

UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARÁ
CURSO DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS

O CINTURÃO ARAGUAIA NA REGIÃO DO XAMBIOÁ(TO) - SÃO GERALDO DO ARAGUAIA(PA):
GEOMETRIA, CINEMÁTICA E ASPECTOS LITOLÓGICOS

Tese Apresentada por

RAIMUNDO OLIVER BRASIL DOS SANTOS

como requisito parcial à obtenção do grau em

MESTRE EM CIÊNCIAS

Na área de

GEOLOGIA

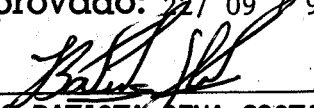
Conferido pelo Curso de Pós-Graduação em

Geociências da

Universidade Federal do Pará

Aprovado: 22/09/93

Comitê de Tese



JOÃO BATISTA SENA COSTA (ORIENTADOR)



FRANCISCO DE ASSIS MATOS DE ABREU



LUIZ ALBERTO DAVILA FERNANDES

**"A justiça seria uma coisa simples,
se os homens fossem simples, pois
nesse caso um comunismo anarquista
seria suficiente."**

PLATÃO

Aos meus pais
e
a minha mulher Ana Lúcia.

A G R A D E C I M E N T O S

Nossos sinceros agradecimentos a todos que direta ou indiretamente contribuíram para a realização deste trabalho, em especial:

- . ao DNPM que me concedeu tempo integral para a realização desta obra e ajuda financeira, sem o que não seria possível e pelo qual fico muito grato;
- . ao Dr. Carlos Oití Berbert quando a frente da Diretoria do DNPM, pelo apoio concedido, tendo a mesma atitude quando já na direção da CPRM;
- . ao Prof. Dr. João Batista Sena Costa pela orientação e incentivo no decorrer de toda esta pesquisa;
- . a CPRM pelo apoio operacional e financeiro durante as etapas de campo;
- . ao CNPq e a CAPES pelo apoio financeiro com a concessão de bolsa de estudo durante o período desta pesquisa;
- . a equipe do Projeto Faixa Orogênica Paraguai-Araguaia pelo apoio concedido;
- . ao Prof. Dr. Yociteru Hasui pelo apoio acadêmico; ao Prof. Nilson Teixeira pela ajuda valiosa nas descrições petrográficas e pelo incentivo concedido; ao Prof. Milton Matta pelas informações e discussões; ao Prof. Francisco Mattos de Abreu pela leitura e crítica de parte do trabalho; ao Prof. Ronaldo Lemos pela orientação no estudo petrográfico; ao Prof. Luiz Ercílio Faria Jr. pelo incentivo;

- . ao geólogo Hailton Siqueira da Igreja pela leitura e discussão de parte do texto, e pelo estímulo durante a pesquisa; ao geólogo Xafi da Silva Jorge João por algumas informações e discussões referentes a parte do trabalho;
- . ao geólogo Orlando José Barros de Araújo pelo apoio concedido; aos geólogos João Olímpio Souza e Luiz Carlos Moreton pelas trocas de informações nas etapas de campo;
- . a Universidade Federal do Pará pela oportunidade criada através do curso de pós-Graduação em Geociências;
- . aos colegas da CPRM pelo espírito de companheirismo e pelas discussões técnicas durante as operações de campo relacionadas ao período inicial do treinamento;
- . aos colegas do DNPM pelo apoio durante o período em que fiquei afastado e especialmente a senhora Terezinha Tomaz pela boa vontade em datilografar as monografias relativas ao início do treinamento;
- . aos colegas da pós-graduação pelo companheirismo durante todo o período da pesquisa e em especial aos colegas Gerson Oliveira e Khalifa Ould Lab pelas discussões técnicas; ao colega Jairo Bezerra pelas discussões técnicas e participação em uma das etapas de campo; ao colega Mario Ivan Cardoso de Lima pela contribuição e discussão durante a análise dos dados de sensoriamento remoto; e a todos os funcionários do Centro de Geociências pelo espírito de cordialidade e cooperação;
- . a minha mulher Ana Lucia, pelo incentivo indispensável principalmente nos momentos mais difíceis e pela enorme

paciência e dedicação que teve em digitar todo o texto deste trabalho;

- . ao meu irmão Mario Jorge pelo grande auxílio na correção, composição e ilustração do texto;
- . ao desenhista Gilmar dos Santos pelo espírito de colaboração na confecção dos cartogramas e do mapa final.

S U M A R I O

	P.
DEDICATÓRIA.....	ii
AGRADECIMENTOS.....	iii
LISTA DE ILUSTRAÇÕES.....	viii
RESUMO.....	1
ABSTRACT.....	3
1. ASPECTOS GERAIS.....	5
1.1 - INTRODUÇÃO.....	5
1.2 - LOCALIZAÇÃO E ACESSO.....	5
1.3 - OBJETIVOS.....	8
1.4 - METODOLOGIA.....	9
1.5 - ATIVIDADES.....	11
2. SÍNTESE DOS TRABALHOS EXISTENTES E ESTADO DE CONHECIMENTO ATUAL DO CINTURÃO ARAGUAIA.....	13
3. UNIDADES LITO-ESTRATIGRÁFICAS.....	28
3.1 - EMBASAMENTO.....	29
3.2 - GRUPO ESTRONDO.....	31
3.2.1 - Formação Morro do Campo.....	32
3.2.2 - Formação Xambioá.....	35
3.2.2.1 - Xistos Feldspáticos.....	38
3.2.2.2 - Metaconglomerados.....	41
3.2.2.3 - Anfibolitos.....	42
3.2.2.4 - Mármore.....	44
3.2.2.5 - Magnetita Xistos.....	45
3.2.2.6 - Xistos Grafíticos.....	45
3.3 - GRUPO PEQUIZEIRO.....	46
3.4 - ROCHAS GRANITÓIDES.....	47
3.5 - ROCHAS MÁFICAS E ULTRAMÁFICAS.....	51
3.6 - ROCHAS SEDIMENTARES DA BACIA DO PARNAIBA.....	52
3.7 - ALÚVIOS E COLÚVIOS.....	53
4. GEOLOGIA ESTRUTURAL.....	56
4.1 - CONSIDERAÇÕES INICIAIS.....	56
4.2 - ESTRUTURAS MACROSCÓPICAS.....	57
4.2.1 - Setor I.....	57
4.2.2 - Setor II.....	63
4.2.3 - Setor III.....	74
4.2.4 - Setor IV.....	82
4.2.5 - Setor V.....	85
4.2.6 - Integração.....	86

4.3 - ESTRUTURAS MESOSCÓPICAS.....	87
4.3.1 - Foliações.....	88
4.3.1.1 - Foliações Miloníticas.....	90
4.3.1.2 - Xistosidade.....	95
4.3.1.3 - Clivagem de Crenulação.....	97
4.3.1.4 - Aleitamento ou Acamadamento Tectônico.....	101
4.3.1.5 - Bandamento Composicional.....	102
4.3.2 - Dobras.....	102
4.3.2.1 - Dobras de Crenulação.....	103
4.3.2.2 - Dobras Intrafoliais.....	105
4.3.2.3 - Dobras Ptigmáticas.....	106
4.3.2.4 - Dobras Similares ou de Cisalhamento.....	106
4.3.3 - Bandas de Cisalhamento.....	113
4.3.5 - Lineações.....	113
4.3.5.1 - Lineação de Interseção.....	115
4.3.5.2 - Eixos de Dobras.....	115
4.3.5.3 - Eixos de Dobras de Crenulações.....	116
4.3.5.4 - "Boudins".....	116
4.3.5.5 - Barras de Quartzo.....	118
4.3.5.6 - "Mullions".....	118
4.3.5.7 - Seixos Estirados.....	118
4.3.5.8 - Lineação Mineral.....	120
4.3.5.9 - Lineação de Estiramento.....	120
4.3.6 - Veios.....	124
4.3.7 -Estruturas de Dilatação.....	124
4.4 - MICROESTRUTURAS.....	126
4.5 - ROCHAS MILONÍTIICAS.....	150
4.6 - DEFORMAÇÃO RÚPTIL.....	153
4.7 - INDICADORES CINEMÁTICOS.....	165
4.8 - MODELO TECTÔNICO.....	167
5. CONCLUSÕES.....	171
6. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	177

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

	P.
Figura 01 - Mapa de localização da área.....	07
Figura 02 - Limites do cinturão Araguaia.....	14
Figura 03 - Modelo tectônico para o Cinturão Araguaia.....	24
Figura 04 - Mapa geológico simplificado do Cinturão Araguaia.....	26
Figura 05 - Pseudomorfo de granada em xistos pelíticos da Formação Xambioá.....	43
Figura 06 - Textura decussate em corpos anfibolíticos inseridos na Formação Xambioá.....	43
Figura 07 - Mármore da Formação Xambioá com visível foliação subhorizontal.....	49
Figura 08 - Textura granular hipidiomórfica em rocha granitóide..	49
Figura 09 - Conglomerado polimítico relacionado a antigos canais fluviais abandonados.....	55
Figura 10 - Mapa estrutural simplificado da região de Xambioá....	58
Figura 11 - Mapa lito-estrutural simplificado mostrando os limites entre os setores I, II, III, IV e V.....	59
Figura 12 - Estereogramas da foliação milonítica e lineação de estiramento para o setor I.....	61

Figura 13a-	Seção Geológica simplificada mostrando a região periclinal da estrutura da Serra dos Martírios.....	62
Figura 13b-	Terminação periclinal da "nappe" Andorinhas-Martírios (uma segunda interpretação).....	65
Figura 14 -	Dobras decimétricas desenhadas pela foliação milonítica.....	67
Figura 15 -	Seção Geológica simplificada mostrando a geometria da "nappe" Andorinhas-Martírios.....	68
Figura 16 -	Seção geológica simplificada, mostrando as relações estruturais entre a ZCVX e as demais estruturas do setor.....	69
Figura 17 -	Seção simplificada através da Serra das Andorinhas mostrando a geometria geral dos cavalgamentos dúcteis e das lascas das diversas unidades lito-estratigráficas.....	70
Figura 18 -	Estereogramas da foliação milonítica e lineação de estiramento para o setor II (sub-setor 1).....	72
Figura 19 -	Diagrama polar dos elementos estruturais na região da Serra das Andorinhas.....	73
Figura 20 -	Quartzitos dobrados da Formação Morro do Campo.....	76
Figura 21 -	Diagrama polar dos elementos estruturais no sub-setor 1 (setor III).....	75

Figura 22 - Dobra aberta curvilinear com eixo E-W subhorizontal, em quartzitos da Formação Morro do Campo.....	76
Figura 23 - Diagrama polar dos elementos estruturais no contexto da estrutura de Xambioá.....	78
Figura 24 - Diagrama polar dos elementos estruturais para o sub-setor 3 (setor III).....	80
Figura 25 - Bloco diagrama mostrando o arranjo lito-estrutural da região entre as estruturas dômicas do Lontra e Xambioá.....	81
Figura 26 - Seção Geológica simplificada mostrando as relações estruturais entre as rochas supracrustais e os gnaisses do embasamento, para área da estrutura dômica do Lontra.....	83
Figura 27 - Estereograma mostrando o comportamento espacial da foliação milonítica e da lineação de estiramento no setor IV.....	84
Figura 28 - Mapa de elementos estruturais, com as atitudes principais das foliações, lineações de estiramento e eixos de dobras.....	89
Figura 29 - Padrão anastomótico regional da foliação milonítica, impresso em xistos do Supergrupo Baixo Araguaia.....	91

Figura 30 - Microbandas de biotita envolvendo agregados quartzo-feldspáticos, resultando em feições assimétricas que sugerem rotações anti-horárias.....	94
Figura 31 - Microfeições anastomóticas em xistos com textura granolepidoblástica da Formação Xambioá.....	94
Figura 32 - Recristalização dinâmica do quartzo mascarando o microbandamento composicional.....	98
Figura 33 - Clivagem de crenulação em metapelitos da Formação Morro do Campo.....	98
Figura 34 - Representação em diagrama de igual área, no hemisfério inferior, dos elementos planares e lineares dos diversos setores.....	99
Figura 35 - Microestruturas: cristal de estaurolita com sombras de pressão e clivagem de crenulação em xistos pelíticos.....	104
Figura 36 - Diagrama dos eixos de dobras da foliação milonítica do Grupo Estrondo.....	104
Figura 37 - Dobras de crenulação e "kinks" em xistos miloníticos da Formação Xambioá. São Geraldo do Araguaia.....	107
Figura 38 - Dobra intrafolial em xistos da Formação Xambioá.....	107
Figura 39 - Dobra ptigmática em metamorfitos do Supergrupo Baixo Araguaia.....	109

Figura 40 - Dobras de cisalhamento com ápices espessados, em xistos miloníticos do Grupo Estrondo.....	109
Figura 41 - Dobras similares do sub-setor 1 (setor III), em xistos miloníticos do Grupo Estrondo.....	110
Figura 42 - Dobras em caixa em xistos miloníticos do Grupo Estrondo.....	110
Figura 43 - Clivagem plano axial em xistos do Grupo Estrondo.....	111
Figura 44 - Dobras desarmônicas em xistos miloníticos do Grupo Estrondo.....	111
Figura 45 - Dobra em caixa em xistos da Formação Xambioá.....	112
Figura 46 - Dobra de cisalhamento em xistos miloníticos da Formação Xambioá.....	112
Figura 47 - Dobra em bainha (sheath fold) em xistos da Formação Xambioá.....	114
Figura 48 - Dobra em olho: xisto da Formação Xambioá.....	114
Figura 49 - Lineação de interseção e eixo de dobras de crenulações.....	117
Figura 50 - Camadas budinadas e dobradas sugerem estiramento seguido de encurtamento com movimentação dextral.....	119
Figura 51 - Barras de quartzo ("rods") em quartzitos do Grupo Estrondo.....	119

Figura 52 - Estrutura do tipo "mullion" em quartzitos do Grupo Estrondo.....	121
Figura 53 - Metaparaconglomerado da Formação Xambioá.....	121
Figura 54 - Lineação de estiramento em quartzito do Grupo Estrondo. Estrutura de Xambioá.....	123
Figura 55 - Lineação de estiramento em quartzito recristalizado do Grupo Estrondo.....	123
Figura 56 - Veio de quartzo cortando quartzitos do Grupo Estrondo.....	125
Figura 57 - Veios de quartzo budinados e dobrados paralelos a foliação milonítica.....	125
Figura 58 - Várias gerações de "tension gashes" em xistos da Formação Xambioá.....	127
Figura 59 - Estruturas de dilatação ("tension gashes") em xistos da Formação Xambioá.....	128
Figura 60 - Estrutura do tipo "pull-apart" em veio de quartzo....	129
Figura 61 - Xisto milonítico com predominância de fração completamente recristalizada.....	132
Figura 62 - Fotomicrografia de qz-biotita-xisto.....	132
Figura 63 - Arranjo textural de milonítos do Supergrupo Baixo Araguaia.....	133

