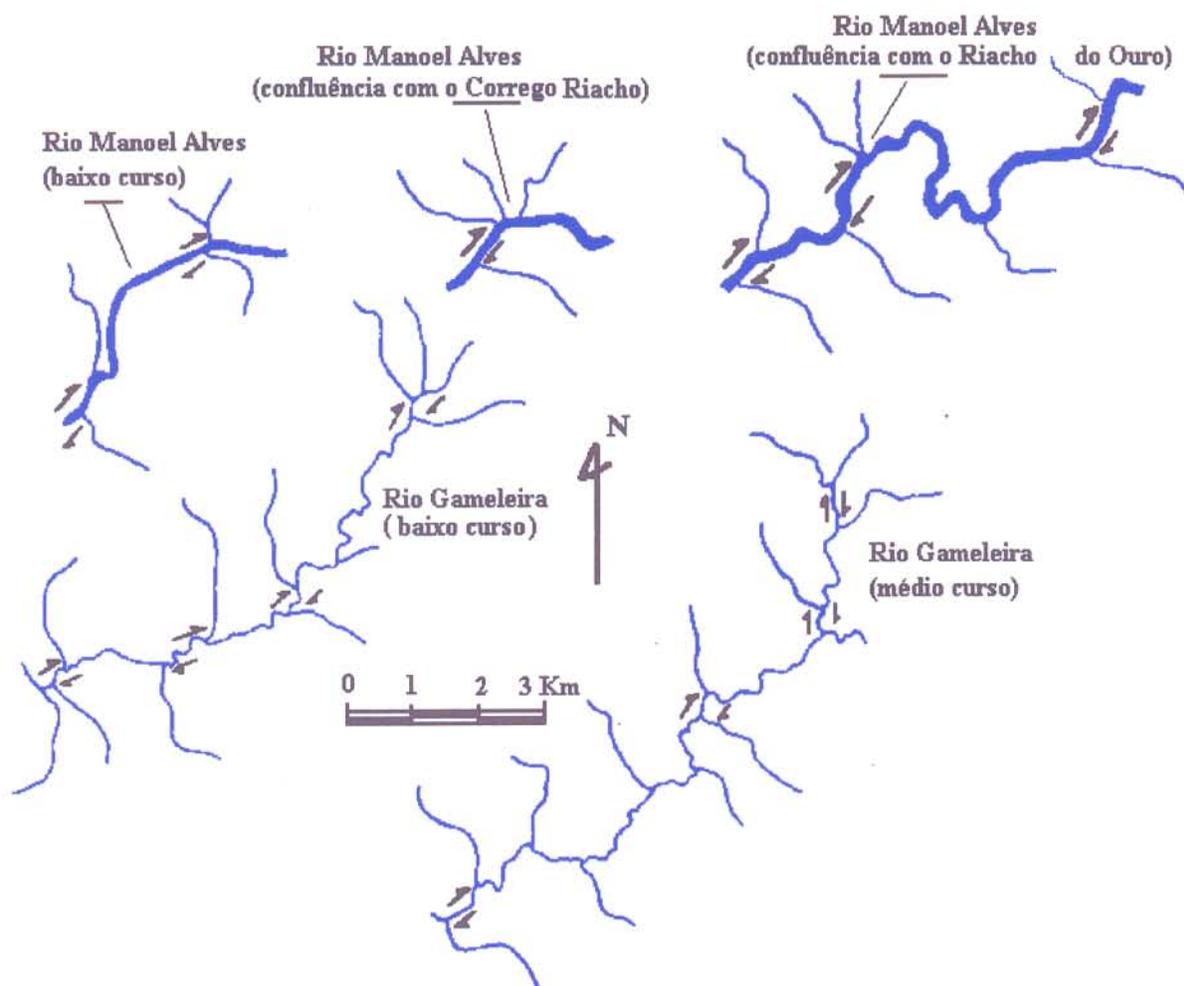
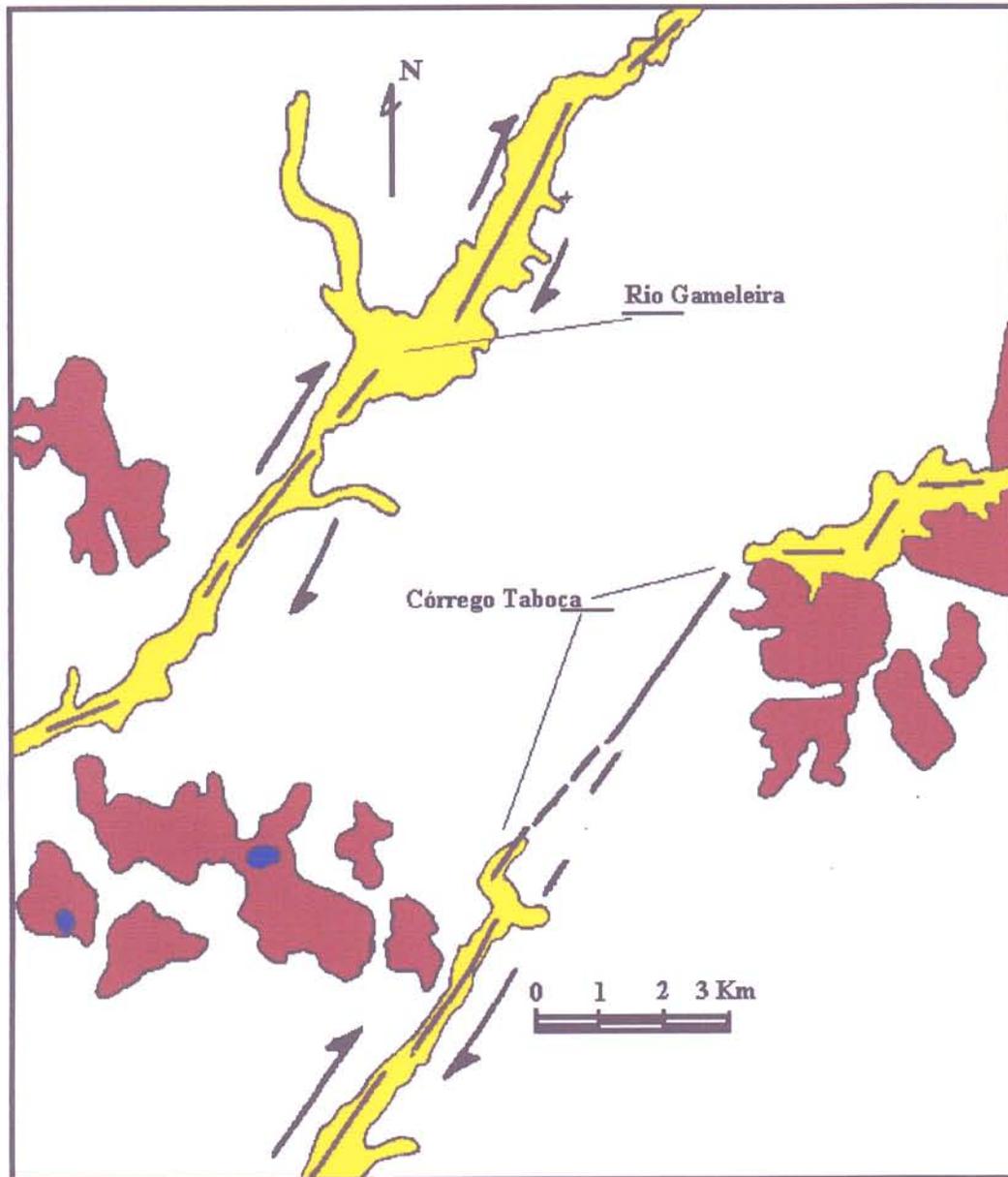


Figura 165 - Drenagens deslocadas por drenagens, utilizadas como critérios de determinação do sentido de compensação para as falhas neotectônicas atuantes na bacia coletora do Tocantins, sub-bacia do Rio Manoel Alves.



Embasamento
 dominam colúvios lateritizados e crostas "in situ" indistintas
 depósitos de planícies aluviais
 lagos

Figura 166 - Pequenas bacias romboidais "pull-apart" atuais mostrando nítido espalhamento da planície aluvionar quaternária na terminação de duas falhas dextrais com arranjo em escada para a direita. Ao centro da figura, verifica-se uma estrutura romboidal compressiva tipo "push-up", onde é nítida a ausência de coberturas lateríticas e dos depósitos quaternários.

com outras abatidas, sempre limitadas por descontinuidades. Nas bacias, os colúvios lateritizados do Terciário e os depósitos do Quaternário estão bem preservados, e nas regiões altas adjacentes a cobertura laterítica encontra-se completamente exumada não havendo registros de depósitos modernos (Figura 167). É importante destacar que os colúvios lateritizados ocorrem sob a forma de corpos alongados e interrompidos por drenagens e que os depósitos do Quaternário podem ser encontrados em diferentes níveis topográficos. Tais fatos, inclusive a forte assimetria da rede de drenagem (Figura 168), devem-se, provavelmente, a atuação das falhas que provocam desníveis de até 50 metros nas coberturas.

Um bom exemplo de estrutura romboédrica, em macroescala, pode ser visto na Figura 169. Trata-se de uma estrutura ligada a interação de descontinuidades NE-SW e com falhas secundárias orientadas na direção WNW-ESE. Destaca-se também, nesse exemplo, a forte linearidade das planícies aluviais associadas ao padrão de drenagem retangular angulado.