Figura 64 - Feição microestrutural de deformação tipo foliação S-C, observada em xistos miloníticos da Formação Xambioá.....	133
Figura 65 - Feição microestrutural típica da rocha milonítica....	134
Figura 66 - Foliação S-C em nível pelítico da Formação Morro do Campo.....	134
Figura 67 - Feições sigmoidais de qz. em xistos miloníticos da Formação Xambioá.....	136
Figura 68 - Trilhas de muscovita envolvendo microbudins policristalinos de qz. em xistos miloníticos da Formação Xambioá.....	136
Figura 69 - Fotomicrografia de xisto milonítico, com a foliação sendo ressaltada por fino agregado qz-feldspático....	137
Figura 70 - Fotomicrografia de xisto milonítico, exibindo geometria anastomótica.....	137
Figura 71 - Microveios de qz. ressaltando microbandamento composicional em xistos miloníticos da Formação Xambioá.....	138
Figura 72 - Microveios de qz. ressaltando a foliação milonítica..	138
Figura 73 - Microveios com bordas recristalizadas.....	139
Figura 74 - Cristal de plagioclásio em xisto milonítico apresentando microfalhas.....	139

Figura 75 - Textura granoblástica em muscovita-quartzito da Formação Morro do Campo.....	141
Figura 76 - Maclas tectônicas em plagioclásio de xisto milonítico.....	141
Figura 77 - Cristal de granada com sombra de pressão assimétrica.	142
Figura 78 - Porfiroblasto de granada de crescimento provavelmente sintectônico.....	142
Figura 79 - Agregados qz-feldspáticos envolvidos por feixes de muscovita, paralelos à foliação milonítica.....	144
Figura 80 - Feições sigmoidais de qz. ressaltadas por finas palhetas de muscovita em tectonitos L.....	144
Figura 81 - Feição pisciforme de biotita em xistos do Grupo Estrondo.....	145
Figura 82 - "Mica-fish" aparentando rotação sinistral em xistos miloníticos do Grupo Estrondo.....	145
Figura 83 - Simplectito do tipo mimerquítico em gnaises do embasamento.....	147
Figura 84 - Detalhe de feição simplectica em gnaises do embasamento.....	147
Figura 85 - Maclas tectônicas de carbonato em xistos miloníticos do Grupo Estrondo.....	148

Figura 86 - Clivagem de crenulação discreta em xistos miloníticos do Grupo Estrondo.....	148
Figura 87 - "Kink band" em muscovita quartzito do Grupo Estrondo.	149
Figura 88 - "Shear band" em qz. biotita-xisto do Grupo Estrondo.	149
Figura 89 - Fotomicrografia de gnaiss milonítico do embasamento.	152
Figura 90 - Rocha milonítica de composição quatzo-feldspática evidenciando forte estiramento do quatzo.....	154
Figura 91 - Microseixos de quatzo, estirados segundo o eixo de maior alongação (X).....	154
Figura 92 - Porfiroblasto de granada de possível origem sintectônica.....	155
Figura 93 - Mapa estrutural ressaltando sistemas de juntas e falhas.....	157
Figura 94 - Geometria de falha normal com componente direcional.	159
Figura 95 - a) Sistema de juntas e falhas associadas a transcorrência E-W; b) Transcorrência E-W dextral em quatzito do Grupo Estrondo.....	159
Figura 96a- Terminação em rabo-de-cavalo de sistema transcorrente NW-SE, em quatzitos do Grupo Estrondo.....	161
Figura 96b- "Tension gashes" associadas a sistema transcorrente..	161

Figura 96c- Duplex extensional associado a sistema transcorrente NW-SE.....	162
Figura 96d- Padrão romboédrico dextral associado a sistema transcorrente.....	162
Figura 96e- Padrão retangular de juntas e falhas em quartzitos do Grupo Estrondo.....	163
Figura 96f- Padrões "en echelon"; e transcorrência em degrau....	163
Figura 96g- Padrões romboédricos e "en echelon" associados, em transcorrência NW-SE dextral.....	164
Figura 97 - "Shear band" sinistral em quartzitos do Grupo Estrondo.....	164
Figura 98 - Modelo de evolução tectônica para o Cinturão Araguaia, na área de Xambioá-São Geraldo do Araguaia.....	169

R E S U M O

O segmento norte do cinturão Araguaia, nas imediações das cidades de Xambioá e São Geraldo do Araguaia, é constituído principalmente por rochas supracrustais do Grupo Estrondo, além de gnaisses do Complexo Colméia, expostos nos núcleos das estruturas do Lontra e Xambioá, e de rochas do Grupo Pequizeiro, as quais compõem uma estreita faixa no extremo oeste da área.

Considerando a geometria e a natureza das estruturas maiores bem como a complexidade do quadro estrutural, a área foi dividida em 5 (cinco) setores. De acordo com esse quadro, deduziu-se que o arranjo geométrico macro corresponde a um sistema imbricado de empurrões dúcteis, sobressaindo-se raras feições do tipo "nappe". Destacam-se ainda as estruturas braquianticlinais, decorrentes da propagação de uma segunda geração de empurrões; dobras holomórficas relacionadas aos empurrões tardios, ou a transpressão entre sistemas transcorrentes; e zonas de cisalhamento transcorrentes, interpretadas como rampas laterais.

A nível mesoscópico as estruturas são representadas pela foliação milonítica, pela lineação de estiramento, por dobras de estilos diversos e pela clivagem de crenulação. Por outro lado, a análise de lâminas delgadas revelou microestruturas tais como: porfiroclastos e porfiroblastos assimétricos com sombras de pressão; "ribbons" de quartzo; arranjos S-C, maclas tectônicas em cristais de feldspato; feições pisciformes; agregados quartzo-feldspáticos sob a forma de lentes; microbandamentos; e feições de recuperação.

Em termos tectônicos, foram caracterizados quatro movimentos principais na progressão da deformação cisalhante: o primeiro relaciona-se a intensa imbricação dos corpos rochosos decorrentes da propagação de cavalgamentos dúcteis, os quais devem ter sido acompanhados pela individualização das rampas laterais; o segundo está associado ao soerguimento de lascas do embasamento, impondo dobras quilométricas nos arranjos iniciais, devido à uma segunda geração de cavalgamentos que não afetou os pacotes mais superiores. Neste momento admite-se que houve movimentação expressiva ao longo das rampas laterais; o terceiro refere-se a rotação das megadobras, preferencialmente na parte central da área, em função da intensificação dos movimentos nas rampas laterais; e o quarto corresponde a imbricação que se superpôs ao arranjo geométrico criado por essas rampas laterais. A evolução tectônica como aqui entendida, desenvolveu-se de acordo com o processo de colisão oblíqua de massas continentais, com transporte preferencial das unidades de rochas de SE para NW.

Finalmente, um regime rúptil é registrado através de sistemas de falhas e fraturas que estão associados aos eventos extensionais do Paleozóico e do Mesozóico e, em parte, ao quadro neotectônico.

ABSTRACT

The northern segment of the Araguaia belt, in the vicinity of the Xambioá and the São Geraldo of Araguaia cities is composed mainly by rocks of the Estrondo Group, besides gneisses of the Colmeia Complex, protruding from the cores of the Lontra and Xambioá structures. It also includes a narrow N-S zone of the Pequizeiro Group at the most western side of the area.

The Araguaia belt in this region has been divided into five sectors based on its geometry, the nature of the major structures and the complexity of the structural setting.

The macro geometrical array of the belt corresponds to a ductile imbricated thrust system, whose sheets are within the boundaries of the mylonitic zones, that usually do not evolve into nappe. Other larger structures consist of expressive brachyanticlines, originated from the second generation of thrusts; strike-slip zones, understood as lateral ramps; and holomorphic folds related to late thrusts, or to the transpression between the strike-slip systems already mentioned.

At a mesoscopic level the structures are represented by mylonitic foliation, stretching lineation, several styles of folds and crenulation cleavages.

The most prominent microstructures are asymmetrical porphyroclasts and porphyroblasts with pressure shadows, ribbons, S-C structures, undulose extinction, deformation bands, deformation twins in crystals of feldspar, sub-grains, mica-

fishes, quartz-feldspar aggregates in the form of lens, microbanding, and recovery features.

The structural analysis permitted the establishment of the deformation history of the region, which includes at least four movements of shear strain: the first is related to the intense imbrication of the rock bodies due to the propagation of the ductile thrust, which must have been followed by the lateral ramps; the second is associated with the uplifting of the basement sheets, forcing the initial arrays to have kilometeric folds, due to second generation of thrusts, that did not offset the upper layers. At this moment there was expressive movement along the lateral ramps; the third refers to the megafolds rotations, mainly in the central part of the area because of more intense lateral ramps movements; and the fourth is characterised by the superimposition of the imbrication on the geometrical arrays created by the lateral ramps. The tectonic evolution as it is understood, seems to have developed as a consequence of the oblique continental collision with a NW sense of transport.

Finally, a ruptile regime superimposes on the oldest forms of the thrust system, represented mainly by joints and faults, that are associated to extensional events of the Paleozoic and of the Mesozoic and partly to the neotectonic setting.

1 - ASPECTOS GERAIS

1.1 - INTRODUÇÃO

A área, objeto desta pesquisa, faz parte do segmento norte do Cinturão Araguaia, unidade geotectônica de considerável expressão na região centro-norte do Brasil, que bordejia o Cráton Amazônico a oeste, sendo encoberta parcialmente pelos sedimentos fanerozóicos da Bacia do Parnaíba a leste.

Embora a área já tenha sido pesquisada a nível de semi-detahle, em particular pela UFPa., destacando-se os trabalhos de ABREU (1979), SILVA (1980), MACAMBIRA (1983) e SANTOS (1983), verifica-se que os arranjos geométricos e a evolução cinemática ainda não foram adequadamente discutidas, sobretudo com enfoque mais atualizado.

A execução deste trabalho tem como finalidade contribuir para o conhecimento da evolução lito-estrutural do Cinturão Araguaia com base nos conceitos atuais de cinturões de cisalhamento compressivos, além de aprimorar a formação de recursos humanos nos ramos da Geologia Estrutural e Geotectônica.

1.2 - LOCALIZAÇÃO E ACESSO

A área encontra-se na região SE do Estado do Pará e no N do Estado de Tocantins, e engloba partes dos municípios de São Geraldo do Araguaia e Xambioá. Faz parte da Folha SB.22-ZB e abrange vasta porção da bacia hidrográfica do baixo curso do rio

Araguaia.

Seus limites aproximados são os meridianos $48^{\circ}15'$ e $48^{\circ}45'$ de longitude W, e os paralelos $6^{\circ}00'$ e $6^{\circ}45'$ de latitude S. (Figura 01).

Face a acelerada ação antrópica desenvolvida principalmente neste último decênio, a região apresenta grande facilidade de penetração via terrestre. Algumas rodovias e estradas vicinais diretamente ligadas a diversos projetos agropecuários, possibilitaram alcançar os mais longínquos pontos da área. Desta maneira, o considerável número de afloramentos visitados, constituiu-se em um fator positivo na aquisição de dados durante a realização desta pesquisa.

Por outro lado, algumas áreas revestidas de densa vegetação, ou de relevo muito acentuado, ainda não permitem fácil investigação, razão pela qual, o projeto inicialmente programado apenas para a área da Serra dos Martírios, foi ampliado posteriormente para as dimensões atuais.

Os principais centros populacionais são: São Geraldo do Araguaia, sede do município, localizado à margem esquerda do rio Araguaia, no Estado do Pará; e Xambioá, sede do município pertencente ao Estado do Tocantins, situado à margem direita do mesmo rio, sendo este o maior e mais importante da região. Os dois centros juntos não excedem os 100.000 habitantes.

Existem ainda alguns pequenos povoados ou vilas, além de fazendas de criação de gado, de pequeno e médio portes.

A maneira mais fácil para se alcançar a região é via aérea, através de Araguaia ou Marabá, partindo-se de Belém, para em seguida, por via rodoviária se chegar até Xambioá, local de

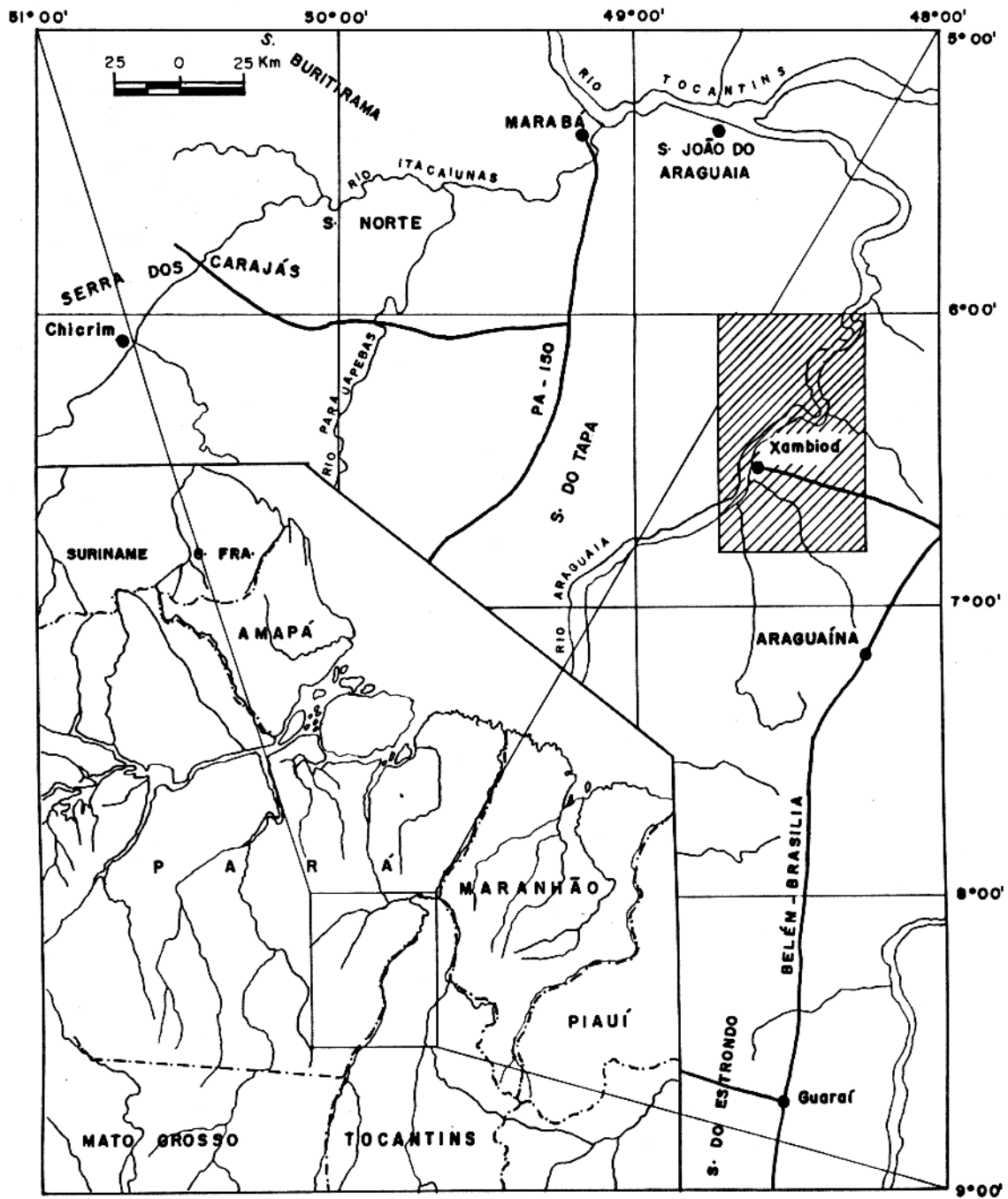


Figura 01 – Mapa de localização da área.

apoio da área pesquisada. No período de maio a novembro, aproximadamente, é possível alcançar a região através do rio Araguaia, utilizando-se pequenos barcos. O deslocamento terrestre até a área é feito através da BR-010 (Belém - Brasília) e PA-150.