Outra estrutura romboédrica, tipo bacia de afastamento ("pull-apart"), a nível regional, pode ser vista a sul da cidade de Almas (Figura 170). A ela se associam lagos alongados que, provavelmente, formaram-se em diferentes épocas, mas os dados ainda são poucos e não permitem que se avance nessa definição. Outros efeitos importantes ligados à

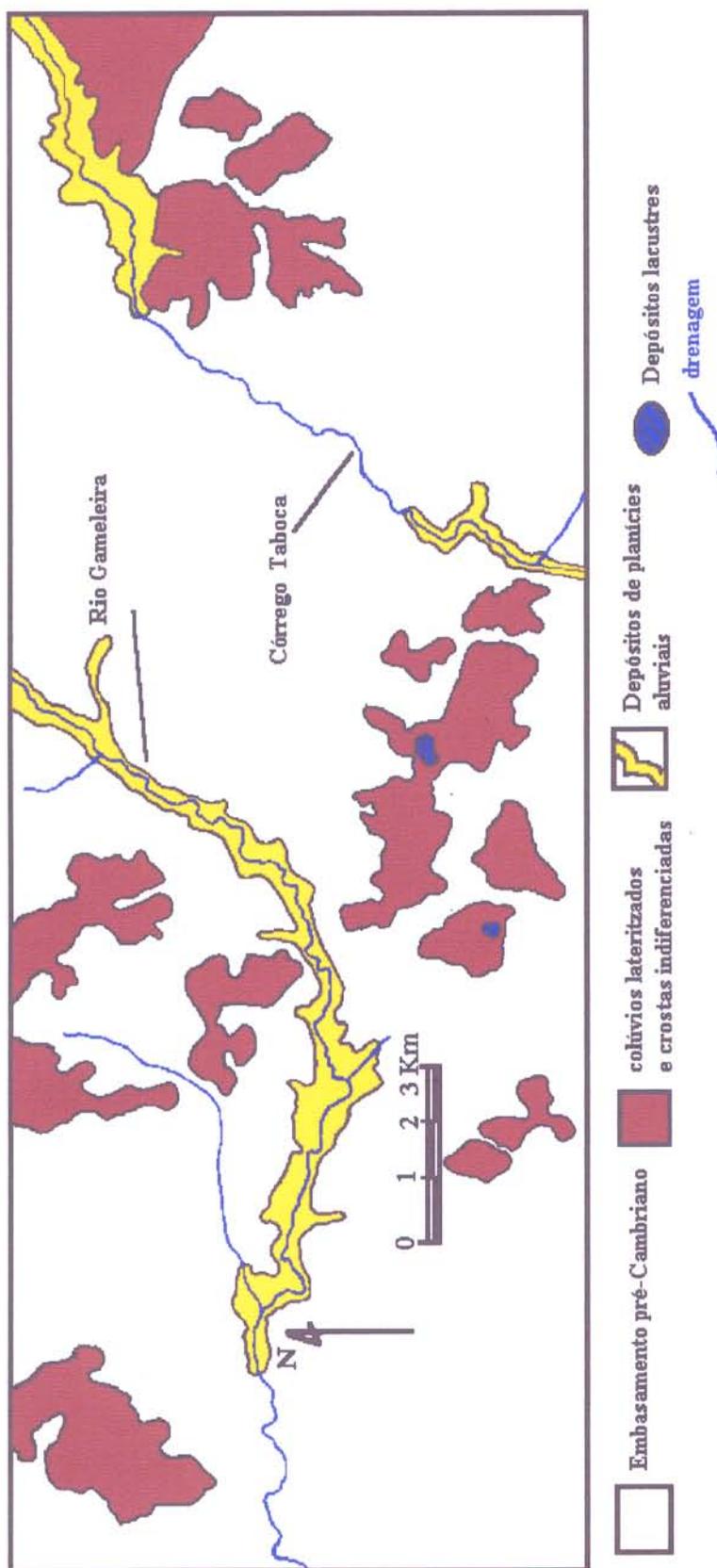


Figura 167 - Planícies aluviais segmentadas, interrompidas por altos intervenientes. Destaca-se o aspecto das coberturas lateríticas extremamente alongadas, definindo faixas regulares.

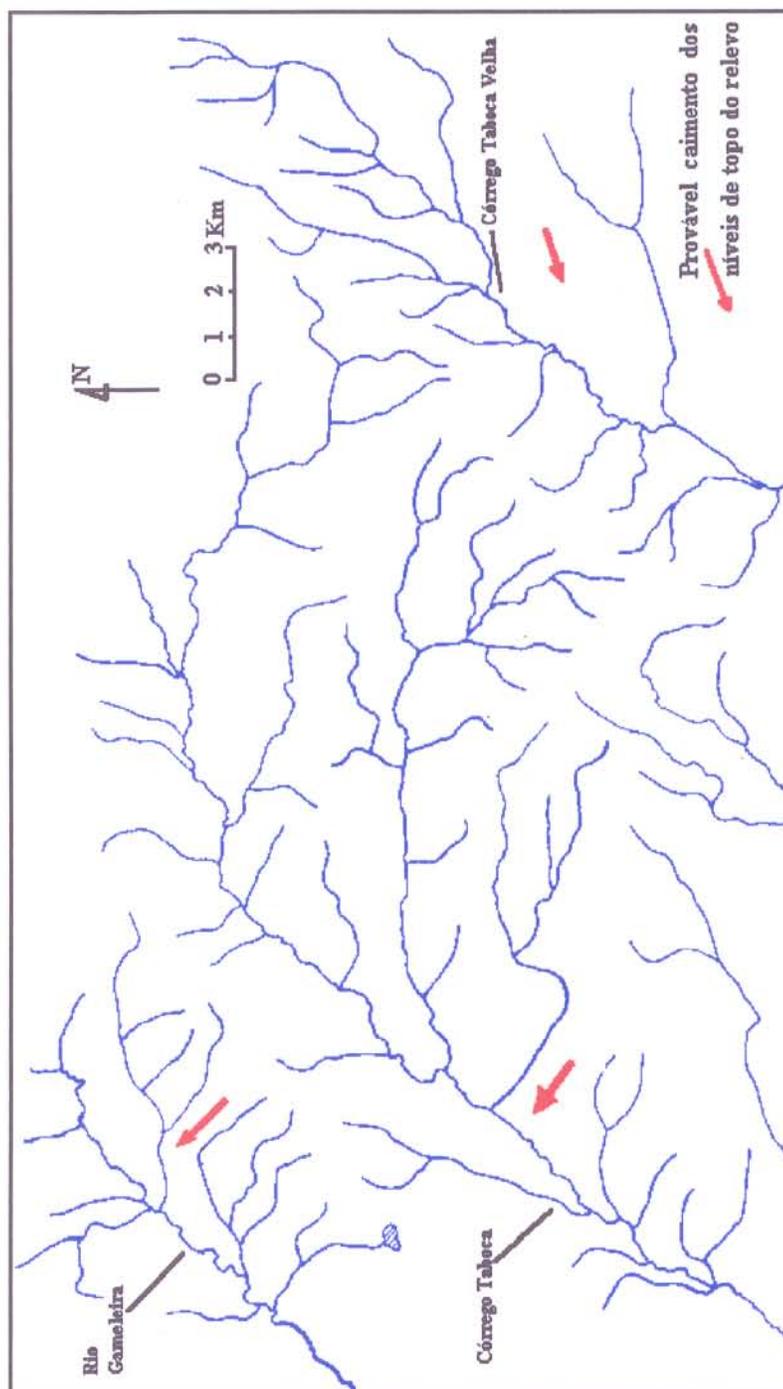


Figura 168 - Drenagem fortemente assimétrica, indicando basculamento de níveis de topo do relevo, por jogos de falhas na Depressão do Tocantins. Sub-bacia coletora do Rio Manoel Alves.

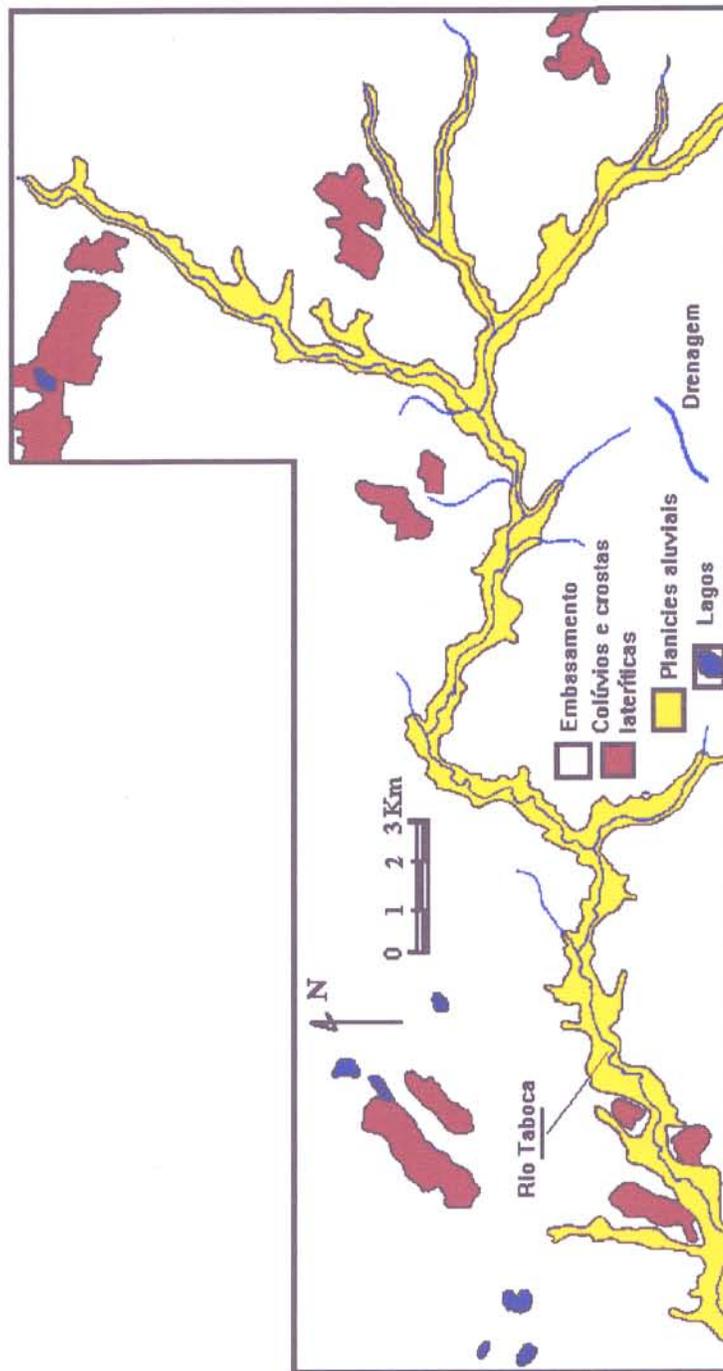


Figura - 169 - Notar as planícies aluviais extremamente controladas pelas falhas neotectônicas em rede de drenagem retangular angulada, típica de interação de dois feixes de falhas.