Atualmente, esses dois municípios já contam com razoável disponibilidade de energia elétrica, não sendo problema também os meios de comunicações, podendo-se fazer uso do sistema DDD com grande facilidade. O abastecimento d'água ainda é precário, sendo que apenas partes das cidades de Xambioá e São Geraldo têm abastecimento regular a partir de bombeamento do rio Araguaia.

Das pequenas pistas de pouso que servem a região, muitas desapareceram em função da drástica redução da atividade garimpeira, cuja maior e mais rentável foi a exploração do cristal de rocha que teve seu apogeu na década de 50.

1.3 - OBJETIVOS

O principal objetivo do trabalho se refere ao entendimento geométrico-cinemático das estruturas que compõem a arquitetura principal deste segmento do Cinturão Araguaia, o qual inclui os seguintes aspectos:

- caracterização dos elementos estruturais planares e lineares a nível mesoscópico e microscópico em busca da natureza das estruturas;
- análise das relações geométricas entre os diversos conjuntos de rochas visando alcançar o arranjo lito-estrutural;

- definição da natureza dos movimentos responsáveis pela instalação do arranjo interno do Cinturão Araguaia, de zonas de cisalhamento direcionais, tipo o lineamento Irirí Martírios e outros, e das estruturas dômicas.

Finalmente, propor um modelo estrutural-tectônico compatível com as peculiaridades geológicas da região.

1.4 - METODOLOGIA

A metodologia aplicada durante a execução do trabalho obedeceu a seguinte ordem:

- interpretação de fotografias aéreas, imagens de satélite e radargramétricas através da análise visual dos elementos texturais de drenagem e do relevo visando a individualização e controle espacial das zonas homólogas, bem como a caracterização macroscópica dos elementos estruturais (SOARES & FIORI, 1976). De acordo com esses procedimentos, chegou-se a um mapa lito-estrutural preliminar que serviu de base para a execução dos trabalhos de campo;

- análise dos elementos estruturais através da caracterização morfológica e espacial de foliações, lineações e dobras, a nível mesoscópico, em busca do quadro geométrico de acordo com as propostas de HOBBS et al. (1976), RAMSAY (1980), RAMSAY & HUBER (1983, 1987), entre outros. Os critérios clássicos de superposição de estruturas foram utilizados para discernir as diferentes etapas de movimentação;

- elaboração de seções geológicas contínuas ao invés de

observações pontuais à luz dos conceitos atuais da Geologia Estrutural (SUPPE, 1983, 1985). Esse método permitiu a rápida visualização da posição espacial dos pacotes rochosos e das estruturas impressas, bem como a definição das relações geométricas entre as unidades lito-estratigráficas;

- utilização de critérios cinemáticos, em particular aqueles relacionados as estruturas assimétricas e rotação de corpos geológicos, na tentativa de caracterizar a natureza dos movimentos (PASSCHIER & SIMPSON, 1986; SIMPSON, 1986);

- análise das seções delgadas através dos procedimentos estabelecidos por BELL & ETHERIDGE (1973), SIBSON (1977), WHITE (1982) e WISE et al. (1984). Tais procedimentos envolveram a caracterização de textura, visando a classificação dos termos petrográficos e definição dos processos termo-tectônicos responsáveis pelas deformações e modificações impostas às rochas.

Cerca de 200 afloramentos foram visitados, com pouco mais de 100 amostras coletadas, quase sempre orientadas, sendo que destas pelo menos 30 serviram para a confecção de lâminas delgadas. Cada amostra foi cortada segundo os planos XZ e YZ da deformação finita e utilizadas a seguir nas análises petrográfica e de microestruturas.

Elementos estruturais planares e lineares, tais como planos de foliações (Sc), lineações minerais e de estiramento (LC), eixos de dobras, clivagens plano-axiais, crenulações, "mullions" e outros, foram observados e registrados sistematicamente, totalizando pelo menos cinco (5) centenas de atitudes medidas.

Os dados obtidos tanto a nível de campo, como a nível de

laboratório foram descritos e analisados, plotados em diagramas e comparados a trabalhos semelhantes desenvolvidos em outras regiões, a fim de auxiliar no quadro interpretativo.

Os trabalhos de COSTA et al. (1988 a,b) e HASUI & COSTA (1990) foram utilizados como comparação para a presente pesquisa.

Os resultados são apresentados sob a forma de blocos diagramas, estereogramas, fotos, mapas e perfis ao longo do texto.

1.5 - ATIVIDADES

As atividades relativas à execução da pesquisa foram desenvolvidas de acordo com cronograma pré-estabelecido, obedecendo-se em linhas gerais os seguintes passos:

1. Análise dos trabalhos anteriormente desenvolvidos na região, seguida de pesquisa bibliográfica, reunindo-se artigos sobre os fundamentos da geologia estrutural e tectônica, no que se refere à análise de microestruturas, zonas de cisalhamento, sistemas direcionais e compressivos, e desenvolvimento e inversões de bacias;

2. Interpretação fotogeológica e quaisquer outras informações originárias do sensoriamento remoto, relativos aos aspectos estruturais, visando a elaboração preliminar de um mapa lito-estrutural, na escala 1:50.000, que recebeu as informações de campo;

3. Trabalhos de campo, envolvendo mapeamento geológico na escala 1:50.000, com ênfase na coleta de dados estruturais

através de perfis geológicos, que permitiram a definição das relações geométricas entre as diversas unidades de rochas;

4. Análises de laboratório visando principalmente o entendimento das microestruturas, a partir de observações em seções delgadas;

5. Avaliação dos dados obtidos, interpretação e integração de todas as informações, confecção de mapas, perfis, diagramas e finalmente o texto. O mapa final foi confeccionado na escala 1:100.000.

2-SÍNTESE DOS TRABALHOS EXISTENTES E ESTADO DO CONHECIMENTO ATUAL

Existe um grande acervo bibliográfico disponível sobre o Cinturão Araguaia, ainda que se considere apenas os terrenos limítrofes à região de Xambioá.

Esta importante unidade geotectônica corresponde a uma extensa faixa submeridiana de rochas deformadas e metamorfisadas, alcançando algumas centenas de quilômetros na direção N-S e pouco mais de 100 quilômetros de largura. Estende-se pela região Central do Brasil, contornando o Cráton Amazônico, e desaparece em direção ao norte sob as sequências fanerozóicas das bacias do Parnaíba e do Marajó (Figura 02).

As primeiras investigações realizadas na região, no século passado, por Castelnau, Hart, Ehrenreich e Condreau, apud KATZER (1933), indicaram a existência de xistos, granitos, quartzitos, calcário, rochas verdes com amianto e serpentina, e ainda diques de diabásio nos vales dos rios Araguaia e Baixo Tocantins. Coube, no entanto, a MORAES REGO (1933) as primeiras observações mais sistemáticas. Em 1924, esse pesquisador já havia feito uma expedição no vale do rio Tocantins, onde reconheceu granitos e gnaisses do Arqueano e uma sequência de rochas psamo-pelíticas, a qual denominou de Série Tocantins. LÖFGREN (1936) assinalou a presença de travessões no leito do rio Araguaia entre as cidades de Santana do Araguaia e Conceição do Araguaia, constituídos por gabros e quartzo-dioritos. Nessa mesma época, Leonardos apud HASUI et al. (1984), registrou a ocorrência de granitos e gabros

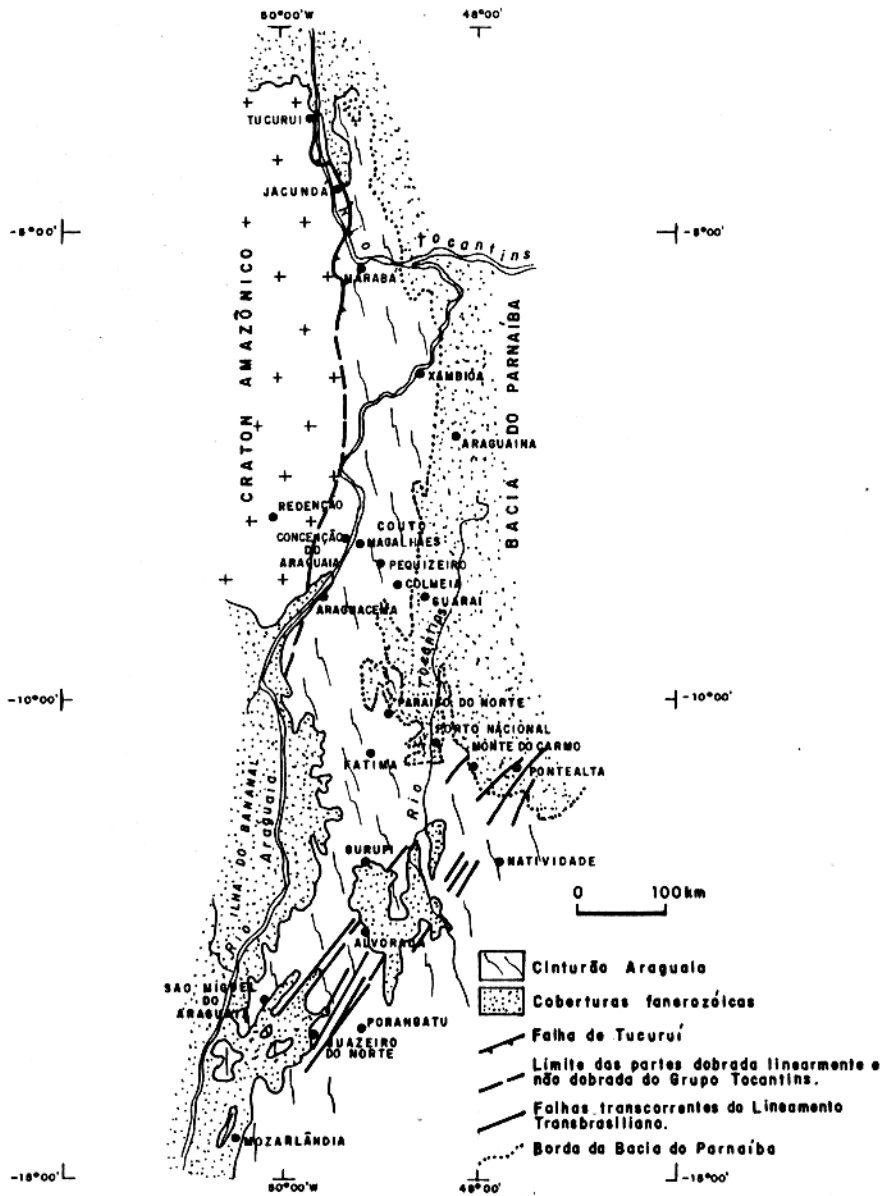


Figura 02 – Limites do cinturão Araguaia

associados, além de xistos e gnaisses ao longo do rio Tocantins.

No período entre 1954 e 1962, foi executado pelo DNPM, o Projeto Araguaia, divulgado posteriormente por BARBOSA et al. (1966). Referido trabalho mostrou a distribuição geral de um conjunto de micaxistos e quartzitos muscovíticos e biotíticos cortados por veios de quartzo e pegmatitos, atribuídos à Série Araxá que se estende através de uma faixa submeridiana desde a confluência dos rios Araguaia e Tocantins, até a ilha do Bananal. Do mesmo modo, foi individualizada uma faixa de filitos e metagrauvascas, mais a oeste, incluída na Série Tocantins.

Inúmeros outros trabalhos foram executados nesta primeira fase das pesquisas na região, com destaque para o trabalho de ALMEIDA (1965) que definiu o Geossinclíneo Paraguaio, chamado logo a seguir de Geossinclíneo Paraguai-Araguaia. Sua continuidade física para a região centro-norte do Brasil foi admitida face a correlação entre as séries Cuiabá e Tocantins efetuada por ALMEIDA (1967) que introduziu na literatura a denominação Faixa Paraguai-Araguaia.

A partir da década de 70, investigações geológicas mais detalhadas proporcionaram a obtenção de novos dados geocronológicos e o aprimoramento dos modelos geotectônicos aplicados à região. Neste período foi relevante o trabalho de SILVA et al. (1974), ainda que de caráter regional, publicado pelo Projeto RADAM, referente à Folha Araguaia e parte da Folha Tocantins ao milionésimo. Na oportunidade, definiram o Complexo Xingu englobando as rochas mais antigas do Cráton do Guaporé e Faixa Orogênica Araguaia-Tocantins ou Araguaídes, para a extensão norte da Faixa Paraguaia-Araguaia, separando os grupos Araxá e

Tocantins através de uma discordância estrutural.

Na mesma época, ALMEIDA (1974) descreveu o sistema tectônico marginal do Cráton do Guaporé, caracterizando a Geossutura Tocantins-Araguaia, anteriormente chamada de Lineamento Tocantins-Araguaia por KEGEL (1965), como uma feição que teve papel essencial na evolução da faixa de dobramento brasileiro e na constituição do cinturão máfico-ultramáfico do baixo vale do Araguaia. Deste mesmo período é o Projeto Marabá de PUTY et al. (1972) que cobre grande parte da região de Xambioá; esses autores referem-se ao Pré-Cambriano indiferenciado que ocupa o interior das estruturas do Lontra e Xambioá e aos Grupos Araxá e Tocantins de Barbosa apud PUTY et al. (1972); com referência aos problemas tectônicos, mencionaram uma fase orogênica que foi responsável pelo lineamento Tocantins-Araguaia, cuja direção dos esforços foi aproximadamente ENE-WSW, e que deu origem a dobras com eixos NNW-SSE e xistosidade nessa mesma direção. Dizem, entretanto, que "outros eventos metamórficos afetaram a região", tanto que a partir da análise de lâminas delgadas observaram vários planos de foliações de diferentes idades, daí caracterizando o "polimetamorfismo" que afetou a região. Referem-se às dobras da área que são principalmente dos tipos braquianticlinais e braquissinclinais, e que a Serra dos Martírios constitui-se de uma estrutura anticlinal intensamente falhada e por isso, de difícil reconhecimento. Por fim concluem, que atualmente a região sofre movimentação "epirogênica positiva", indicada pela presença de "terraços aluvionares mais antigos", contrastando com a deposição dos sedimentos fluviais do

rio Araguaia.