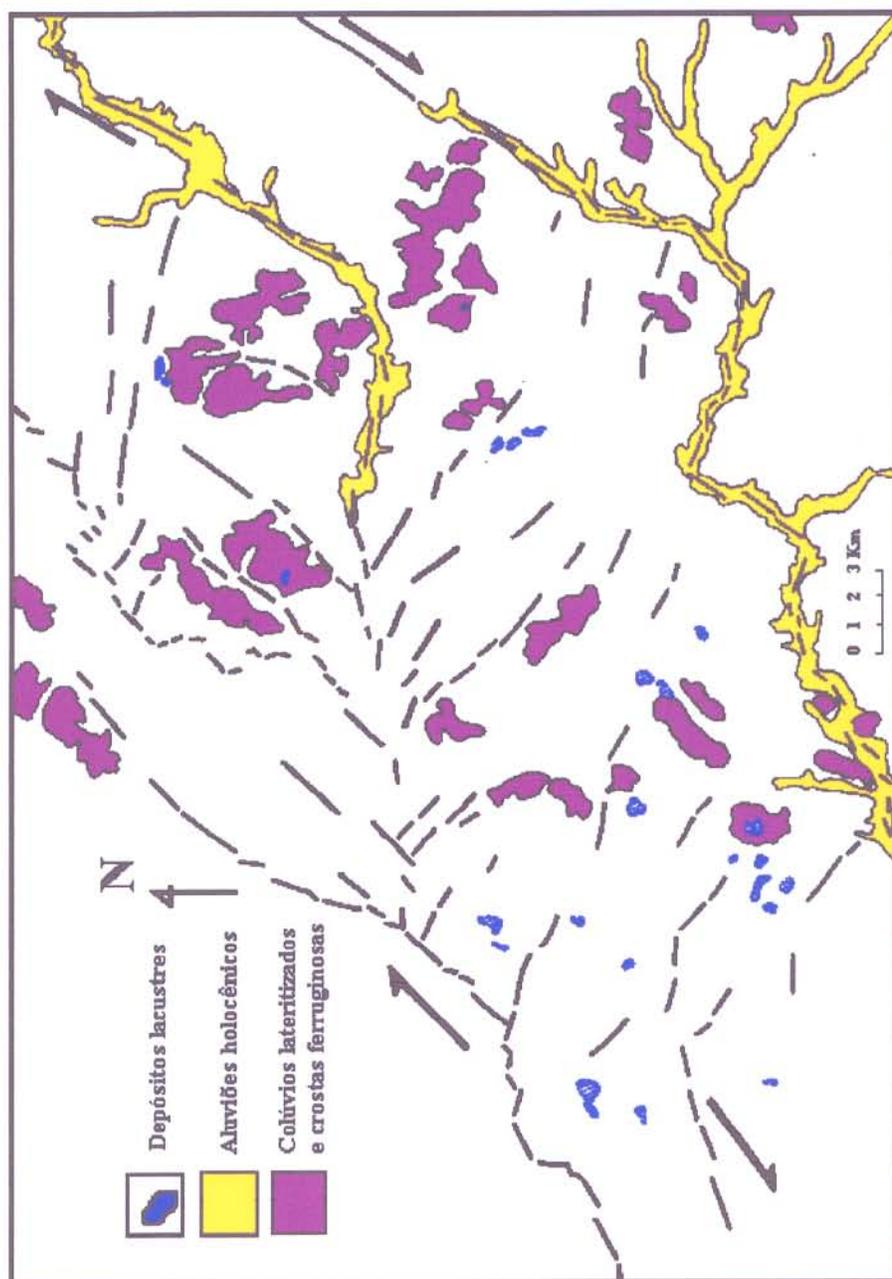


Figura 170 - Estrutura romboédrica tipo bacia de afastamento ("pull-apart") a sul da cidade de Dianópolis condicionando as deposições lacustres.

movimentação das falhas se referem a segmentação e a variação na largura das planícies aluviais; no geral, as planícies tornam-se mais largas na direção E-W e mais estreitas ao longo das descontinuidades NE-SW.

Cabe destacar ainda, os vários exemplos de capturas da rede de drenagem em diversos setores da área. Um dos casos mais expressivos é o do rio Palmeiras que inflete para NNW-SSE, nas adjacências de Dianópolis seguindo provavelmente as falhas normais oblíquas atreladas às transcorrências NE-SW (Anexo IV).

Com relação ao relevo, admite-se que as variações altimétricas verificadas nos Patamares do São Francisco estejam diretamente ligadas as movimentações das falhas normais oblíquas, as quais impõem abatimentos em blocos em direção a SW e provocam inversão de relevo. As feições cuestiformes funcionaram como anteparos e promoveram o isolamento de tributários que pertenciam a bacia coletora do Tocantins; como consequência, formaram-se enormes áreas alagadas no domínio do Planalto do São Francisco.

5.4 INTEGRAÇÃO DOS DADOS

Em síntese, o quadro neotectônico da região compreende várias bacias com diferentes formas e dimensões, e separadas por diversas áreas elevadas, as quais estão

vinculadas a atuação de feixes de transcorrências dextrais orientadas na direção NW-SE. O mapa de epicentros da Região Central, apresentado por HASUI & MIOTO (1988), sugere que a tectônica ativa se expressa também através de descontinuidades NE-SW. Nessa ótica, a interpretação que considera a distribuição atual das coberturas terciárias e quaternárias ligada a soerguimentos passivos deve ser revista. É importante mencionar também que a deformação cenozóica no interior da Placa Sul-Americana, está sendo interpretada a partir da atuação de um binário dextral E-W devido ao deslocamento atual da placa para oeste (HASUI, 1990).

6. EVOLUÇÃO GEOLÓGICA

Este capítulo apresenta de forma resumida as principais etapas da evolução geológica da região de Dianópolis-Almas. A Figura 171 mostra principalmente os estilos tectono-estruturais do quadro fenomenológico.

Os registros do evento termo-tectônico mais antigo, provavelmente do final do Arqueano, refere-se a rochas granulíticas que compõem uma faixa estreita e orientada na direção NE-SW. A superimposição de estruturas e a modificação das assembléias minerais impostas durante à atuação dos eventos termo-tectônicos mais jovens, não permitem a restauração dos processos que originaram essa faixa de rochas de alto grau metamórfico. Por outro lado, quando se considera as interpretações geológicas e geofísicas disponíveis para diversos cinturões de alto grau do Brasil e de outros continentes (COWARD, 1980 a & b; HARALYI & HASUI, 1981 & 1982; HARALYI et al. 1985; HASUI & HARALYI, 1985; COSTA, 1985; WEBER, 1986; HASUI et al., 1993; dentre outros), admite-se que a faixa de rochas granulíticas da área estudada é decorrente de um regime tectônico de convergência de massas continentais na concepção do modelo himalaiano. Nesse contexto é previsível que a zona de sutura Ceres (HASUI et al., 1993) se estenda para a região de Dianópolis-Almas.

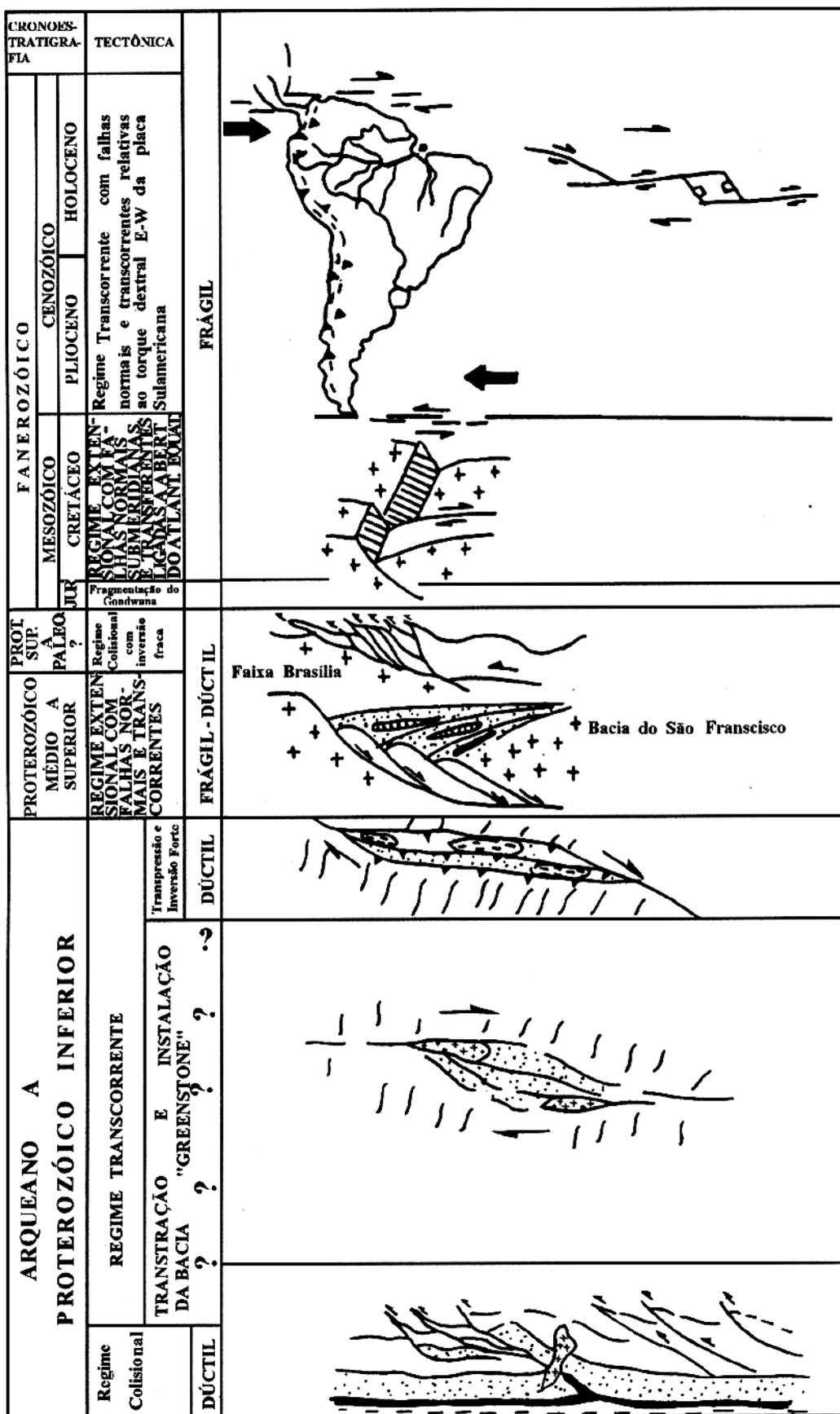


Figura 171 -Estágios tectônicos evolutivos para a região sudeste do estado do Tocantins.

Após o evento que proporcionou o soerguimento das rochas granulíticas, a região experimentou distensão ou transtensão, resultando na geração de bacias onde se alojaram as rochas supracrustais do Grupo Riachão do Ouro, cujo desenvolvimento foi acompanhado pela colocação dos corpos de granitóides da Suíte Serra do Boqueirão. Durante a fase de inversão dessas bacias, provavelmente no final do Arqueano - Proterozóico Inferior, formaram-se vários feixes de zonas de cisalhamento transcorrentes, ao longo dos quais reconhecem-se sobretudo estruturas transpressivas. Esse evento afetou todas as unidades litológicas, principalmente as rochas supracrustais do Grupo Riachão do Ouro, e foi acompanhado por transformações minerais em fácies xisto verde, além de transformações hidrotermais, as quais se vinculam mineralizações auríferas epigenéticas em veios de quartzo dentro das zonas de cisalhamento.

Duas linhas de interpretação são visualizadas, no momento, para explicar a evolução tectônica mais antiga: a primeira, refere-se a um evento de colisão oblíqua dextral responsável pelo soerguimento de rochas da base da crosta (rochas granulíticas), seguido pela individualização de zonas de cisalhamento transcorrentes cuja evolução envolve transtensão e transpressão; a segunda, diz respeito a um evento de colisão antigo seguido por outro predominantemente direcional.

O Proterozóico Médio é marcado pela deposição do Grupo Bambuí em um regime extensional (MARSHAK & ALKIMIN, 1989). De acordo com HASUI et al. (1990), a borda desta bacia situava-se a oeste da região de Dianópolis-Almas em função da correlação entre os Grupos Natividade e Bambuí. Os registros litológicos na área investigada sugerem a existência de uma sequência marinha plataformar. No Proterozóico Superior, os sedimentos do Grupo Bambuí experimentaram compressão e originaram-se cavalgamentos e dobras, os quais compõem a estruturação fundamental do cinturão Brasília.

Durante o Paleozóico a região de Dianópolis-Almas funcionou como área fonte de parte dos sedimentos da bacia do Parnaíba.

No Mesozóico, a área foi submetida a um regime extensional responsável pela formação da bacia Alto Sanfranciscana. Este evento é materializado por depósitos continentais de ambientes desérticos (Formação Urucua), por falhas normais submeridianas mergulhando para leste e por falhas de transferência NE-SW, marcando a orientação geral do eixo distensivo. Trata-se de uma movimentação no interior da Placa Sul Americana decorrente da fragmentação do Gondwana.

Durante o Cenozóico (Terciário/Quaternário) a região voltou a experimentar nova

movimentação, caracterizada por falhas transcorrentes NE-SW e falhas normais NW-SE a WNW-ESE. Tais falhas compõem o quadro neotectônico, controlam a deposição dos colúvios e alúvios lateritizados e o sistema flúvio-lacustre atual, bem como o traçado do sistema de drenagem moderno.

A abordagem apresentada indica que a área investigada constitui um dos exemplos de tectônica ressurgente no interior da Placa Sul Americana, definido por uma zona de fraqueza crustal antiga que experimentou reativações ao longo do Proterozóico Médio a Superior, Mesozóico e Cenozóico, resultando no desenvolvimento de unidades litológicas e estruturais diversas.

7. Conclusões

As principais conclusões desta tese são :

1 - As rochas granulíticas do Complexo Alto Paraná constituem o embasamento sobre o qual se instalaram as rochas metavulcânicas e metassedimentares do Grupo Riachão do Ouro. A natureza do evento termo-tectônico que edificou o embasamento não pode mais ser restaurada face as modificações impostas às rochas granulíticas pelo evento transcorrente dextral, mas por analogia com os terrenos de alto grau adjacentes (e.g. Porto Nacional, Porangatu, Canabrava, Niquelândia, Barro Alto, etc.) admite-se que as rochas granulíticas representam porção de um cinturão colisional antigo.

2 - As rochas supracrustais do Grupo Riachão de Ouro apresentam transformações minerais em fácies xisto verde baixo e ocorrem sob a forma de faixas contornando corpos elípticos de tonalitos, trondhjemitos e granodioritos da Suíte Serra do Boqueirão. Considerando a constituição e a distribuição espacial dessas unidades, deduz-se que se trata de um terreno granito-"greenstone" semelhante aos descritos nos núcleos arqueanos de vários continentes. Contudo, a estruturação interna do terreno granito-"greenstone" de

Dianópolis-Almas, caracterizada sobretudo por estruturas transpressivas, difere dos clássicos sinclínorios interpretados em quase todos os terrenos de baixo grau do Arqueano e Proterozóico Inferior. Ademais, a existência de zonas de cisalhamento no interior e nos limites das unidades litológicas (Grupo Riachão do Ouro e Suíte Serra do Boqueirão) indica que a deformação dos "greenstone belts" não é decorrente da colocação dos granitóides. É oportuno destacar que todos os trabalhos realizados na região de Dianópolis-Almas interpretaram as unidades litológicas no contexto da evolução de um terreno granito-"greenstone" (COSTA et al., 1976; CORRÊA FILHO & SÁ, 1980; BERBERT, 1980; HASUI et al., 1980, DANNI et al., 1982; HASUI et al., 1984a; COSTA, 1985), com base nos seguintes dados:

- presença de faixas estreitas e alongadas de rochas vulcânicas e sedimentares, com orientações variadas, em meio a corpos de granitóides;

- dominância de assembléias minerais de fácies xisto-verde;

- existência de sinclínorios afetando as rochas supracrustais; e

- expressiva vocação metalogenética da área, principalmente para ouro.

No entanto, os dados apresentados nesta tese indicam que:

i - os componentes ultramáficos não existem, os ácidos e intermediários são restritos, os metassedimentos são essencialmente siliciclásticos, com reduzidas ocorrências de formação ferrífera;

ii - a deformação é expressa através de zonas de cisalhamento transcorrentes e as estruturas definidas como sinclinórios correspondem a duplexes transpressivos;

iii - as rochas supracrustais não afetadas pela deformação dúctil são inexpressivas;

iv - as relações dos granitóides da Suite Serra do Boqueirão com as rochas supracrustais são tectônicas;

v - existe uma faixa de rochas de alto grau separando as faixas de rochas supracrustais em dois setores.

Portanto, não se trata de um terreno granito-"greenstone" como se conhece classicamente na literatura geológica de vários continentes (Africa, Austrália, etc..), mas de um cinturão transcorrente com

faixas de gnaisses de alto grau e de seqüências metavulcano-sedimentares com granitóides associados.

Apesar das diferenças assinaladas, é mantida nesta tese a proposta de um terreno granito-"greenstone" até que novos estudos sejam realizados na área a sul da região de Dianópolis-Almas onde há expressivas ocorrências de faixas de rochas supracrustais e granitóides.

3 - A deformação tangencial responsável pelo soerguimento das rochas granulíticas da crosta inferior e a deformação transcorrente que afeta todas as unidades litológicas antigas são interpretadas no contexto de dois eventos termo-tectônicos distintos. Porém, os dados disponíveis não são suficientes para eliminar a interpretação que considera a evolução lito-estrutural antiga no âmbito de um regime colisional oblíquo, de modo que na progressão da deformação a movimentação tangencial deu lugar à movimentação predominantemente direcional.

4 - A deformação transcorrente é heterogênea, marcada por estruturas transpressivas simétricas e assimétricas, e segmentos direcionais com intensidades de movimentação diferentes. Os feixes de zonas de cisalhamento associadas a esta movimentação transpressiva são sistematizados em termos de estruturas Y/D (N10-20E), R (N45E), P (N25W) e R' (N55W),

em analogia com os sistemas de falhas transcorrentes, para explicar a grande variação na orientação das faixas de rochas supracrustais e a presença de zonas de cisalhamento sinistrais com direção N55W. Com base nessa interpretação, é previsível que as rochas supracrustais tenham sido depositadas em bacias transtensivas, formadas ao longo dos diversos feixes de zonas de cisalhamento transcorrentes, e foram acompanhados pela colocação dos corpos de granitóides da Suite Serra do Boqueirão. Por outro lado, não há como descartar a interpretação que considera a deposição das rochas supracrustais e a colocação dos corpos de granitóides relacionados a um regime anterior francamente extensional.

5 - Os milonitos vinculados à deformação transcorrente originaram-se a partir de mecanismos principalmente de "hot working" e "cold working" (e.g. encurvamentos e distorções de lamelas de quartzo e maclas de feldspatos, e microfraturas e divisibilidades basais nas fases "hard", a exemplo de cristais de turmalina, etc.), e foram acompanhados por fortes difusões indicando importante transferência de massa ao longo dos limites dos grãos (e.g. corrosão nas bordas dos cristais de hornblenda, biotita, muscovita, etc.). Com relação a análise das tramas cristalográficas, a definição do contorno esquelético possibilitou a quantificação de $\psi, \gamma, \theta, W_1, W_2, C_1, C_2, K_1, K_2$, os quais indicam, na maioria dos casos, "single girdles" atreladas a cisalhamento simples; os "slip systems" estabelecidos para os quartzitos miloníticos

indicaram movimentação dos planos basais na direção de <a>, mas há também registros locais de deslocamentos dos planos prismáticos dos cristais de quartzo. Os dados referentes a análise da deformação foram considerados preliminares, revelaram valores de Rs entre 1.66 e 3.50 em algumas zonas de cisalhamento, e demonstraram, através das inclinações de θ' e disposição espacial dos vetores, que dominou a rotação dextral, compatível com a análise estrutural macroscópica e mesoscópica.