HASUI et al. (1975), estudando a região norte do Estado de Tocantins, propuseram a substituição do termo Araxá por Estrondo, argumentando que a polaridade metamórfica e a vergência das estruturas no vale do rio Araguaia são diferentes daquelas da seção tipo do Grupo Araxá.

Na região de Tucuruí, centro leste do Estado do Pará, TROW et al. (1976) descreveram um pacote de metabasaltos e metagrauvas sob o nome de Formação Tucuruí, incluída no Grupo Tocantins. Caracterizaram também uma falha de empurrão que lança as rochas do Grupo Tocantins sobre as unidades do Cráton Amazônico e que é truncada pelo Lineamento Iriri-Martírios.

Por volta de 1975, iniciaram-se na região as pesquisas efetuadas pela Universidade Federal do Pará, com mais de uma dezena de trabalhos ali executados até hoje. Inicialmente, GUERREIRO & SILVA (1976) individualizaram os principais termos petrográficos dos grupos Estrondo e Tocantins ao longo do perfil entre as cidades de Guaraí e Conceição do Araguaia, quando reconheceram restos de uma cobertura detrítica sobre os metassedimentos da Faixa Araguaia, a qual denominaram de Conglomerado Rio das Barreiras. Em seguida, HASUI et al. (1977) reuniram todo o pacote de rochas da Faixa Araguaia no Grupo Baixo Araguaia, englobando as formações Estrondo, Couto Magalhães e Pequizeiro. A coluna estratigráfica foi mais tarde revisada por ABREU (1978), quando elevou essa unidade a categoria de Supergrupo, deixando as formações Couto Magalhães e Pequizeiro como unidades menores do Grupo Tocantins. Elevou também a Formação Estrondo a categoria de Grupo, subdividindo-o nas

formações Morro do Campo e Xambioá. Com relação ao quadro estrutural, ABREU & HASUI (1978) mostraram que os principais elementos estruturais da Faixa Paraguai-Araguaia estão ligadas a uma história de deformação polifásica. Considerando a natureza das estruturas em termos de estilo, geometria, geração de dobras e relações de superposição, concluíram que a evolução tectônica da área esteve relacionada a cinco eventos de deformação, assim descritos:

- o primeiro gerou dobras recumbentes e intrafoliais de âmbito regional, com vergência para oeste;
- o segundo originou dobras assimétricas, a nível regional, com planos axiais empinados;
- o terceiro evento foi responsável pelo desenvolvimento de crenulações, também de âmbito regional, que acarretou a formação de ondulações quilométricas;
- o quarto evento promoveu a formação das braquianticlinais de Colméia, Lontra, Xambioá, Morro do Campo, etc, na porção oriental da Faixa Araguaia;
- o quinto evento produziu ondulações ligadas a movimentos transcorrentes sinistrais ao longo de grandes lineamentos NW do embasamento.

Sucessivamente, outros trabalhos foram desenvolvidos, enfocando sempre a evolução estrutural, em termos de etapas de deformações e os processos metamórficos que incidiram no Cinturão Araguaia. Dentre estes, destacam-se: SILVA (1980), GORAYEB (1981), MATTA (1982), SANTOS (1983), MACAMBIRA (1983), TEIXEIRA (1984), COSTA (1985), HERZ et al.(1989). Investigações mais

detalhadas foram efetuadas em alguns quadrantes da região, a exemplo da estrutura de Colméia, onde foi descrito o Complexo de mesmo nome de idade arqueana. Ao mesmo tempo foi definida dentro do Grupo Estrondo, a Formação Canto da Vazante (COSTA, 1980).

As primeiras datações radiométricas relativas ao Cinturão Araguaia foram obtidas por SILVA et al. (1974), HASUI et al. (1975), através do método K/Ar que indicou idade brasileira para o Grupo Estrondo. Posteriormente, o registro de idades de 2.5 Ga e 2.7 Ga pelos métodos K/Ar e Rb/Sr, respectivamente, permitiram que HASUI et al. (1980) interpretassem o Complexo Colméia como do Arqueano. Na oportunidade relacionaram o Supergrupo Baixo Araguaia ao Ciclo Uruçuano, com base nas idades de 1.050 Ma e 850 Ma alcançados através de isócronas em xistos do Grupo Estrondo e filitos do Grupo Tocantins, respectivamente. A denominação de Faixa Araguaia, como mais tarde foi conhecida, é proposta nessa ocasião.

MACAMBIRA et al. (1982) obtiveram para os gnaisses expostos no interior da braquianticlinal do Lontra, idade de 1.972 ± 46 Ma através do método Rb/Sr, considerada por MACAMBIRA (1983) como produto de rejuvenescimento durante o Ciclo Transamazônico. No Grupo Estrondo, MACAMBIRA (op. cit.) efetuou datação pelo método K/Ar, obtendo idades entre 518 e 565 Ma. Através do método Rb/Sr, o mesmo autor conseguiu isócrona de $593 \pm 5,0$ Ma. Para os núcleos das estruturas braquianticlinais, obteve isócrona de referência de 2.010 ± 96 Ma. Como conclusão, atribuiu o metamorfismo da "Faixa Araguaia" ao Ciclo Brasileiro. Em seguida, SOUZA (1984) obteve, para o Gnaisse Cantão, idade de 1.774 ± 32 Ma em rocha total, a partir do método Rb/Sr.

LAFON et al. (1990) apresentaram resultados de 2,8 Ga pelo método Sm/Nd, que comprovam a existência de material arqueano no embasamento da "Faixa de Dobramentos Araguaia (FDA)".

O método Rb/Sr em rocha total forneceu idade de 2.530 ± 200 Ma para os gnaisses da estrutura de Grota Rica; 2.239 ± 47 Ma para a estrutura de Colméia; e 1.972 ± 46 Ma para o núcleo da estrutura do Lontra. Para o Gnaiss Cantão, ainda pelo método Rb/Sr, obtiveram idade de 1.774 ± 31 Ma, que pode indicar tanto idade mínima de cristalização, como idade parcialmente rejuvenescida durante o Ciclo Brasileiro. Afirmam também que os dados Rb/Sr sobre as rochas do embasamento não demonstram a existência de um evento Uruçuano como sugerido por HERZ et al. (1989), para a estruturação da FDA. LAFON et al. (op. cit.), concluem que o Ciclo Brasileiro atuou na FDA com a geração de granitóides, como é o caso do Granito Ramal do Lontra (497 ± 255 Ma) e com o rejuvenescimento dos minerais do Gnaiss Cantão entre 503 e 452 Ma que deve corresponder aos estágios evolutivos finais do Ciclo Brasileiro.

Os dados geocronológicos mais recentes são de MOURA & GAUDETTE (1992), que usando a técnica de evaporação do Pb em um único mineral de zircão, realizaram investigações em pequenos veios graníticos associados às supracrustais do Cinturão Araguaia, na região de Paraíso do Norte, conseguindo idades de 542 ± 72 Ma e 498 ± 19 Ma. Pelo mesmo método, idade de 583 ± 39 Ma foi obtida no Granito Santa Luzia, um pequeno corpo associado espacialmente ao Grupo Estrondo. Assim chegaram a conclusão que o evento deformacional do Cinturão Araguaia ocorreu pelo menos a

500 Ma, portanto de idade brasileira.

No que se refere à geofísica, várias interpretações gravimétricas e magnetométricas também foram executadas no sentido de melhor caracterizar as estruturas regionais. HARALYI & HASUI (1981) mostraram através da interpretação de dados gravimétricos e magnetométricos a existência de vários blocos crustais, na região Central do Brasil, separados por grandes cavalgamentos responsáveis pelo soerguimento de rochas granulíticas da base da crosta; a parte interna do Cinturão Araguaia está relacionada a esse processo.

CARVALHO & SAUCK (1990) tecem considerações sobre um levantamento gravimétrico efetuado no setor setentrional do Cinturão Araguaia. Através de um perfil aproximadamente E-W, passando por Redenção e Couto Magalhães, concluem que forte anomalia gravimétrica negativa central é decorrente do maior espessamento do pacote de rochas supracrustais, associado a uma depressão na base da crosta. Por outro lado, a feição positiva da porção oriental desse segmento, deve estar associada a uma intrusão de massa densa na crosta sílica, ao longo de rampas de cisalhamento, responsáveis pelo soerguimento do embasamento aflorante nos núcleos das braquianticlinais da região e ainda pelo cavalgamento de fatias de dimensões consideráveis.

Na região do Baixo Araguaia, SILVA & SÁ (1982) apresentam um mapa de integração Geológico-Geofísica, utilizando os dados magnetométricos relativos ao Projeto Geofísico Brasil-Canadá, onde relacionam algumas feições magnéticas ali existentes, à configuração espacial das unidades geotectônicas, destacando ainda os corpos básicos e ultrabásicos, as estruturas do tipo

braquianticlinais, além de outras feições estruturais.

Como termo de referência, pode-se dizer que os problemas estruturais sobre a Faixa Araguaia são conhecidos apenas a nível de escala regional, embora deva-se dizer que alguns trabalhos de semi-detulhe tenham tentado dar enfoque e evolução tectônica. As pesquisas na área se ressentem ainda de uma análise microestrutural mais acurada e de trabalhos relativos à quantificação da deformação. Do mesmo modo, pode-se pensar que alguns métodos geofísicos, como por exemplo, o levantamento de perfis sísmicos a níveis crustais, pudessem trazer maior suporte a interpretação.

O programa de levantamento geológico básico do DNPM que vem sendo executado pela CPRM, em escala 1:250.000, na região de Carajás, Sul do Pará e Norte do Estado de Tocantins, cobrindo grande parte do Cinturão Araguaia, sem dúvida trará grande contribuição ao discernimento de tais problemas ainda que se considere referida escala não muito satisfatória.

Deve ser levado em conta, no entanto, que ultimamente alguns trabalhos, como os de COSTA & HASUI (1988), COSTA et al. (1988a,b), HASUI & COSTA (1990), que sob um enfoque mais atual à luz da tectônica compressiva, adicionaram valiosas informações sobre a solução de questões lito-estruturais e sobre a dinâmica envolvida na articulação de blocos crustais, onde o Bloco Araguacema, que corresponde a parte leste do Cráton Amazônico, é peça fundamental na evolução do cinturão.

As relações estruturais entre a Faixa Araguaia e o Maciço Goiano na região de Paraiso do Norte-Gurupi, por exemplo,

analisadas por COSTA et al. (1988a) dão conta: que o arranjo geométrico entre essas duas entidades geotectônica se deu por cavalgamento e imbricações entre as rochas supracrustais e o embasamento; que tal arranjo é decorrente de cisalhamento dúctil não-coaxial, com deslocamentos de massas de SSE para NNW em regime de tectônica compressiva; que essa tectônica afetou toda a região, impondo o arranjo em lentes/amêndoas das diversas unidades litoestratigráficas; e mais ainda, que o bloco crustal onde se encontra o Supergrupo Baixo Araguaia foi cavalgado pelo adjacente, constituído pelo Complexo Porto Nacional, Complexo Manuel Alves e as rochas supracrustais da Formação Morro do Aquiles.

Ainda com relação a questões tectônicas do Brasil Central, COSTA et al. (1988b) se referem a uma grande sutura de direção NNE-SSW, detectada a partir de dados gravimétricos, aeromagnéticos e de satélites, que separa o Bloco Araguacema do Bloco Brasília. Após análise a cerca das relações geométricas e da cinemática da tectônica compressiva, chegaram a conclusão que o modelo dinâmico mais viável é o de colisão entre os blocos Araguacema e Brasília, envolvendo delaminação ao nível crosta-manto e articulação segundo subducção do tipo A (Figura 03).

Posteriormente, um outro enfoque estrutural-estratigráfico foi efetuado por HASUI & COSTA (1990). Diante dos conceitos estruturais e tectônicos mais atualizados, fizeram uma revisão de toda a interpretação estrutural do cinturão, bem como do arranjo stratigráfico, chegando a um novo quadro lito-estrutural a nível regional, de tal sorte que decidiram por apenas duas grandes unidades (Figura 04). Designaram de Grupo Pequizeiro as

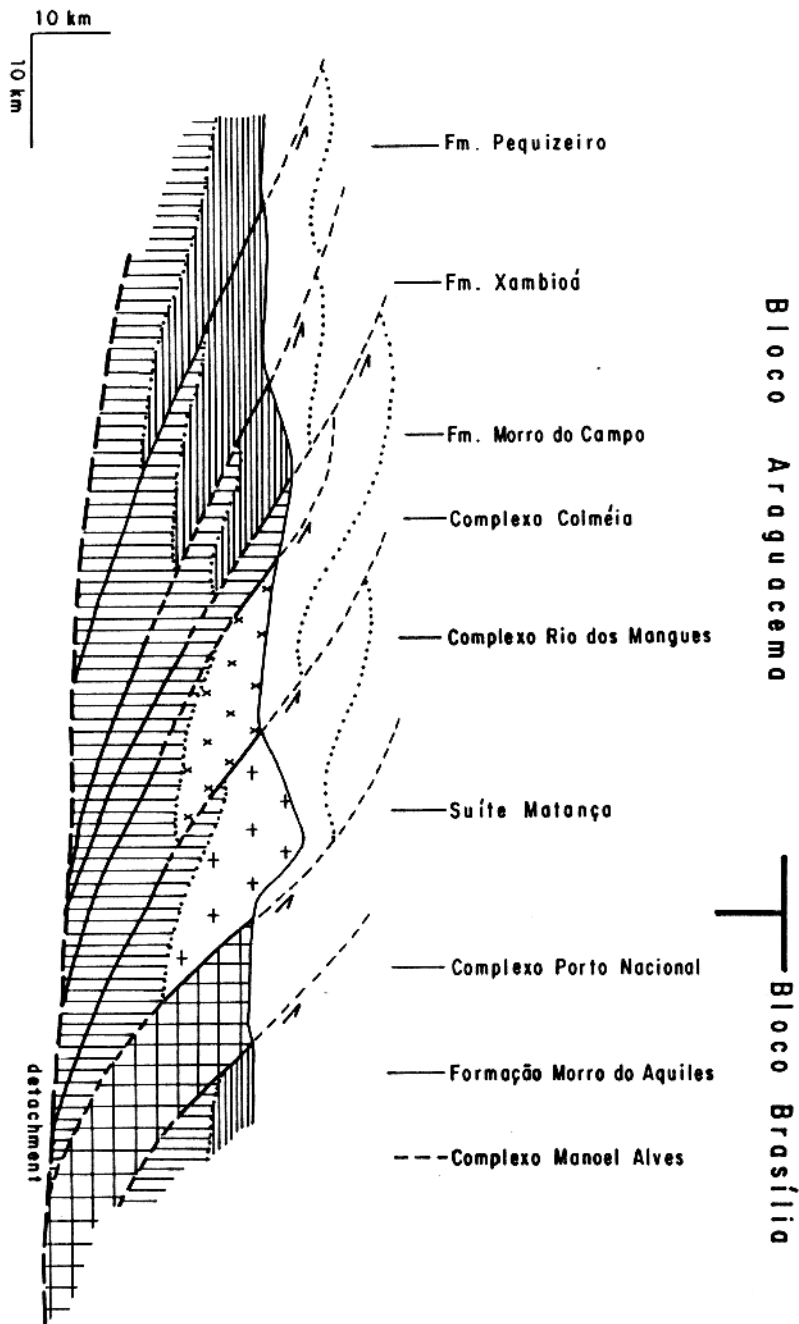


Figura 03 — Modelo tectônico para o Cinturão Araguacema, mostrando o padrão lítico geral, com superfície de descolamento e subducção A. Ségão entre Cristalândia e Porto Nacional. Adaptado de Costa et al (1988).

supracrustais antes separadas em Complexo Rio dos Mangues, Formação Canto da Vazante e Formação Pequizeiro; e Grupo Estrondo para as supracrustais relativas as Formações Morro do Campo, Xambioá e Couto Magalhães, anteriormente pertencentes ao Supergrupo Baixo Araguaia de ABREU & HASUI (1978). A principal argumentação desta proposta, é que os conjuntos litológicos englobados tanto em uma unidade, como em outra (Pequizeiro e Estrondo), apresentam as mesmas características litológicas, diferindo apenas no grau metamórfico que decresce de leste para oeste.