6 - O evento termo-tectônico que afetou os sedimentos do Grupo Bambuí, no Proterozóico Superior, originou um sistema imbricado de cavalgamentos com dobras de estilos variados associadas, sendo que parte da deformação deve ter sido acomodada por movimentação interestratal, pois não se verifica forte encurtamento da pilha sedimentar. Os dados coletados não são conclusivos para definir o sentido de movimentação de massas, mas a orientação geral das falhas transcorrentes, interpretadas como rampas laterais, indicam que grande parte dos sedimentos foi transportada de SW para NE. A ausência de cavalgamentos nas unidades mais antigas sugere que a interface embasamento - Grupo Bambuí funcionou como uma superfície de descolamento a partir da qual, provavelmente, propagaram-se as descontinuidades tangenciais, pelo menos na região de Dianópolis. Tal fato poderia sugerir também que a borda da Bacia do São Francisco, onde é previsível o envolvimento do embasamento durante o processo

de inversão positiva, situava-se a oeste da área investigada; essa linha de argumentação corrobora o quadro discutido por Hasui et al. (1990) que interpretaram os sedimentos do Grupo Natividade, a oeste, como componentes proximais do sistema marinho que originou os sedimentos do Grupo Bambuí.

7 - A bacia Alto Sanfranciscana é uma estrutura desenvolvida a partir da atuação de um eixo extensional NE-SW mesozóico e sua arquitetura compreende, sobretudo, falhas normais e falhas de transferência que afetam todas as unidades do Pré-Cambriano. As falhas de transferência segmentaram a bacia em dois compartimentos principais e controlaram a distribuição espacial dos sistemas deposicionais da Formação Urucuia na direção submeridiana.

8 - Os sistemas de relevo e o traçado do sistema de drenagem pleistocênico-holocênico foram fortemente controlados pelas falhas transcorrentes dextrais NE-SW do quadro neotectônico. A articulação entre os vários feixes de transcorrências geram estruturas romboédricas transtensivas limitadas por falhas normais NW-SE e WNW-ESE, as quais promoveram desnivelamentos na superfície de aplainamento Velhas e capturas nas drenagens de terceira ordem.

9 - A região de Dianópolis-Almas é parte de um extenso segmento crustal de mobilidade crônica. A investigação geológica de áreas com tal característica requer

necessariamente o entendimento dos eventos termo-tectônicos que atuaram no Pré-Cambriano e no Fanerozóico.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALMEIDA, F.F.M. de, 1967. **Origem e evolução da plataforma brasileira**. Rio de Janeiro, DGM/DNPM. 36p, (Boletim 214).
- ALMEIDA, F.F.M. de. 1968. Evolução tectônica do centro-oeste brasileiro no Proterozóico Superior. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, 40:285-295.
- ALMEIDA, F.F.F. de; HASUI, Y.; NEVES, B.B. de B.; FUCK, R.A. 1977. Províncias estruturais brasileiras. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO NORDESTE, 8., Campina Grande, 1977. **Atas...** Campina Grande, SBG. p. 363-391.
- ALVAREZ, W. ENGELDER, T.; LOWRIE, W. 1976. Formation of spaces cleavage in brittle limestone by dissolution. **Geology**, 4:698-701.
- AUGUSTITHIS, S.S. 1973. **Atlas of the textural patterns of granites, gnaisses and associated rock types**. Netherlands, Elsevier. 378 p.
- BALLANCE, P.F. & READING, H.G. 1980. **Sedimentation in oblique slip mobile zones**. Oxford, Blackwell Scientific Publication. 265 p.
- BARBOSA, O.; RAMOS, J.R.; GOMES, F.A.; HEMBOLD, R. 1966. **Geologia estratigráfica, estrutural e econômica da área do Projeto Araguaia**. Rio de Janeiro, DGM/DNPM. 95p. (Monografia, 19).
- BARCELOS, J.H. & SUGUIO, K. 1980. Distribuição regional e estratigráfica das formações cretácicas do oeste mineiro. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 31., Camboriú, 1980, **Anais**. Camboriú, SBG. v. 2, p. 683-690.
- BARCELOS, J.H. & SUGUIO, K. 1982. Nota sobre a ocorrência da Formação Urucuia (Cretácio Superior) no alto Paranaíba (MG). **Geociências**, 1: 69-74.
- BARKER, A.J. 1990. **Introduction to metamorphic textures and microstructures**. Londres, Blakie. 162 p.
- BEACH, A. 1979. The analysis of deformed belemnites. **Journal Structural Geology**, 1: 127-135.
- BELL, T.H. 1978. Progressive deformation and reorientation of fold axis in the ductile mylonite zone. **Tectonophysics**, 44: 285-320.
- BELL, T.H. & ETHERIDGE, M.A. 1973. Microstructure of mylonites and their descriptive terminology. **Lithos**, 6: 337-348.
- BELL, T.H. & HAMMOND, R.L. 1984. On the internal geometry of milonite zones. **Journal of Geology**, 92:667-686.
- BEMERGUY, R. 1991. **Mapa geomorfológico da folha SC. 23-Y-Z Dianópolis**. Texto explicativo e mapas. Belém, CNPq/UFGA. 32 p. (Relatório Individual de Pesquisa).

- BERBERT, O. 1980. O Complexo Basal Goiano. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 31., Camboriú, 1980. **Anais**. Camboriú, SBG. v. 5, p. 2837-2849.
- BERNASCONI, A. 1983. The archean terranes of central eastern Brazil. A review. **Precambrian Research**, 23: 107-131.
- BERTHÉ, D.; CHOUKROUNE, P. ; JEGOUZO, P. 1979. Orthogneiss, mylonite and non-coaxial deformation of granites: the example of South Armorican Shear Zone. **Journal of Structural Geology**, 1: 31-42.
- BIGARELLA, J.J. ; MARQUES FILHO, P.L.; Ab'SABER. 1961. Ocorrência de pedimentos remanescentes nas fraldas da Serra de Iquererim (Guaruva, Santa Catarina). **Bol. Paran. Geogr.**, (n.4/5): p.82-93.
- BLOOM, A.L. 1978. **Geomorfology: a systematic analysis of late Cenozoic landforms**. New Jersey, Prentice Hall. 510 p.
- BORGES, M.S. & ANGÉLICA, R.S. 1986. **Levantamento geológico da Ilha de Mosqueiro. Estado do Pará**. Projeto Fosfatos na Amazônia. Belém, UFPA. 34 p. (Relatório Técnico).
- BORGES, M.S.; COSTA, J.B.S.; HASUI, Y. 1991. Organização litoestrutural do Pré-Cambriano da região de Dianópolis-Almas, sudeste do estado do Tocantins. In: SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS, Rio Claro, 1991. **Boletim**. Rio Claro, SBG, p. 21-23.
- BORGES, M.S.; IGREJA, H.L.S.; COSTA, J.B.S.; HASUI, Y. 1990. Investigações tectônicas no mesozóico do estado do Tocantins: Formação Urucua. In: SIMPÓSIO SOBRE AS BACIAS CRETÁCIAS BRASILEIRAS, 1., Rio Claro, 1990. **Boletim de Resumos**. Rio Claro, UNESP. p. 25-26.
- BORGES, M.S.; IGREJA, H.L.S.; COSTA, J.B.S.; HASUI, Y. 1992. Faciologia e tectônica da Formação Urucua na região de Dianópolis, sudeste do estado do Tocantins. **Geociências**, 11(1):7-18.
- BOUCHEZ, J.L. 1977. Plastic deformation of quartzites of low temperature in an area of natural strain gradient. **Tectonophysics**, 39: 25-50.
- BOUCHEZ, J.L., LISTER, G.S.; NICOLAS, A. 1983. Fabric asymmetry and shear sense in movement zones. **Geologische Rundschau**, 72:401-419.
- BOULLIER, A.M. & QUENARDEL, J.M. 1981. The caledonides of northern Norway: relation between preferred orientation of quartz lattice, strain and translation of the nappes. In: MCCCLAY, K.R. & PRICE, N.J., ed. Thrust and nappe tectonics. **Geological Society of London**, 9: 185-195. (Special Publ.).
- BOYER, S.E. & ELLIOT, D. 1980. Thrust systems. **American Association of Petroleum Geologists Bulletin**, 66: 1196-1230.