Assim o conjunto Estrondo-Pequizeiro passaria a representar uma sequência única, com a designação de Baixo Araguaia, mantendo no entanto a hierarquia de Supergrupo.

No que se refere a evolução estrutural/tectônica, HASUI & COSTA (op.cit.) afirmaram que os cavalgamentos, decorrentes de um regime compressivo oblíquo, promoveram a edificação de um conjunto imbricado de rampas, com "nappes" associadas que chegaram a transportar frações do embasamento para dentro dos pacotes das supracrustais, comportando-se as mesmas como verdadeiros corpos exóticos ou alóctonos, em particular no domínio do Grupo Estrondo. Suas considerações foram mais adiante ainda, quando se referem a uma segunda geração de cavalgamentos e dobramentos das estruturas geradas inicialmente; transformações minerais em condições térmicas das fácies anfibolito e xisto verde; e que em função do regime tectônico que incorporou elementos dos sistemas compressivo e transcorrente, o modelo melhor ajustável ao quadro estrutural seria o que envolve a aproximação oblíqua dos blocos Araguacema e Brasília, concluindo

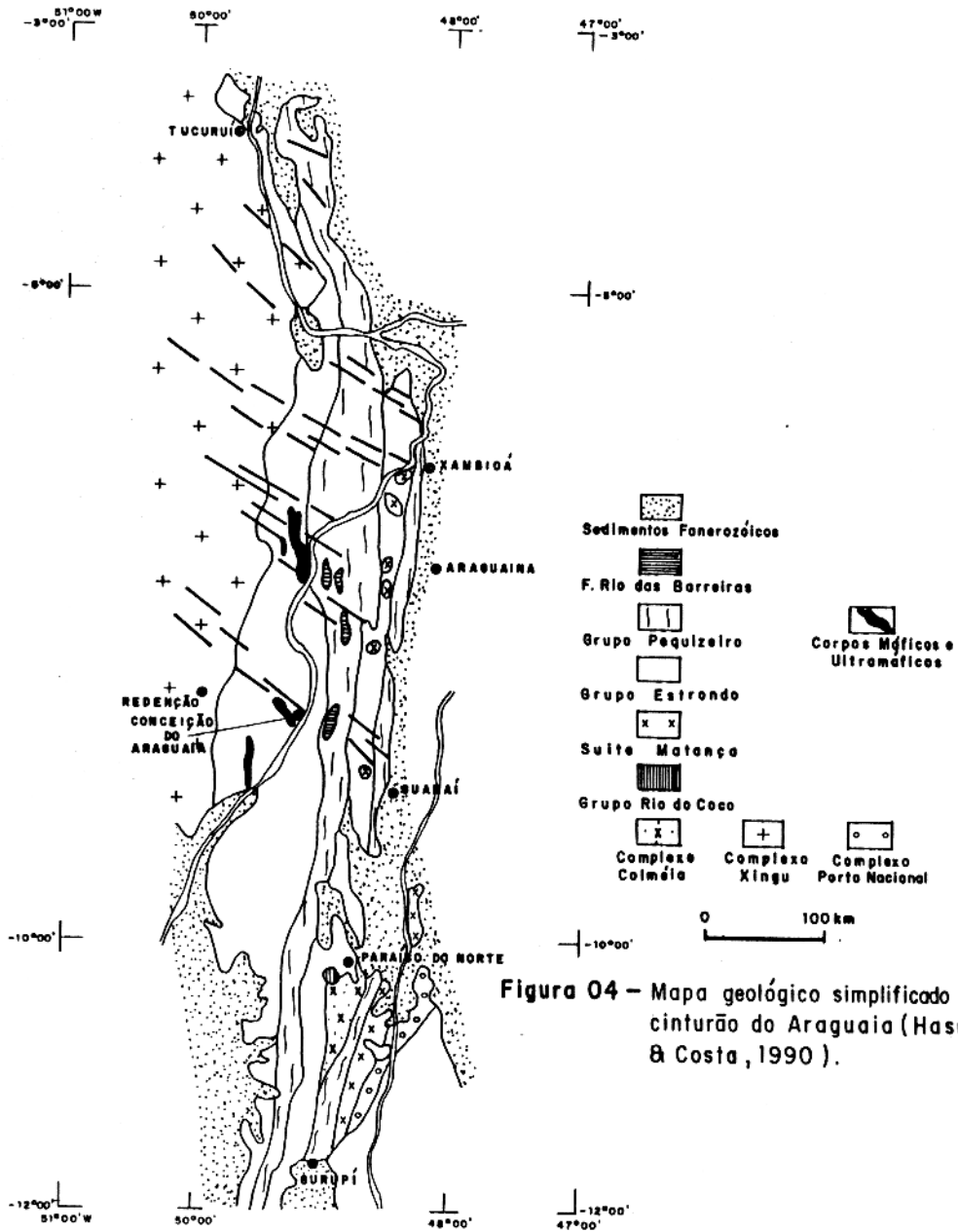


Figura 04 – Mapa geológico simplificado do cinturão do Araguaia (Hasui & Costa, 1990).

que as estruturas presentes no cinturão Araguaia são decorrentes do estágio avançado de colisão continental, segundo o modelo de delaminação crustal (Figura 03), já referido anteriormente por COSTA et al. (1988b).

Com respeito ao metamorfismo, alguns trabalhos como o de: SILVA & HASUI (1978), SILVA (1980), ABREU et al. (1980), GORAYEB (1981), SANTOS (1983), MACAMBIRA (1983), COSTA et al. (1983), HASUI et al. (1984), TEIXEIRA (1984), COSTA (1985), DALL' AGNOLL et al. (1988) e GORAYEB (1989), descrevem rochas que variam desde anquimetamórficas, passando pela fácies xisto verde, chegando a fácies anfibolito média e alta, com a distribuição das isógradas da sericita, clorita e biotita ocorrendo de oeste para leste, segundo faixas orientadas aproximadamente N-S. Enquanto isso, o embasamento que constitui os núcleos das braquidobras apresenta características de metamorfismo de grau médio envolvendo processos de anatexia. No núcleo da estrutura dômica de Colméia, COSTA (1980a) relaciona rochas de fácies anfibolito alto.

SILVA (1980) diz que, regionalmente, pode-se definir para a Faixa Araguaia, o metamorfismo como de pressão média de Miyashiro ou de pressão média a alta de Turner, intermediária entre os tipos barroviense e New Hampshire.

3 - UNIDADES LITO-ESTRATIGRÁFICAS

A geologia do Brasil Setentrional tem sido, até a presente data, objeto de inúmeras controvérsias, mormente no que diz respeito as áreas cratônicas mais antigas. São estruturalmente complexas e litologicamente muito diversificadas, havendo registros expressivos dos processos tectogenéticos que as afetaram. Assim pode ser entendido o embasamento da área presentemente trabalhada. Referida associação petrotectônica, representada por tipos litológicos petrograficamente inseridos na fácies anfibolito média a baixa, denominada inicialmente de Complexo Xingú, foi mais tarde chamada de Complexo Colméia (COSTA, 1980b).

As supracrustais que compõem o Cinturão Araguaia e que foram agrupadas no Supergrupo Baixo Araguaia (ABREU, 1979), cobrindo aproximadamente 80% da área mapeada, enquadram-se no mesmo contexto, isto é, seus problemas litoestruturais carecem ainda de cuidadosos estudos.

Deve-se considerar também, nesta análise, pequena porção da borda oeste da Bacia do Parnaíba, representada por estreita faixa norte-sul de sedimentos na parte oriental da área, e de pequenas manchas destes mesmos sedimentos, que ocorrem em alguns trechos dentro dos limites trabalhados.

Por fim, os terrenos mais recentes observados próximo a calha dos maiores cursos d'água, representados por pequenos terraços, aluviões antigas e recentes são também aqui considerados.

3.1 - EMBASAMENTO

O embasamento da área aflora nos núcleos das estruturas dômicas do Lontra e de Xambioá, com algumas pequenas exposições na parte externa destas grandes estruturas, a W, a NE e a E da braquidobra do Lontra e ao longo da estrada que liga o povoado de Chapada ao rio Gameleira, a NE da estrutura de Xambioá.

Anteriormente conhecido apenas como Embasamento Arqueano (BARBOSA et al., 1966), foi mais tarde chamado de Complexo Xingú (SILVA et al., 1974), para a seguir, ser tratado como Complexo Colméia (COSTA, 1980b), em função da correlação efetuada por HASUI et al. (1981) às rochas daquela unidade.

É constituído por gnaisses de granulação média a fina, bandados e localmente homogêneos. Apresentam coloração cinza ou cinza claros de acordo com a predominância de minerais félsicos e máficos, estando às vezes migmatizados.

MACAMBIRA (1983) se refere também a granito-gnaisses e anfibolitos no interior da braquianticlinal do Lontra e que os gnaisses ali encontrados são trondhjemíticos, de acordo com a petrologia e a composição química dos mesmos.

Sabe-se que o contato com as rochas sobrejacentes do Grupo Estrondo é marcado por zonas de movimentação, que nem sempre é visível, em função do material coluvial que quase sempre ocorre na passagem de uma unidade para outra.

Veios quartzo-feldspáticos ou pegmatóides, de dimensões decimétricas, cortam quase sempre os gnaisses e os migmatitos.

Pequenos corpos anfibolíticos, em forma de lentes, ocorrem

como intercalações nessas rochas do embasamento.

Os gnaisses são constituídos essencialmente por oligoclásio, quartzo, biotita, muscovita e microclínio raros; ocorrem como acessórios epidoto, apatita, turmalina, titanita e opacos. Clorita, sericita e muscovita podem representar minerais de alteração e transformação do plagioclásio e da biotita. Em ocorrências fora das estruturas dômicas, o carbonato também se faz presente na composição das mesmas.

A textura em geral é granoblástica a granolepidoblástica e raramente porfiroblástica. Apresentam-se bandados, alternando-se bandas félsicas quartzo-feldspáticas xenomórficas e bandas máficas onde a biotita e outros minerais ferro-magnesianos estão em maior concentração. Outras vezes apresentam estruturação anastomótica, evidenciada por porfiroclastos de plagioclásio ou pelos agregados quartzo-feldspáticos, quando envolvidos por bandas ricas em biotita e muscovita.

Raramente ocorrem pertitas em cristais de microclínio, bem como intercrescimento mirmequíticos.

A presença de pontos tríplice e contatos poligonizados principalmente entre cristais de quartzo, indicam uma cristalização em alta pressão e baixa temperatura.

Os locais de ocorrência dos migmatitos são raros. As observações restringem-se a apenas uma pequena porção na parte norte da estrutura do Lontra, onde ocorrem em forma de lajeiros, junto às rochas gnássicas. Apresentam estruturas nebulíticas e estromáticas.

MACAMBIRA (1983) e SANTOS (1983) se referem a outras

ocorrências onde tais rochas apresentam estruturas ptigmáticas, distinguindo-se um paleossoma com característica composicional semelhante a dos gnaisses e um neossoma mais feldspático e menos micáceo, sem foliação pronunciada, contrariamente ao paleossoma. MACAMBIRA (op.cit.) refere-se também a granito-gnaisses que ocorrem em área restrita no norte da estrutura do Lontra. São rochas de composição granítica e constituídas de quartzo, microclínio, muscovita e biotita. Como minerais acessórios ocorrem oligoclásio, zircão e opacos. Apresentam cristais bem formados e abundantes estruturas pertíticas, que para o autor indicam condições de origem magmática, intrusiva, e posteriormente envolvidas na deformação.

Um corpo granito-gnáissico, de expressão moderada, aflora na porção W da estrutura dômica do Lontra, em sua parte externa, bem próximo a margem esquerda do rio que lhe empresta o nome. O corpo tem forma ligeiramente alongada no sentido do "trend" regional e aparece em forma de lajeiros ao nível do terreno arrasado constituído pelos micaxistos da Formação Xambioá, não ultrapassando os 6 a 8 Km² de área. Apresenta-se como uma rocha foliada de coloração cinza e granulação fina, constituída de quartzo, muscovita, biotita e feldspato. Sua foliação é proeminente, e tem orientação geral N 35 W, mergulhando 80⁰ para SW. Suas feições mesoscópicas levam a supor que se trate de um biotita gnaisse milonítico, incluído no embasamento.

3.2 - GRUPO ESTRONDO

Grupo Estrondo foi a denominação introduzida por

HASUI et al. (1975) ao pacote inferior das rochas supracrustais inseridas no Supergrupo Baixo Araguaia e que ABREU (1979) desmembrou em Formação Morro do Campo e Formação Xambioá. A primeira, compreendendo uma sequência de quartzitos e muscovita quartzitos, caracteriza a parte basal da unidade maior, enquanto que a segunda, representando espesso pacote de muscovita xistos, biotita xistos, xistos granadíferos e grafitosos, xistos feldspáticos, além de mármore, foi eleita como unidade superior.

Ultimamente, HASUI & COSTA (1990) consideraram a Formação Couto Magalhães, que é uma sequência de pelitos com lentes de quartzitos, metaconglomerados e algumas intercalações de mármore que ocorrem na região mais ocidental do cinturão, também como parte do Grupo Estrondo, por serem unidades equivalentes em termos litológicos, diferindo apenas quanto ao grau metamórfico.

Na área presentemente trabalhada, o Grupo Estrondo permanece subdividido em Formação Morro do Campo e Formação Xambioá, como antes entendido por ABREU (1979).