- BRAUN, O.P.G. 1970. A Formação Areado e a Formação Serra Negra. Ouro Preto. **Rev. Esc. Min. de Ouro Preto**, 28(3):p.100-106.
- BRYANT, B. & REED, J.C. 1969. Significance of lineation and minor folds near Morfor thrust faults in the southern appalachians and the british and norwegian caledonides. **Geol. Mag.**, 106: 412-419.
- BURG, J.P. & LAURENT, Ph. 1978. Strain analysis of a shear zone in a granodiorite. **Tectonophysics**, 47: 15-42.
- BURG, J.P.; IGLESIAS, M.; LAURENT, Ph.; MATTE, Ph. ; RIBEIRO, A. 1981. Variscan intracontinental deformation: the Coimbra-Cordoba shear zone (SW Iberian peninsula). **Tectonophysics**, 78: 161-177.
- CARRERAS, J.; ESTRADA, A.; WHITE, S. 1977. The Effects of folding on the C-Axis Fabrics of a quartz mylonite. **Tectonophysics**, 39: 3-29.
- CARRERAS, J.; JULIVERT, M.; SANTANACH, P. 1980. Hercynian mylonite belts in the eastern Pyrenees: an example of shear zones associated with late folding. **Journal of Structural Geology**, 2: 5-10.
- CHRISTIE-BLICK, N. & BIDLE, K.T. 1985. Deformation and basin formation along strike-slip faults. In: BIDLE K.T. e CHRISTIE-BLICK, N., ed. **Strike-slip deformation, basin and sedimentation**. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication, 37:1-34.
- CLOSS, E. 1955. Experimental analysis of fracture patterns. **Geological Society America Bulletin**, 66:241-256.
- COBBOLD, P.F. 1977. Description and origin of banded deformation structures. I - Regional strain, local perturbations and deformation bands, II - Rheology and grow of banded perturbation. **Canadian Journal of Earth Sciences**, 14: 1721-1731.
- COBBOLD, P.R. & GAPAIS, D. 1987. Shear criteria in rocks: an introductory review. **Journal of Structural Geology**, 2:119-126.
- COBBOLD, P.R. & QUINQUIS, H. 1980. Development of sheath folds in shear regime. **Journal of Structural Geology**, 2(1/2):119-126.
- CONDIE, K.C. 1989. **Plate tectonics and crustal evolution**. New york, Pergamon. 3 ed., 476p.
- CONDIE, K.C. 1990. Growth and accretion of continental crust. Inferences based on Laurentia. **Chem. Geol.**, 83 :183-194.
- COOKE, R.U. & DOORNKAMP, J.C. 1974. **Geomorphology in enviromental management**. Oxford, Claredon Press. 405 p.
- CORRÊA FILHO, F.C.L. & SÁ, A.M. 1980. **Projeto Natividade. Relatório Final**. Goiânia. DNPM/CPRM. 6v. (Relatório Técnico).

- COSTA, J.B.S. 1985. **Aspectos lito-estruturais e evolução crustal da região centro-norte de Goiás**. Belém, UFPA. Centro de Geociências. 209 p. Tese (Doutoramento em Geociências) Centro de Geociências, UFPA, 1985.
- COSTA, J.B.S. & HASUI, Y. 1991. O quadro geral da evolução Tectônica da Amazônia. In: SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS, 3., Rio Claro, 1991, **Boletim**, SBG. Rio Claro, p. 142-145.
- COSTA, J.B.S.; BORGES, M.S.; IGREJA, H.L.S.; HASUI, Y. 1991b. Aspectos da Evolução da Bacia do Parnaíba e sua relação com o arcabouço Pré-Cambriano. In: SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS, 3., Rio Claro, 1991. **Boletim**, Rio Claro, SBG. p. 96-98.
- COSTA, J.B.S.; HASUI, Y.; HARALYI, N.L.E. 1988. A Zona de articulação dos blocos Brasília e Araguacema no centro norte de Goiás. In: CONGRESSO BRASILEIRA DE GEOLOGIA, 35., Belém, 1988. **Anais**. Belém, SBG. V.5, p.2208-2216.
- COSTA, J.B.S.; IGREJA, H.L.S.; BORGES, M.S.; HASUI, Y. 1991a. Tectônica Mesozóico-Cenozóica da região norte do Brasil. In: SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS, 3., Rio Claro, 1991, **Boletim**, Rio Claro, SBG, p. 108-110.
- COSTA, J.B.S.; REIS, N.J.; PESSOA, M.R.; PINHEIRO, R.V.L. 1990. O Hemigraben do Tacutu: uma estrutura controlada pela geometria do Cinturão de Cisalhamento Guiana Central. In: SIMPÓSIO DE BACIAS CRETÁCIAS BRASILEIRAS, 1., Rio Claro, 1990. **Boletim de Resumos**, Rio Claro, UNESP. p. 28-29.
- COSTA, L.A.M. da; PORTELA, A.C.; NILSON, A.A.; PALE, C.R.D.; MARCHETTO, C.L.M.; SANTOS, E.L.; MENEGESSO, G.; INDA, H.A.V.; STERNA, R.; MARCHETTO, U.; BAPTISTA, M.B.; FRATIN, O.; MOSHANN, R.; OLIVEIRA, T.F.D.; SILMA, W.G. 1976. **Projeto Leste do Rio Tocantins/Oeste do Rio São Francisco**. Rio de Janeiro, PROSPEC. 200 p. (Relatório Técnico).
- COWARD, M.P. 1980a. Shear zones in the Precambrian Crust of southern Africa. **Journal of Structural Geology**, 2(1/2): 19-27.
- COWARD, M.P. 1980b. The Caledonian thrust and shear zones of NW. Scotland. **Journal Structural Geology**. 2(1/2): 11-17.
- COWARD, M.P. & JAMES, P.R. 1979. The deformation patterns of two Archaean Greenstone Belts in Rhodesia and Botswana. **Prec. Res.**, 1: 235-253.
- DANNI, J.C.M. 1988. Os "greenstone-belts" da Província Tocantins no estado de Goiás, Brasil. **Revista Brasileira de Geociências**, 18(4):381-390.
- DANNI, J.C.M.; FUCK, R.A.; LEONARDOS, O.H. 1982. Archean and lower Proterozoic units in central Brasil. **Geologische Rundschau**, 71(1):291-317.

- DAVIS, H.H. 1984. **Structural geology of rocks and regions**. New York. John Wiley. 385p.
- DEWEY, J.F. 1982. Plate tectonics. **Sci. Amer.** 226 (5):55-65.
- DEWEY, J.F. & WINDLEY, B.F. 1981. Growth and differentiation of the continental crust. **Philos. Trans. R. Soc. London.** 301 A: 189-206.
- EISBACHER, E.H. 1970. Deformation mechanics of mylonite rocks and fractured granites in Cobequid Mountains, New Scotia, Canada. **Geological Society of America Bulletin**, 81:2009-2020.
- ETCHECOPAR, A. 1977. A plane kinematic model of progressive deformation in a polycrystalline aggregate. **Tectonophysics**, 39: 121-139.
- EVANS, D.J. & WHITE, S.H. 1984. Microstructural and fabric studies from the rocks of the Moine nappe, Eriboll, NW Scotland. **Journal of Structural Geology**, 6:396-389.
- FAURE, M. 1980. Microtectonique et charriage est-ouest des nappes alpines profondes de Sila Calabre, Italie Meriodionale. **Rev. Geogr. Phys. Geol. Dyn.**, 22(2):135-146.
- FRY, N. 1979. Random point distributions and strain measurement in rocks. **Tectonophysics**, 60:89-105.
- GIBBS, A. 1984 Structural evolution of extensional basin margins. **Jour. Geol. Soc. Lond.** 141:609-620.
- GIBBS, A. 1987. Development of extensional and mixed modes sedimentary basins. In: COWARD, M.P.; DEWEY, J.F.; HANCOCK, P.L., ed. **Continental Extensional Tectonics**, London, 1987. p. 19-33.
- GOODWIN, A.M. 1987. Archaen basin craton complexes and the growth of Precambrian shields. **Canadian Journal of Earth Science**, 14:2737-2759.
- GRAY, D.R. 1977a. Morphologic classification of crenulation Cleavage. **Journal of Geology**, 85 (2): 229-235.
- GRAY, D.R. 1977b. Differentiation associated with discrete crenulations cleavages. **Lithos**, 10:85-101.
- GUY, M. 1966. Quelques principes e quelques experiences sur la methodologie de la photo-interpretacion, In: SYMPOSIUM INTERNATIONAL DE PHOTO-INTERPRETACION, 2., Paris, 1966. **Actes...** Paris, Société Internationale de Photogrammétrie. v. 16, p.21-41.
- HACKSPACHER, P.C. & LEGRAND, J.M. 1989. Microestrutural and metamorphic evolution of the Porto Alegre shear zone, Northeastern Brazil. **Revista Brasileira de Geociências** 19: 63-75.
- HAMMER, S. 1986. Asymmetrical pull-aparts and foliations fish as kinematic indications. **Journal of Structural Geology**, 8 (2): 111-122.

- HARALYI, N.L. & HASUI, Y. 1981. Anomalias gravimétricas e estruturais Maiores do Sul de Goiás. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO CENTRO-OESTE, 1., Goiânia, SBG, **Ata...**, p. 73-92.
- HARALYI, N.L.E. & HASUI, Y. 1982. Compartimentação geotectônica do Brasil oriental com base na informação geofísica. In: CONGRESSO BRASILEIRO GEOLOGIA, 32., 1982. **Anais...** Salvador, SBG, v. 1, p. 374-386.
- HARALYI, N.L.E.; HASUI, Y.; MIOTO, J.A.; HAMZA, V.M.; RODRIGUES, C.R.V. 1985. Ensaio sobre a estruturação crustal do estado de Minas Gerais com base na informação geofísica e geológica. **Boletim Especial do Núcleo Minas Gerais**. SBG, 71-98.
- HARDING, T.P. & LOWELL, J.D. 1979. Structural styles, their plate tectonics habitats, and hidrocarbon traps in petroleum provinces. **American Association of Petroleum Geologist Bulletin**, 63: 1016-1058.
- HARLAND, W.B. 1971. Tectonic transpression in Caledonian spitzbergen. **Geological Magazine**, 108: 27-42.
- HASUI, Y. 1990. Neotectônica e aspectos fundamentais da tectônica ressurgente no Brasil. In: WORKSHOP SOBRE NEOTECTÔNICA E SEDIMENTAÇÃO CENOZÓICA CONTINENTAL NO SUDESTE BRASILEIRO, 1., Belo Horizonte, 1990. **Anais**. Belo Horizonte, SBG. p. 1-30.
- HASUI, Y. & CORDANI, .1968. Idade potássio argônio de Rochas eruptivas do oeste mineiro e sul de Goiás. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 22., 1968. **Anais**. Belo Horizonte, SBG. v.1, p.139-143.
- HASUI, W. & COSTA, J.B.S. 1991. **Zonas e cinturões de cisalhamento**. Belém, Ed. Universitária, UFPA. 144 p.
- HASUI, Y. & HARALYI, N.L.E. 1985. A Megaestruturação de Goiás. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO CENTRO-OESTE, 2., Goiânia, 1985, **Atas**. Goiânia, SBG. 1-18.
- HASUI, Y. & HARALYI, N. L. E. 1990. O Soerguimento do Alto Paranaíba. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA SOBRE AS BACIAS CRETÁCIAS BRASILEIRAS, 1., Rio Claro, 1990. **Boletim de Resumos**. Rio Claro, UNESP. p. 24.
- HASUI, Y. & MIOTO, J.A. 1988. A zona sismogênica de Porangatu (GO). In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 35., Belém, 1988, **Anais**. Belém, SBG. v. 5, p. 2173-2186.
- HASUI, Y.; COSTA, J.B.S.; ABREU, F.A.M. de; 1984a. Província Tocantins, setor setentrional. In: ALMEIDA, F.F.M. de & HASUI, Y., ed. **Pré-Cambriano do Brasil**. São Paulo, Ed. BLUCHER. p. 187-203.
- HASUI, Y.; COSTA, J.B.S.; SAAD, A.R.; CAMPANHA, V.A. 1990. O Grupo Natividade e sua correlação com o Grupo Bambuí. **Geociências**, p. 299-316. Número especial.
- HASUI, Y.; HARALYI, N.L.E.; COSTA, J.B.S. 1993. Megaestrutura pré-cambriana do território brasileiro baseada em dados geofísicos e geológicos. **Revista de Geociências**, no prelo.