3.2.1 - Formação Morro do Campo

A presente unidade, que é constituída essencialmente por quartzitos, e considerada como a sequência basal do Grupo Estrondo, ocorre principalmente na parte centro-norte da área sustentando a Serra dos Martírios, onde pode-se observar as maiores elevações da região que alcança 560m acima do nível do mar. Estende-se para sul, constituindo a Serra das Andorinhas, voltando a aparecer ainda na mesma direção, nas circunvizinhanças

do ramal do Lontra.

Os flancos das antiformas periclinais de Xambioá e Lontra são marcados por cristas proeminentes desses quartzitos.

Os quartzitos são essencialmente puros (ortoquartzíticos), ocorrendo, no entanto, considerável parcela de muscovita quartzitos. Intercalações de horizontes pelíticos podem ser observadas no flanco leste da Serra dos Martírios e mais ao sul na Serra das Andorinhas, em meio aos pacotes psamíticos. Variedades petrográficas como sericita quartzitos, magnetita quartzitos e quartzitos conglomeráticos ou até mesmo conglomerados, estas últimas aparecendo como lentes, são de ocorrências restritas.

Os quartzitos puros são às vezes recristalizados, e ocorrem ao longo da estrada que cruza a Serra das Andorinhas, a leste de Chapada e à margem da rodovia Xambioá-Vanderlândia, ao sul daquela serra. Nesses quartzitos não se distingue sua granulação a vista desarmada. Apresentam forte lineação de estiramento, que em geral são estruturas do tipo "rods" (Figura 50).

A área de ocorrência dessa unidade estende-se ainda pela região da Chapada e Morro do Campo, ao norte da estrutura de Xambioá.

MACAMBIRA (1983) se refere ainda a biotita-quartzo-xistos, na base da unidade, expostos no flanco oeste da Serra da Ametista. Por outro lado, SANTOS (1983) relata pequenas intercalações de anfibolitos, que ocorrem paralelos ao contato com o embasamento, na estrutura de Xambioá.

A passagem para a unidade superior é gradacional, e nesta

situação, os quartzitos intercalam-se com bandas de muscovita - quartzo-xistos ou biotita-quartzo-xistos, até a predominância destes, caracterizando assim a Formação Xambioá.

Estruturas sedimentares como estratificações cruzadas e plano-paralelas gradacionais podem ser observadas em alguns pontos ao longo das faixas de afloramentos desta unidade.

Mobilizados de quartzo em forma de veios de possanças variáveis permeiam toda a seqüência, sendo concordantes ou oblíquos a foliação dos quartzitos. Apresentam-se quase sempre dobrados, ou estirados sob a forma de budins.

Em amostra de mão os quartzitos apresentam-se geralmente claros ou levemente rosados, observando-se, às vezes, porções avermelhadas em função da presença do óxido de ferro. Têm granulação média a fina, são foliados e raramente mostram aparência xistosa devido ao pequeno conteúdo de material micáceo.

Ao microscópio apresentam textura granoblástica, sendo que nas zonas de maior deformação apresentam-se como verdadeiros milonitos.

As porções micáceas mostram a muscovita ou a biotita orientadas segundo a direção de maior estiramento, estando às vezes cuminuidas e outras vezes apresentando lamelas bem desenvolvidas dispersas, mas de qualquer modo orientadas preferencialmente e definindo a foliação junto com cristais e agregados de quartzo.

O quartzo é o único mineral essencial, ocorre em grãos xenoblásticos, às vezes estirados ou fraturados, e geralmente mostrando extinção ondulante. O contato entre os mesmos é reto

principalmente, embora existam limites denteados e/ou suturados em alguns casos. Feições poligonais e junções tríplices são quase sempre observadas. O processo de recristalização é evidenciado não raramente pela presença de agregados de grãos de quartzo neoformados, que às vezes podem compor uma textura "mortar" (Figura 08).

Os minerais acessórios mais comuns são opacos, titanita, epidoto, turmalina e mais raramente a apatita. O óxido de ferro é produto de alteração.

O K-feldspato raramente faz parte da associação mineralógica deste conjunto de rochas, seja como grãos xenoblásticos, seja como cristais pertíticos, um ou outro ocorrendo entre o mosaico granoblástico de grãos de quartzo.

3.2.2 - Formação Xambioá

É constituída essencialmente por micaxistos, anfibolitos, lentes de mármore e de paraconglomerados.

Define uma ampla faixa norte-sul, cobrindo aproximadamente 60% da área mapeada. Suas exposições, em geral, estão relacionadas às superfícies suavemente onduladas e de cotas inferiores a unidade sotoposta, onde se sobressaem os quartzitos.

Mobilizados de quartzo em forma de veios de dimensões variáveis, dobrados ou budinados, são encontrados com frequência dentro do pacote de micaxistos.

Em geral, são rochas que se apresentam em avançado grau de alteração intempérica, com uma coloração rosa-avermelhada predominante. As frações mais preservadas apresentam, quase

sempre, coloração cinza claro ou escuro em função do maior ou menor conteúdo de minerais ferro-magnesianos. Os clorita xistos são esverdeados a nível de afloramento, enquanto que as intercalações de grafita xistos, a fração predominantemente mais alterada, em geral, tem uma tonalidade cinza escuro, ao lado dos magnetita xistos. Os corpos de anfibolitos que ocorrem encaixados nos micaxistos, quando não alterados, são cinza escuros ou esverdeados. Por outro lado, os corpos de mármore, restritos a área entre a localidade de Chapada e o "front" da Serra das Andorinhas, compreendem rochas esbranquiçadas, consistentes, sobressaindo-se finos horizontes de coloração cinza.

Do ponto de vista litológico, predominam os termos mais micáceos. Tratam-se de muscovita-biotita-quartzo xistos, constituídos essencialmente de quartzo, biotita, muscovita e plagioclásio, incluindo às vezes carbonato e/ou granada. Como acessórios ocorrem epidoto, titanita, microclínio, apatita e opacos. A clorita, em geral, é produto de transformação da biotita. A sericita e muscovita às vezes representam produtos de alteração do plagioclásio.

Ao exame microscópico, destaca-se a xistosidade formada pela orientação dos minerais micáceos. A textura mais comum em todo o pacote da unidade é a lepidoblástica, passando a granolepidoblástica ou porfiroblástica nos xistos com granada e/ou estaurolita. Ainda assim, a matriz destas porções é lepidoblástica face a predominância da muscovita. Grande parte dessas rochas está milonizada.

Micaxistos com estaurolita e cianita aparentemente ocorrem

em áreas restritas. SILVA (1980), estudando o metamorfismo da área, faz menção a xistos incluídos na zona da granada, com a participação da estauroлита e cianita, que ocorrem entre as estruturas do Lontra e Xambioá.

Por ocasião deste trabalho foi também registrada a ocorrência da mesma variedade de rocha. Tratam-se de rochas fortemente alteradas intempericamente, de coloração marrom avermelhados, que apresentam marcante lineação mineral evidenciada pela orientação da muscovita. Grandes cristais de granada aparecem visivelmente rotacionados, quando da análise mesoscópica.

Ao microscópio apresentam textura lepidoblástica e/ou lepidoporfioblástica em função dos blastos de granada, estauroлита e/ou cianita, via de regra rotacionados, mostrando evidente sombra de pressão assimétrica (Figura 91).

Essas rochas consistem de quartzo, muscovita, biotita, plagioclásio, além da granada, estauroлита e cianita. Como acessórios podem ser encontrados a turmalina, epidoto, opacos e titanita. O óxido de ferro, apesar da origem secundária, tem razoável participação na composição das mesmas.

Os porfiroblastos de estauroлита e cianita ocorrem em cristais frequentemente idioblásticos envolvidos pela muscovita, como também é o caso da granada. Em geral esses minerais apresentam inclusões de quartzo, muscovita e feldspato em pequenos cristais e ao mesmo tempo são substituídos pelo ferro. A granada, principalmente, ocorre nessas condições como pseudomorfos (Figura 05).

A participação da grafita nesses micaxistos é também

considerável. Encontra-se ao longo da foliação milonítica, como faixas intercalando-se em feixes de muscovita, como bolsões ou em forma de lentes. Ocorre ainda na estrutura da granada, como massas sem formas definidas.

3.2.2.1 - Xistos Feldspáticos

Neste grupo de rochas podem ser incluídos os micaxistos que gradualmente tornam-se mais ricos em feldspato e ocorrem em considerável área dentro da faixa de afloramento da Formação Xambioá. Provavelmente representam variações faciológicas dentro da sequência, não podendo, no entanto, ser separada a nível de mapa, em função da escala de trabalho. Porção considerável destas rochas pode conter granada e às vezes carbonato.

Não raramente apresentam microbandamento composicional, com as bandas quartzo-feldspáticas destacando-se das bandas micáceas, o que lhe dá a aparência de um xisto gnaissoide.

São rochas que apresentam textura granolepdoblástica, caracterizada pela alternância de níveis quartzo-feldspáticos e micáceos (biotita e muscovita), ora regulares e contínuos, ora irregulares e descontínuos, via de regra mostrando feições anastomóticas e/ou amendoadas.

Em geral exibem uma foliação milonítica marcante, de modo que os cristais de quartzo e plagioclásio, bem como as lamelas de biotita e muscovita ajustam-se segundo a geometria imposta por essa foliação. Lâminas de biotita e/ou muscovita, bem como agregados quartzo-feldspáticos, às vezes ocorrem dispostos

obliquamente em relação a foliação principal (Sc), caracterizando assim uma foliação pretérita, que pode ser entendida como foliação S.

Consistem essencialmente de quartzo, biotita, plagioclásio e muscovita. Os acessórios podem ser: turmalina, epidoto, titanita, apatita e opacos. O microclínio aparece também como acessório.

Como produto de desequilíbrio químico dos minerais essenciais, ocorrem principalmente a clorita que está intimamente associada a biotita e a sericita + muscovita, relacionadas a alteração do plagioclásio. O carbonato quando ocorre, pode estar intimamente associado ao plagioclásio.

A granada pode aparecer como grandes cristais, em avançado estágio de alteração e/ou substituição, em geral rotacionados, e às vezes apresentando inclusões de agregados quartzo-feldspáticos, cristais de plagioclásio maclado e lamelas de biotita e/ou muscovita. A estes minerais associam-se sombras de pressão quase sempre assimétricas (Figura 91).

O quartzo ocorre segundo cristais xenoblásticos a subidioblásticos de dimensões variáveis, sendo os mais comuns aqueles em torno de 0,5mm.

Os contatos entre os mesmos e com outros minerais podem ser dos tipos irregulares, retilíneos e/ou suturados, podendo localmente desenvolver pontos tríplices. Via de regra os cristais de quartzo estão intensamente deformados, desenvolvendo forte extinção ondulante. Quase sempre apresentam-se fraturados e não raro mostram-se estirados em forma de "ribbons".

A biotita ocorre também segundo lamelas xenoblásticas a

subidioblásticas de dimensões variáveis, não excedendo em média a dimensão de 1mm. Os limites entre si e com outros minerais podem ser predominantemente retos, porém mais interpenetrantes com a muscovita principalmente. Exibe pleocroísmo moderado, variando de castanho claro amarelado na direção X, a castanho escuro seguindo os eixos Y e Z. Em geral os cristais estão deformados e apresentam leve extinção ondulante e bandas de deformação do tipo "kink bands", bem como arcos poligonais. Quando se organizam como microbandas juntamente com a muscovita, podem aparecer como esteiras de inclusões de minerais como o epidoto, titanita, opacos e outros.

O plagioclásio ocorre como cristais maclados ou não, predominantemente xenoblásticos, embora possam ser subidioblásticos raramente, com dimensões mais frequentes em torno de 0,1mm. Seus contatos são em geral retos, mas há também irregulares. Por vezes, mostram-se transformados para sericita + muscovita e muito raramente desenvolvem intercrescimento mirmequítico, enquanto a composição é aproximadamente a do oligoclásio.

A muscovita apresenta aproximadamente as mesmas características da biotita.

Os minerais acessórios são predominantemente minúsculos grãos xenoblásticos, embora existam os subidioblásticos e até mesmo os idioblásticos, no caso da titanita. As vezes mostram-se arredondados e alongados, no caso da turmalina e da apatita. A apatita ocorre em menor frequência que os demais. De um modo geral todos estão fraturados.

COSTA (1980a) descreve um espesso pacote de xistos

feldspáticos de granulação média a grossa, com intercalações de quartzitos e biotita xistos, além de talco xistos, que ocorre na região de Colméia, ao que chamou de Formação Canto da Vazante e que repousa concordantemente sobre os xistos da Formação Xambioá. Uma correlação dessa unidade com os xistos quartzo-feldspáticos da Formação Xambioá aqui descrita fica difícil, em função dos poucos dados disponíveis, muito embora haja uma certa similaridade petrográfica entre ambas.

3.2.2.2 - Metaconglomerados

Este tipo de rocha ocorre como corpos lenticulares imersos nos micaxistos da Formação Xambioá, aparentemente restritos.

MACAMBIRA (1983) e SANTOS (1983) fazem referência a um corpo semelhante que ocorre entre as estruturas do Lontra e Xambioá.

Por ocasião das investigações de campo deste trabalho foram registradas mais duas ocorrências: uma nas proximidades mais setentrional da Serra dos Martírios e outra aproximadamente 5Km ao sul da localidade de Araganã, a margem da estrada que demanda a cidade de Araguaina.

Ocorrem em terreno arrasado, como blocos ou lajeiros, tratando-se de uma rocha de coloração cinza escuro, cuja matriz constituída por quartzo, biotita e feldspato, pode ser classificada, a nível de afloramento, como um quartzo-biotita xisto, pela aparência xistosa. Mergulhado nesta matriz, é observada quantidade considerável de seixos de rochas de

composição diversificada e de dimensões milimétricas a centimétricas, os maiores alcançando pouco mais de 30cm de diâmetro. São em geral arredondados e estão alinhados segundo a xistosidade da rocha. A vista desarmada esses seixos são constituídos de quartzitos, quartzo, gnaisses e xistos feldspáticos.

Apesar da grande quantidade, apresentam-se dispersos, não atingindo mais que 20% do total da rocha, podendo assim, a rocha ser caracterizada como um paraconglomerado (Figura 52).

Ao microscópio, a matriz apresenta como minerais essenciais o quartzo, a biotita, o plagioclásio e a muscovita. Como acessórios: epidoto, titanita, turmalina, opacos e mais raramente a apatita. A clorita aparece como transformação da biotita.

3.2.2.3 - Anfibolitos

Estas rochas ocorrem como corpos intercalados nos micaxistos, principalmente ao norte da estrutura do Xambioá e a oeste da Serra dos Martírios, bem como ao norte da braquidobra do Lontra. Surgem em áreas arrasadas em meio aos micaxistos ou formando pequenas elevações alongadas e paralelas ao "trend" regional do cinturão. Em geral estão alterados, produzindo solo avermelhado, mas ocorrem porções bem preservadas e com tonalidades cinzas ou esverdeadas.

São constituídos essencialmente de hornblenda e plagioclásio não maclado que, muitas vezes, apresenta-se saussuritizado. Em menor abundância ocorrem quartzo e biotita.