- HASUI, Y.; HARALYI, N.L.E.; SCHOBENHAUS, C. 1984b. Elementos geofísicos e geológicos da região amazônica. subsídios para o modelo geotectônico. In: SYMPOSIUM AMAZÔNICO, 2., Manaus, 1984, **Atas**. Manaus, MME/DNPM. v.1, p. 129-147.
- HASUI, Y.; TASSINARI, C.C.G.; SIGA JR., O.; TEIXEIRA, E.; KAWASHITA, K.; ALMEIDA, F.F.M. de. 1980. Datações Rb/Sr e K/Ar do centro-norte do Brasil e seu significado geotectônico. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 31., Camboriú, 1980. **Anais.**, Camboriú, SBG. v. 5, p. 2569-2576.
- HOBBS, B.E.; MEANS, W.D.; WILLIAMS, P.F. 1976. **An outline of structural geology**. New York, Wiley International. 571 p.
- KERR, A. 1991. A Decade in the evolution in Archaean thought. Third International Archaean Symposium. **Geoscience Canada**, v. 18, p. 24-27.
- KERR, P.F. 1977. **Optical mineralogy**. New York, McGraw-Hill. 492 p.
- KING, L.C. 1956. A geomorfologia do Brasil oriental. **Revista Brasileira de Geografia**, 2:247-265.
- KNIPE, R.J. 1981. The Interaction of deformation and metamorphism in states. **Tectonophysics**, 78: 249-272.
- KNIPE, R.J. & LAW, R.D. 1987. The Influence of crystallographic orientation and grain boundary migration in microstructural and textural evolution in an S-C. mylonite. **Tectonophysics**, 135: 153-169.
- KRÖNER, A. 1984. Evolution, growth and stabilization of the Precambrian lithosphere. In: POLLACK, H.N. & MURTHY, V.R., ed. **Physics and Chemistry of the Earth**, V.15, p.69-106.
- LADEIRA, E.A.; BRAUN, O.P.G.; CARDOSO, R.N.; HASUI, Y. 1971. O Cretáceo em Minas Gerais. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 25., S. Paulo, 1971, **Anais.**, São Paulo, SBG, v. 1, p. 15-31.
- LAGANDE, J.L. 1977. Analyse du sens de déverrement d'une nappe gneissique: application à la mappe hercynienne du Canigou (Pyrénées Orientales). **C.R. Acad. Sci**, 286: 937-940.
- LAURENT, P. & ETCHECOPAR, A. 1976. Mise en evidence a l'aide e da fabrique du quartz d'un cisaillement simple à deversement ouest dans le massif de Dora Maira (Alpes Occidentals). **Bull. Sco. Géol.**, 18: 1387-1393.
- LAW, R.D. 1986. Relationships between strain and quartz crystallographic fabrics in the roche Maurice quartzites of Plougastel, Western Brittany. **Journal of Structural Geology**, 8(5):493-515.
- LAW, R.D. 1987. Heterogeneous deformation and quartz crystallographic fabric transitions: natural examples from the stack of Glencoul, northern Assynt. **Journal of Structural Geology**, 9:819-833.

- LAW, R.D.; KNIPE, R.J.; DAYAN, H. 1984. Strain path partitioning within thrust sheets: microstructural and petrofabric from the moine thrust zone at loch Eriboll, northwest Scotland. **Journal Structural Geology**, 6:477-497.
- LISBOA, M.A.R. 1914. The Permian geology of northern Brazil. **Amer. J. Scien.**, 37(4): 425-443.
- LISLE, R. 1985. **Geological strain analysis. a manual for the Rf/ϕ method.** Oxford, Pergamon Press. 99 p.
- LISTER, G.S. 1977. Discussion: crossed-girdle c-axes fabrics in quartzites platically deformed by plane strain and progressive simple shear. **Tectonophysics**, 39:51-54.
- LISTER, G.S. & HOBBS, B.E. 1980. The simulation of fabric development during plastic deformation and its application to quartzite: the influence of deformation history. **Journal of Structural Geology**, 2: 359-370.
- LISTER, G.S. & PATERSON, M.S. 1979. The Simulation of fabric development during plastic deformation and its application to quartzite: fabric transitions. **Journal of Structural Geology**, 1:99-115.
- LISTER, G.S. & SNOKE, A.W. 1984. S-C mylonites. **Journal of Structural Geology**, 6:617-638.
- LISTER, G.S. & WILLIAMS, P.F. 1979. Fabric development in shear zones: theoretical controls and observed phenomena. **Journal Structural Geology**. 1:283-297.
- LISTER, G.S.; PATERSON, M.S.; HOBBS, B.E. 1978. The simulation of fabric development in plastic deformation and its application to quartzite: the model. **Tectonophysics**, 45: 107-158.
- MANCKTELOW, N.S. 1987. Quartz textures from the Simplon fault zone, southwest Switzerland and north Italy. **Tectonophysics**, 135: 133-153.
- MARSHAK, S. & ALKIMIN, F.F. 1989. Proterozoic contraction/extension tectonics of the southern São Francisco region, Minas Gerais, Brazil. **Tectonics**, 8(3): 555-71.
- MASON, R. 1978. **Petrology of the metamorphic rocks.** Boston, Allen e Unwin. 253 p.
- McCLENNAN, S.M & TAYLOR, S.R. 1991. Sedimentary rocks and crustal evolution. Tectonic setting and secular trends. **J.Geol.**, 99: 1-21.
- McLELLAND, J.M. 1984. The Origin of ribbon lineation within the southern Adirondacks, USA. **Journal of Structural Geology**, 6(12):147-157.
- MENDES, J.C. & PETRI, S. 1971. **Geologia do Brasil.** Rio de Janeiro, Instituto Nacional do Livro. 207 p.
- MESCHIRIKOV, Y. A. 1968. Neotectonics. In: FAIRBRIDGE, R.W., ed. **Encyclopedia of geomorphology.** N. York, Reinhold. p. 768-773.

- MILNES, A.G. 1971. Regional variations in quartz C-axis preferred orientations in the Central Alps. **Nature**, 231: 117-122.
- MITRA, S. 1978. Microscopic deformation mechanism and flow laws in quartzites within the south mountain anticline. **Journal Geology**. 86:129-192.
- MÖRNER, N.A. 1989. Introduction paleoseismicity and neotectonics. **Tectonophysics**, 163(3/4):181-184.
- MYERS, J.S. 1978. Formation of banded gnaisses by deformation of igneous rocks. **Precambrian Research**, 6:43-64.
- MYERS, J.S. 1981. The Fisknaesset anortosite complex. A stratigraphic key to the tectonic evolution of the west greenstone-gneiss complex 3000-2800 m.y ago. **Geol. Soc. Aust. Incorp.** 7:351-360.
- NICOLAS, A.; BOUCHEZ, J.L.; BOUDIER, F. 1972. Interpretation cinématique des déformations plastiques dans le massif lherzolite de la zone (Alpes Piemontaises). Comparaison avec d'autres massifs. **Tectonophysics**, 14:143-171.
- NICOLAS, A.; BOUCHEZ, J.L.; BOUDIER, F.; MERCIER, J.C. 1971. Textures, structures et fabrics due to solid state flow in some European lherzolites. **Tectonophysics**, 12: 35-86.
- NICOLAS, A.; BOUDIER, F.; BOULLIER, A.M. 1973. Mechanisms of flow in naturally and experimentally deformed peridotites. **Journ. Sci.** 273:853-876.
- NISBET, E.G. 1987. **The Young earth: an introduction to Archean geology**. London, and Unwin. 401 p.
- OLIVEIRA, M.A.M. de .1967. Contribuição à geologia da parte sul da Bacia do São Francisco e áreas adjacentes. In: **COLETÂNEA DE RELATÓRIOS DE EXPLORAÇÃO**. Rio de Janeiro, Petrobrás. Seção Exploração de Petróleo. 30p (Publicação, 3)
- PARK, R.G. 1989. **Foundation of Structural Geology**, 2. ed. Glasgow, Blackie. 150 p.
- PASSCHIER, C.W. & SIMPSON, C. 1986. Porphyroclast systems as kinematic indicators. **Journal Structural Geology**, 8 (8):831-843.
- PATERSON, M.S. & WEISS, L.E. 1961. Symmetry concepts in the structural analysis of deformed rocks. **Geological Society America Bulletin**, 72:841-882.
- PEACH, C.J. e LISLE, R.J. 1979. A Fortran IV Program for the analysis of tectonics strain using deformed elliptical markers. **Computers and Geosciences**, 5:325-334.
- PETIT, J. P. & LAVILLE, E. 1987. Morphology and microstructures of hydroplastic slickensides in sandstone. In: JONES, M. & PRESTON, R. , ed. **Deformation of sediments and sedimentary rocks**. Geological Society. Oxford, Blackwell p. 107-121. (Special Publication 29).

- PETRI, S. & FÚLFARO, V.R. 1983. **Geologia do Brasil**. S. Paulo, T.A. Queiroz, USP. 631 p.
- PETTITJHON, F.J.; PORTTER, P.E.; SIEVER, R. 1973. **Sand and sandstone**. N. York, Springer-Verland. 618 p.
- PIPER, J.D.A. 1976. Paleomagnetic evidence for a Proterozoic Supercontinent. **Philosophical Transaction Royal of Society of London**, 280:469-490.
- PLATT, J.P. 1979. Extensional crenulation cleavagem. **Journal of Structural Geology**, 1: 95-96.
- PLATT, J.P. & BEHERMANN, J.H. 1986. Structures and fabrics in a crustal-scale shear zone, Betic cordillera, S.E. Spain. **Journal of Structural Geology**, 8: 15-33.
- PONÇANO, W.L.; BISTRICHI, C.A.; CARNEIRO, C.D.R.; ALMEIDA, M.A.; PERES NETO, A.G.; ALMEIDA, F.F.M. de, 1979. O Conceito de sistemas de relevo aplicado ao mapeamento geomorfológico do estado de São Paulo. In: SIMPÓSIO REGIONAL DE GEOLOGIA, 2., Rio Claro, 1979. **Anais**. Rio Claro, SBG. p. 253-262.
- POWELL, R. 1978. **Equilibrium termodinamics in petrology**. London, Harper e Row. 384 p.
- PRICE, G.P. 1985. Preferred orientation in quartzites. In: WENK, H.R., ed. **Preferred orientation in deformed metals and rocks: an introduction to modern texture analysis**. Orlando, Academic Press. p. 385-406.
- QUENARDEL, J.M. & BOULLIER, A.M. 1979. La Tectonique tangentielle dans le trons oriental (Calédonides et Laponie): Ses manifestations méga-meso-et microscopiques. **Bulletim Society Géologique**, 21: 457-466.
- RAMSAY, J.G. 1967. **Folding and fracturing rocks**. New York, McGraw-Hill. 568 p.
- RAMSAY, J.G. 1980. Shear zones geometry: a review. **Journal Structural Geology**, 2:83-99.
- RAMSAY, J.G. & ALLISON, I. 1979. Structural analysis of shear zones in on Alpinised Hercynian Granite. **Schwerz Min. Pet. Mitt.** 59: 251-279.
- RAMSAY, J.G. & GRAHAM, R.H. 1970. Strain variation in shear belts. **Canadian Journal Earth Science**, 7:786-813.
- RAMSAY, J.G. & HUBER, M.I. 1983. **The Techniques of modern structural geology: strain analysis**. Londres, Academic Press.V.1, 307 p.
- RAMSAY, J.G. & HUBER, M.I. 1987. **The Tecniques of modern structural geology: folds and fractures**. Londres, Academic Press. V.2, p. 309 - 700.
- RIVEREAU, J.C. 1970. Fotointerpretação. **Revista da Escola de Minas**, 28(4):157-175.
- SANDER, B. 1970. **An Introduction to the study of fabrics of geological bodies**. Pergamon, 641 p.

- SANDERSON, D.J. 1973. The Development of fold axes oblique to the regional trend. **Tectonophysics**, 16: 55-70.
- SCHEIDEGGER, A.E. 1981. The Geotectonic stress field and crustal movements. **Tectonophysics**, 71: 217-226.
- SCHMID, S.M. & CASEY, M. 1986. Complete fabric analysis of some commonly observed quartz c-axis patterns. **American Geophysical Union Monograph**, 36: 263-286.
- SCHMID, S.M.; CASEY, M.; STARKEY, J. 1981. An Illustration on the advantages of a complete texture analysis described by the orientation distribution function (ODF) using quartz pole figure data. **Tectonophysics**, 78:101-117.
- SCHOBENHAUS, C.; BRUNI, M.A.L.; ALMEIDA, J.T.L.; BRUNI, E.C. 1974. **Carta geológica do Brasil ao milionésimo-folha (SC-23) Rio São Francisco**. Brasília, DNPM. 57 p.
- SCHOBENHAUS, C.; CAMPOS, O. de; ASMUS, H.E. 1984. A Evolução da plataforma sul-americana no Brasil e suas principais concentrações minerais. In: **GEOLOGIA DO BRASIL**; texto explicativo do mapa geológico do Brasil e da área oceânica adjacente incluindo depósitos minerais. Brasília, DNPM. p. 9-53.
- SEGALL, P. & POLLARD, D.D. 1983. Nucleation and growth of strike-slip faults in granite. **Journal of Geophysical Research**, 88(B1):555-568.
- SIBSON, R.H. 1977. Fault rocks and fault mechanisms. **Journal Geological Society of London**, 133: 191-213.
- SIBSON, R. H. 1983. Continental fault structure and shallow earthquake source. **Journal of Geological Society of London**, 140: 741-767.
- SIMPSON, C. 1981. **Ductile shear zones: mechanism of rock deformation in the orthogneisses of the Maggia nappe, Switzerland**. Zurich, Swiss Federal Institute of Technology. Ph.D. Thesis.
- SIMPSON, C. 1986. Determination of movement sense in mylonites. **Journal of Geological Education**, 34:246-261.
- SIMPSON, N.C. & SCHMIDT, S.M. 1983. An evaluation of criteria to deduce the sense of movement in sheared rocks. **Geological Society America Bulletin**, 94:1281-1288.
- SKEMPTON, A.W. 1966. Some observations on tectonic shear zones. In: **CONG. INT. SOC. ROCK. MECHANICS**, 1., Lisboa, 1986. **Proceedings**. 1:329-335.
- SMITH, T.E. 1992. Volcanic rocks of Early Proterozoic greenstone belts. In: **CONDIE K.C., ed. Proterozoic crustal evolution**. Amsterdam, Elsevier. pg. 7-54.
- SOARES, P.C. & FIORI, P.A. 1976. Lógica e sistemática na análise e interpretação de fotografias aéreas em geologia. **Notícias Geomorfológicas**, 16(32): 71-104.

- SOMBROEK, W.G. & CAMARGO, M.N. 1983. Groundwater laterite and ironstone soils in Brazil, with example from the Amazon region. MELFI, A.J. & CARVALHO, A., ed. **Lateritisation process**. São Paulo, IAG/USP. p. 541-552.
- SOUZA, Z.S.; SANTOS, A.B.; LEDSHAM, E.J.; MARTINS, L.P.B.; HUNN, S.R.B.; COSTA, V.G. 1988. Feições geológicas e estruturais do "Greenstone Belt" de Identidade, região de Xinguara - Rio Maria, sul do Pará. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 35., Belém, 1988. **Anais**. Belém, SBG. V. 3, p. 1453-1467.
- SPRY, A. 1969. **Metamorphic texture**. Oxford, Pergamon Press. 350 p.
- TAKAGI, H. 1986. Implications of mylonitic microstructures for the geotectonic evolution of the Median tectonic line, central Japan. **Journal of Structural Geology**, 8 (1): 3-14.
- TAYLOR, S.R. 1987. Geochemical and petrological significance of the Archaean-Proterozoic boundary. In: PHARAOH, T.C.; BECKINSALE, R.D. & RICKARD, D., ed. **Geochemistry and mineralization of Proterozoic volcanic suites**. Geol. Soc. London, Spec. Publ. v. 33, p. 3-8.
- TCHALENKO, J.S. 1970. Similarities between shear zones of different magnitudes. **Geological Society of America Bulletin**, 81:1625-1640.
- TULLIS, J. N. 1977. Preferred orientation of quartz produced by slip during plane strain. **Tectonophysics**, 39: 87-102.
- TULLIS, J. N.; CHRISTIE, J.M.; GRIGGS, D.T. 1973. Microstructure and preferred orientations of experimentally deformed quartzites. **Geological Society of America Bulletin**, 84: 297-314.
- TURNER, F.J. & WEISS, L.E. 1963. **Structural analysis of metamorphic tectonites**. New York, McGraw-Hill, 536 p.
- URAI, J.L.; MEANS, W.D. & LISTER, G.S. 1986. Dynamic recrystallization of minerals. **American Geophysical Union Monograph**. 36: 161-199.
- VAUCHEZ, A. 1987. The Development of discrete shear zones in a granite: stress, strain and changes in deformation mechanisms. **Tectonophysics**, 133: 137-156.
- VERNON, R.H. 1976. **Metamorphic processes; reactions and microstructure development**. London, Allen & Unwin. 300p.
- VIALON, P.; RUNLAND, M.; GRALIER, J. 1976. **Elements de tectonique analytique**. Paris, Masson. 118 p.
- WEBER, K. 1986. Metamorphism and crustal rheology-implications for the structural development of the continental crust during prograde metamorphism. In: The nature of the lower continental crust. DAWSON, J.B.; CARSWELL, D.A.; HALL, J. & WEDE POHL, K.H., ed. **Geological Society of London**. n° 24 pp. 95-106. (Special Publ.)

- WERNICK, E. 1983. Enclaves e seu significado geológico. **Geociências**, 2:87-96.
- WHITE, S.H. 1976. The Effects of strain on the microstructures, fabrics and deformation mechanisms in quartzites. **Philosophical Transactions Royal Society of London**, 283:69-86.
- WHITE, S.H. 1979. Difficulties associated with paleostress analysis. **Bulletin of Mineralogy**, 102: 210-215.
- WHITE, S.H. 1982. Fault rocks of the Moine thrust zone: a guide to their nomenclature. **Textures and Microstructures**, 4:211-221.
- WHITE, S.H.; BRETAN, P.G.; RUTTER, E. H. 1986. Fault-zone reactivation: kinematics and mechanisms. **Philosophical Transactions of the Royal Society of London**, 317:81-97.
- WHITE, S.H.; BURROW, S.E.; CARRERAS, J.; SHAW, N.D. 1980. On mylonites in ductile shear zones. **Journal of Structural Geology**, 2:175-187.
- WILCOX, R.E.; HARDING, T.P.; SEELY, D.R. 1973. Basic wrench tectonics. **American Association of Petroleum Geologist Bulletin**, 57:74-96.
- WILLIAMS, P.F. 1972. Development of metamorphic layering and cleavage in low grade metamorphic rocks at Bermagui, Australia. **American Journal Science**, 272:1-47.