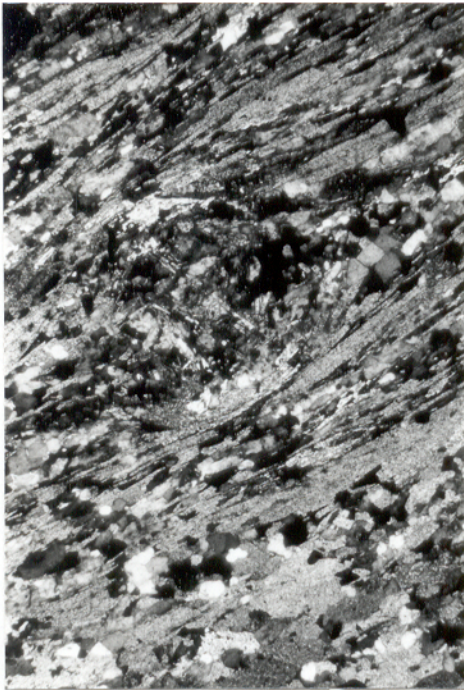
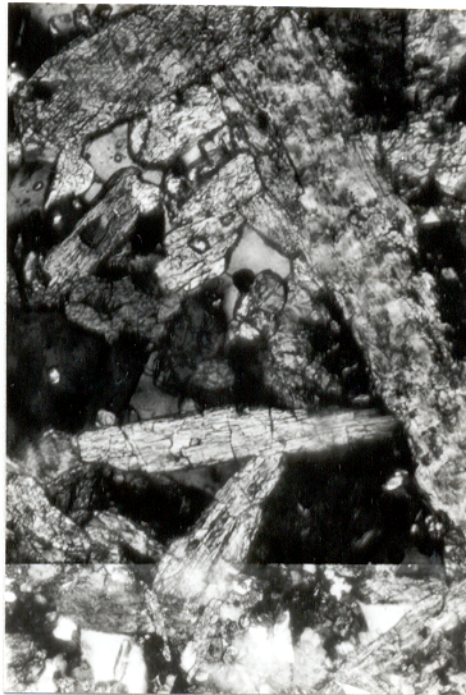


Figura 05 - Pseudomorfo de granada em xistos pelíticos da formação Xambioá, região compreendida entre as estruturas do Lontra e Xambioá. LPC, 11x.

Figura 06 - Textura decussada em corpo anfibolítico da Formação Xambioá. LPC, 27x.



Como acessórios são encontrados epidoto, apatita, turmalina e opacos. A textura é nematoblástica, onde cristais xenoblásticos de plagioclásio e anfibólios subidioblásticos prismáticos apresentam-se as vezes orientados segundo a direção da xistosidade. Variações na orientação dos cristais de hornblenda são frequentes, impondo à rocha configuração de uma textura decussada (Figura 06).

3.2.2.4 - Mármore

Corpos alongados de mármore branco, em forma de grandes lentes, ocorrem a leste da localidade de Chapada, seguindo o "front" da Serra das Andorinhas, a partir do rio Araguaia para sul, havendo, no entanto, outra ocorrência na margem oposta do mesmo rio, ao longo da estrada que sai de São Geraldo no sentido da Serra dos Martírios.

Os corpos apresentam-se como pequenas elevações em meio aos xistos, com mergulhos de sua foliação sempre concordante com a atitude dos micaxistos (Figura 07).

Nas proximidades da Serra das Andorinhas, desenvolvem-se grutas ou cavernas de dimensões consideráveis, podendo ser observadas estruturas do tipo estalactites e estalagmites em salões de até 50m² de área aproximadamente, por 8 a 10m de altura.

Apresentam textura granoblástica grossa e são constituídos essencialmente de calcita. Raros cristais de muscovita, quartzo e opacos se fazem presentes.

Ao microscópio são presenciados delgados níveis de

coloração escura que podem corresponder a concentrações de minerais ferro-magnesianos.

3.2.2.5 - Magnetita Xistos

Ocorrem nas proximidades da estrada que dá acesso a localidade de Vanderlândia, partindo-se de Xambioá, no trecho compreendido entre as estruturas do Lontra e Xambioá. SANTOS (1983) refere-se a um pequeno corpo alongado que aparece ao norte da Chapada, com dimensão aproximada de 500m segundo a direção NNW.

Mostram-se em geral bastante intemperizados, mas podem ser observadas frações ainda bem preservadas e resistentes, intercaladas a outros tipos de rochas.

São constituídos essencialmente de magnetita de granulação média a fina, sendo que às vezes ocorrem concentrações desse mineral, de modo que a rocha toma a configuração de pequenos corpos maciços.

3.2.2.6 - Xistos Grafitosos

Tratam-se das rochas mais alteradas intempericamente que ocorrem associadas aos micaxistos. São observadas em expressivos cortes ao longo da estrada que liga São Geraldo do Araguaia a São Domingos, portanto, no extremo norte da área mapeada. Podem ser observadas ainda em áreas entre as estruturas do Lontra e Xambioá, a leste da localidade Chapada e ao longo da estrada que liga São Geraldo do Araguaia a Serra dos Martírios,

próximo a sua borda oeste.

A grafita está associada às frações mais pelíticas de toda a sequência, junto aos xistos granadíferos com estaurolita e cianita da região das estruturas do Lontra e Xambioá, bem como onde a associação mineralógica inclui apenas quartzo, muscovita e biotita como essenciais. Nestas porções é possível que a grafita tenha uma participação de aproximadamente 50% no conteúdo da rocha, pois a nível mesoscópico é quase o único mineral visível, a exceção do quartzo.

3.3 - GRUPO PEQUIZEIRO

O Grupo Pequizeiro (HASUI & COSTA, 1990) ocupa a porção mais ocidental da área trabalhada, correspondendo a estreita faixa norte-sul com baixa densidade de afloramentos, que se resumem a pequenos lajeiros em meio ao cerrado dominante na região (Anexo A).

É constituído essencialmente por clorita xistos e quartzo-clorita xistos bandados, alternando-se bandas mais quartzosas com outras mais micáceas.

A nível de afloramento, as rochas mostram-se em geral alteradas ou razoavelmente preservadas em menor proporção. São cinza ou cinza claras quando preservadas ou avermelhadas quando em avançado estado de alteração.

A textura é granolepidoblástica nas porções mais quartzosas e lepidoblástica quando mais micáceas.

Os minerais mais comuns são quartzo, clorita, muscovita e

biotita. Em menor proporção ocorrem plagioclásio, calcita, apatita, epidoto, zircão, turmalina, magnetita e opacos.

O contato com a unidade sotoposta é muito difícil de ser observado, sendo inferido a partir das análises efetuadas nos produtos de sensoriamento remoto, seguindo os parâmetros geomórficos; mas admitindo-se que as interfaces entre os principais conjuntos litológicos são marcados por zonas compressivas, deduz-se que o contato se efetue por imbricação tectônica.

SILVA et al.(1974) interpretam, que a relação de contato entre o Grupo Estrondo e Tocantins, como antes entendidos, se faz por cavalgamento, mas não apresentam as evidências que levaram à definição desse quadro.

3.4 - ROCHAS GRANITÓIDES

Pelo menos dois pequenos corpos de granitóides podem ser aqui relacionados: o granito do Ramal do Lontra, localizado a SE da área, na Fazenda Marinheiro (Anexo A); e o albita-granito que ocorre as proximidades da Serra da Ametista, na parte interna da estrutura dômica do Lontra.

Esses granitóides já encontram-se descritos no trabalho de MACAMBIRA (1983).

O granito do Ramal do Lontra apresenta uma área aflorante de aproximadamente 8 Km² e encontra-se aparentemente embutido nos quartzitos e micaxistos do Grupo Estrondo. Do lado leste é parcialmente coberto pelos sedimentos devonianos da Bacia do Parnaíba.

Os afloramentos do granito Ramal do Lontra apresentam-se sob a forma de lajeiros ou blocos, sempre cortados por pequenos veios quartzo-feldspáticos, enquanto que a coloração de sua superfície exposta as condições intempéricas é aproximadamente cinza claro.

A nível de afloramento distinguem-se minerais como muscovita, biotita, quartzo e K-feldspato. Apresenta granulação fina ou fina a média e é levemente foliado, podendo ser chamado de um granito-gnaiss.

Ao exame microscópico, apresenta textura granular hipidiomórfica e é constituído essencialmente por microclínio, quartzo, oligoclásio, biotita e muscovita. Os acessórios são apatita, zircão e opacos. A sericita e a clorita representam os minerais secundários.

O microclínio apresenta inclusões de quartzo e de plagioclásio que pode ser a albita, estando esta às vezes sericitizada juntamente com o microclínio. Intercrescimentos mirmequíticos podem ser observados, enquanto que as pertitas são raras e reduzidas (Figura 08).

O quartzo mostra-se como grânulos anédricos, exibindo forte extinção ondulante, podendo ser visto como inclusão no plagioclásio.

O plagioclásio é subédrico, quase sempre maclado e mostra incipiente transformação para sericita e para argilo-minerais.

A muscovita e a biotita às vezes apresentam fraca orientação e o plagioclásio pode mostrar maclas encurvadas.

Para MACAMBIRA (1983) esse granito foi gerado após o



Figura 07 - Mármore da Formação Xambioá com visível foliação subhorizontal, ocorrendo como corpos lenticulares dentro de micaxistos. Oeste da Serra das Andorinhas e a NE da estrutura do Xambioá.

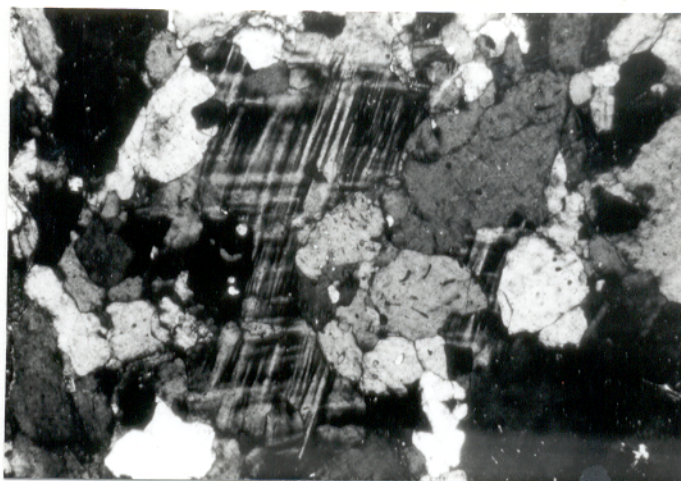


Figura 08 - Textura granular hipidiomórfica em rocha granitóide, ressaltando cristais de microclínio com inclusões de quartzo. Granito do Ramal do Lontra. LPC, 27x.

evento metamórfico que afetou as supracrustais do Cinturão Araguaia, visto que não há registro desse mesmo evento nas rochas desse corpo, sendo assim interpretado como um granito tardi-tectônico.

O segundo corpo granitóide aqui relacionado é um albita-granito que MACAMBIRA (op.cit.) assim descreve: rocha com textura granular heterogênea, cujos minerais essenciais são, albita, quartzo, microclínio e muscovita em pouca quantidade. Os minerais acessórios são a biotita, a apatita e a magnetita, enquanto que a sericita e os argilo-minerais constituem os secundários.

A albita apresenta-se maclada ou não, com inclusões de quartzo e muscovita, estando às vezes sericitizada. A textura mirmequítica, por outro lado é muito rara.

O microclínio é mais abundante que a albita. São cristais menores e apresentam-se maclados segundo a lei da albita-periclina e também mostram inclusões de quartzo e muscovita.

O quartzo é anédrico e exhibe forte extinção ondulante, ocupando espaços entre os cristais de feldspato, onde também ocorrem como inclusões.

Conforme MACAMBIRA (1983), esse corpo aparece encaixado entre os gnaisses e anfibolitos do embasamento, com dimensão aproximadamente de 500m no sentido N-S. Tem coloração rosa e aspecto aplítico, observando-se feições bandadas em sua extremidade mais meridional, cuja alternância de finos leitões de muscovita com faixas quartzo-feldspáticas milimétricas assemelham-se a feições de borda de intrusão.

Assim, MACAMBIRA (op. cit), observando as feições de

borda, o contato brusco com os anfíbolitos, o aspecto aplítico e mais a leve orientação observada na periferia do corpo, conclui por uma injeção forçada para o corpo granítico. Ao mesmo tempo, a ausência de feições metamórficas inclinaram o autor pela conotação tardi-tectônica do corpo granitóide, a exemplo do granito do Ramal do Lontra.

3.5 - ROCHAS MÁFICAS E ULTRAMÁFICAS

Um número considerável de corpos máficos e ultramáficos cortam tanto os gnaisses do embasamento, quanto à sequência de xistos da Formação Xambioá.

Ocorrem principalmente no interior das estruturas dômicas alongadas do Lontra e Xambioá, mas são observados também entre os micaxistos da Formação Xambioá. Em geral esses corpos apresentam formas grosseiramente circulares ou alongadas e sobressaem-se ligeiramente por suas elevações pouco pronunciadas entre as rochas do embasamento e supracrustais.

Os corpos ultramáficos são serpentinitos e talco xistos foliados ou não, de coloração cinza esverdeada ou esbranquiçada, onde o talco é dominante.

Os corpos máficos, em geral, são traduzidos por anfíbolitos e conforme MACAMBIRA (1983), podem ser originários de corpos intrusivos que foram metamorfisados.

O contato dessas rochas máficas e ultramáficas com os micaxistos e as rochas do embasamento é brusco, e pode estar relacionado a zonas de movimentação do sistema compressivo.

Ocorrem ainda na região corpos gabróticos circulares que

não apresentam textura metamórfica.

MACAMBIRA (1983) e SANTOS (1983) fazem uma descrição sucinta desses tipos de rochas que ocorrem dentro dos limites da área trabalhada, sendo desnecessário, portanto, maiores considerações no momento, mesmo porque foge ao objetivo do presente trabalho.

3.6 - ROCHAS SEDIMENTARES DA BACIA DO PARNAÍBA

A sequência fanerozóica, que faz parte da Bacia do Parnaíba, está representada na região pelas formações Pimenteiras e Pedra de Fogo, respectivamente do Devoniano e Permiano Inferior. A primeira estende-se por longa faixa norte-sul no limite mais oriental da área, e por pequenas porções ou estreitas faixas NW-SE que ocorrem a NW da Serra dos Martírios, enquanto que a segunda ocupa área restrita nos arredores de Araguañã, margem direita do rio Araguaia.

A Formação Pimenteiras é constituída em geral por arenitos médios a finos, siltitos e argilitos de coloração rosa a avermelhado ou ferruginosos que incluem níveis de concreções ferruginosas de espessuras centimétricas. Mostram estratificações plano paralelas e cruzadas de pequeno porte, além de estruturas de fluidização dentro dos horizontes arenosos. O pacote repousa diretamente sobre os metamorfitos do Cinturão Araguaia, em particular sobre os xistos da Formação Xambioá, em discordância angular, mergulhando suavemente para leste, em direção a parte central da bacia.

A unidade é pouco espessa, não alcançando no geral uma dezena de metros. O topo da mesma caracteriza-se por uma superfície aplainada e é marcada por processo de laterização que atinge todo o nível superior ou quase toda a sequência, em função de sua pouca espessura.

3.7 - ALÚVIOS E COLÚVIOS

Aqui estão incluídos os terrenos de idade quaternária observados em toda a área mapeada.

São sedimentos aluvionários recentes, inconsolidados, relacionados às calhas de todos os cursos d'água da região e àqueles mais antigos relativos as superfícies de terraços observados principalmente ao longo do rio Araguaia ou a pequenos cursos d'água abandonados, que se associam principalmente à bacia hidrográfica daquele importante rio.

O material coluvionar está relacionado a sedimentos do tipo talus vistos principalmente nas encostas das maiores elevações sustentadas pelos quartzitos da Formação Morro do Campo. Em geral, ao longo das escarpas de falhas, ocorrem com maior proeminência. Em alguns pontos, no contexto da Serra dos Martírios, são bem exemplificados.

Os elúvios podem ser ainda considerados e descritos como sedimentos inconsolidados, originados "in situ" pela desagregação das unidades de rochas mais antigas, resultando assim uma delgada cobertura de material areno-argiloso, principalmente, que pode ser observada sobre os terrenos mais arrasados das unidades sotopostas.

As aluviões mais recentes são constituídas de areias, argilas e cascalhos, enquanto que as mais antigas, que são também constituídas de material areno-argiloso e cascalho, mostram-se um pouco mais consolidadas, podendo-se observar consideráveis porções onde sobressaem-se lentes de conglomerados oligomíticos, as vezes polimíticos, em geral pouco litificados, ocorrendo casos onde são até muito consistentes. Apresentam matriz arenosa laterizada ou não, e são constituídos apenas por seixos de quartzo arredondados a subarredondados, quando oligomíticos, e incluem seixos de quartzito, quando polimíticos. Neste caso, os componentes grossos podem ser angulosos a subarredondados. O material em geral é mal selecionado, de modo que a dimensão dos seixos pode variar de poucos centímetros até aproximadamente 20cm (Figura 09).

As maiores expressões de terraços ocorrem nas proximidades de Santa Isabel, margem esquerda do rio Araguaia.

Na região entre Chapada e Serra das Andorinhas, alguns velhos garimpos de cristal de rocha estão relacionados a lentes de conglomerados, originados em antigos canais fluviais hoje abandonados.



Figura 09 - Conglomerado polimítico relacionado a antigos canais fluviais abandonados. Nos dias atuais, têm sido investigados pela ação garimpeira na busca do cristal de rocha. Margem direita do rio Araguaia, a oeste da Serra das Andorinhas.

4 - GEOLOGIA ESTRUTURAL

4.1 - CONSIDERAÇÕES INICIAIS

Os elementos estruturais analisados estão principalmente impressos nas rochas metassedimentares do Supergrupo Baixo Araguaia e nos gnaisses e migmatitos do Complexo Colméia. Tratam-se de estruturas decorrentes de um evento de deformação progressiva e heterogênea, relacionado a um regime compressivo oblíquo, o qual proporcionou a edificação do Cinturão Araguaia. O arranjo geométrico macro corresponde a um sistema imbricado de empurrões dúcteis, cujas fatias limitadas por zonas miloníticas, não comumente evoluíram para feições tipo "nappe", destacando-se assim a "Nappe" Andorinhas-Martírios que é essencialmente constituída por quartzitos da Formação Morro do Campo.

Outras estruturas maiores são representadas pelas expressivas braquianticlinais de Xambioá e Lontra, cujos núcleos, constituídos por gnaisses e migmatitos, representam lascas ou blocos alçados do embasamento, interpretados como estruturas ligadas à propagação de uma segunda geração de cavalgamento (HASUI & COSTA, 1990; ABREU, 1991); o sistema holomórfico de dobras quilométricas situado na região compreendida entre a cidade de Xambioá e o povoado de Chapada, que está intimamente relacionado ao desenvolvimento das braquianticlinais; as zonas de cisalhamento transcorrentes orientadas nas direções NW-SE e NNW-SSE, interpretadas como rampas laterais; e as zonas de cisalhamento transcorrentes N-S associadas à formação dos

cavalgamentos.

A nível mesoscópico reconhecem-se as seguintes estruturas: foliação milonítica, lineação de estiramento, lineação mineral, lineação de interseção, eixo de dobra, "boudins", dobras diversas, "mullions" e bandas de cisalhamento. Muitas dessas estruturas foram também investigadas a nível microscópico. A Figura 10, é o mapa estrutural simplificado da área investigada.

4.2 - ESTRUTURAS MACROSCÓPICAS

Considerando a geometria e a natureza das estruturas maiores e a complexidade do quadro estrutural, a área foi dividida em 5 (cinco) setores. Entende-se que esta é a melhor forma de apresentação do intrincado arranjo estrutural do segmento meio-norte do Cinturão Araguaia. A Figura 11 mostra a distribuição geográfica dos setores e seus limites aproximados, além dos principais constituintes litológicos e estruturais.

4.2.1 - Setor I

O setor 1 que ocupa o extremo nordeste da área, corresponde, em grande parte, a uma zona de cisalhamento discreta, orientada na direção NNW-SSE, com largura da ordem de 15Km, denominada neste trabalho de zona de cisalhamento Iriri-Martírios (ZCIM)(Anexo A), já preconizada por SANTOS (1989), em substituição ao termo Lineamento Iriri-Martírios (SILVA et al., 1974; ABREU, 1979). A porção leste do setor compreende vários

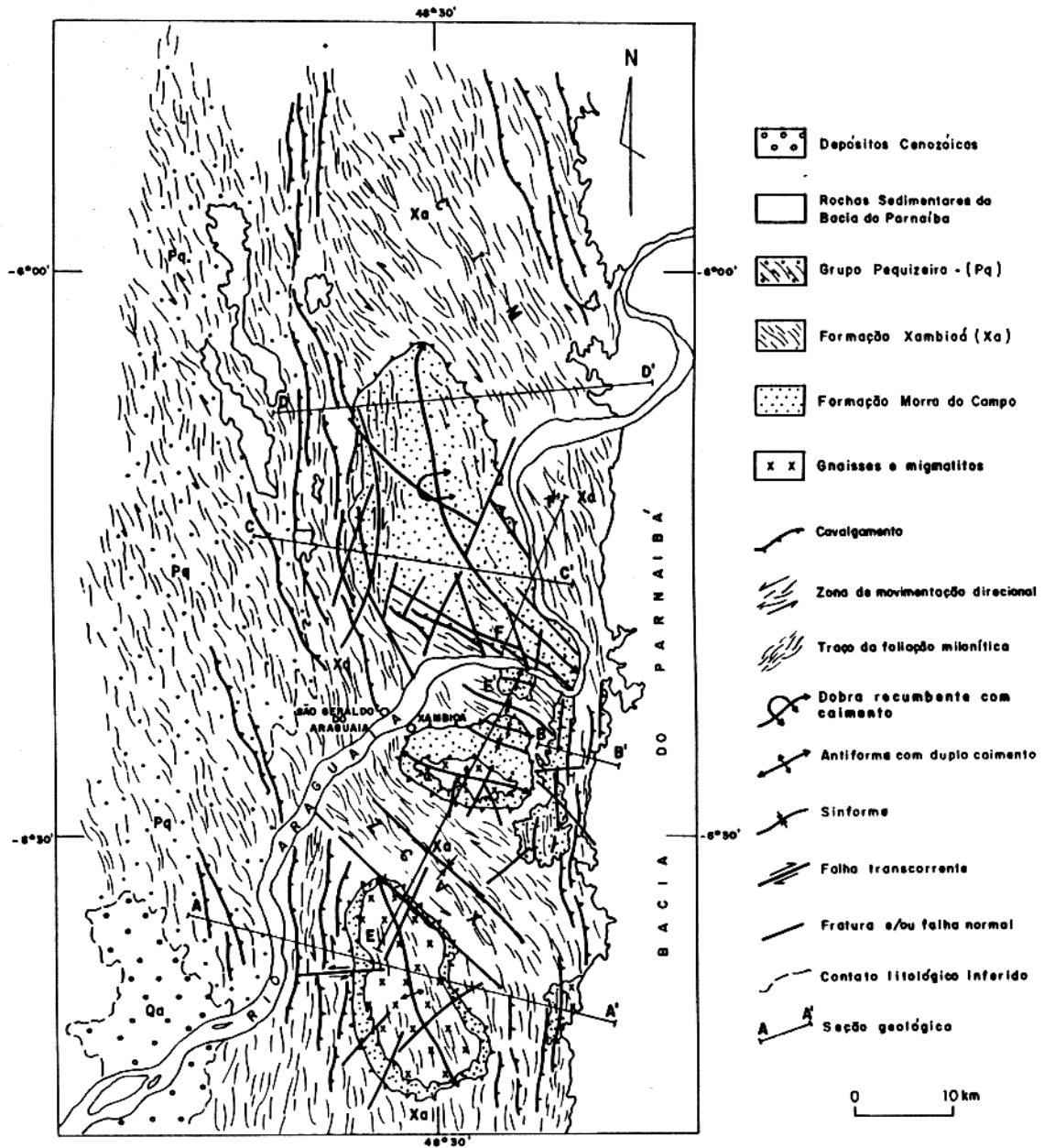


Figura 10 - Mapa estrutural simplificado do Xambioá - São Geraldo do Araguaia

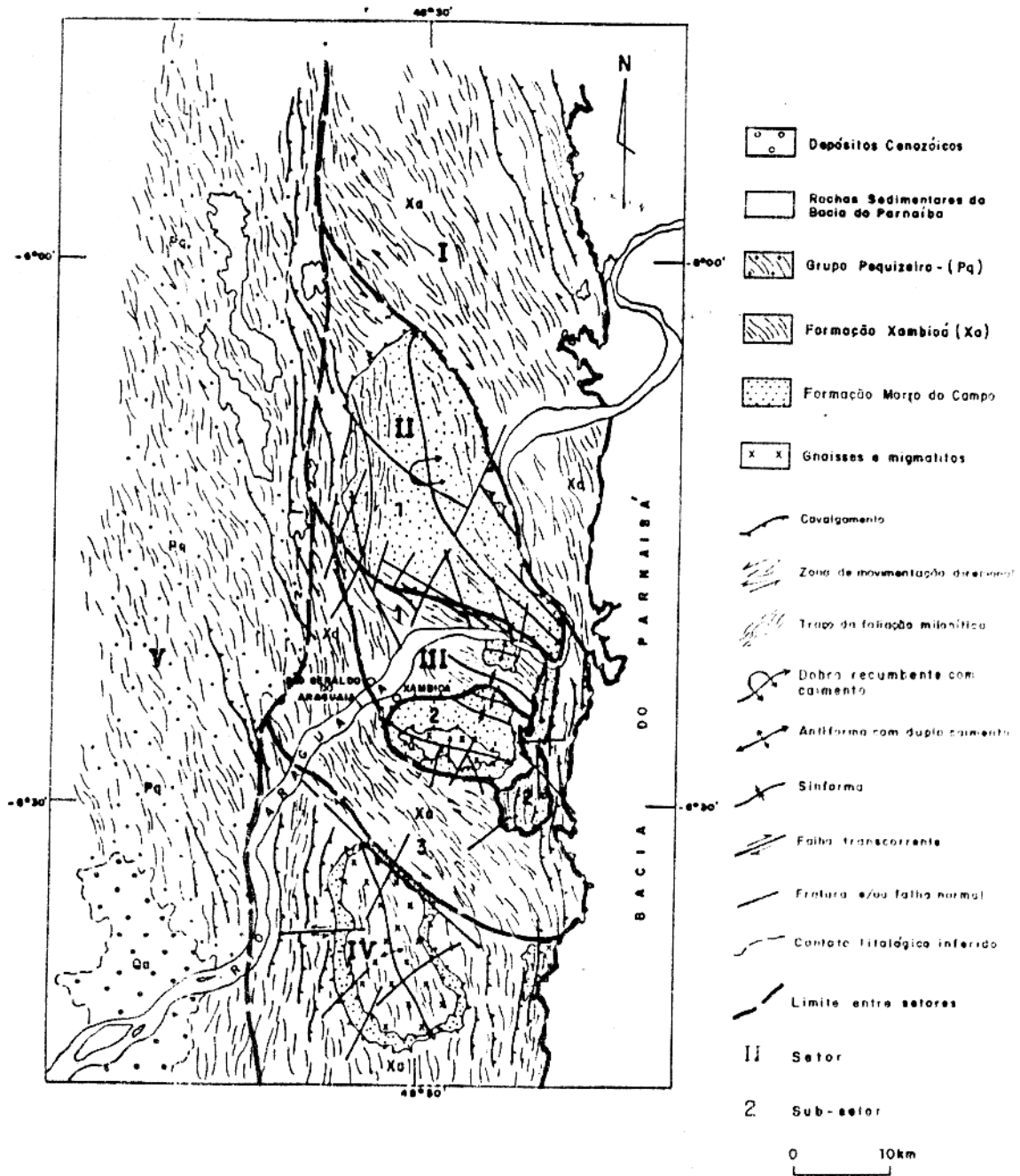


Figura 11 — Mapa lito-estrutural simplificado mostrando os limites entre os setores I, II, III, IV e V.

cavalgamentos dúcteis voltados para NNW.

Em termos litológicos, este setor é definido por um pacote de xistos aluminosos englobado na Formação Xambioá e representado por biotita-quartzo xistos, com delgadas intercalações de clorita xistos e xistos granatíferos.

A ZCIM é materializada por uma foliação milonítica com mergulho em torno de 25° para NE, havendo, no entanto, estreitas faixas onde a foliação pode alcançar até 50° de mergulho para NE. A lineação de estiramento é subparalela ao traço da foliação e apresenta mergulho da ordem de 10° ora para NNW, ora para SSE; em alguns locais é oblíqua ao traço de foliação e, nesses casos, o mergulho pode atingir 20° para ESE ou ENE. As Figuras 12a e b mostram a posição espacial dos elementos planares e lineares ao longo de uma parte expressiva da ZCIM.

A variação espacial da foliação milonítica se deve, provavelmente, ao arranjo geométrico interno da ZCIM definido pela presença de faixas de concentração de deformação envolvendo corpos elipsoidais de rochas menos deformadas, típicos de padrões anastomóticos das zonas de cisalhamento. No caso da lineação de estiramento, a sua mudança de atitude através do setor é explicada pela existência de faixas predominantemente direcionais e de faixas que funcionaram como cavalgamentos dúcteis. Em outras palavras, admite-se que durante a evolução da ZCIM coexistiram zonas transcorrentes e cavalgamentos dúcteis, na mesma direção, próprio de um regime predominantemente oblíquo. A parte leste da seção da Figura 13a indica a posição relativa dessas faixas dentro da ZCIM.

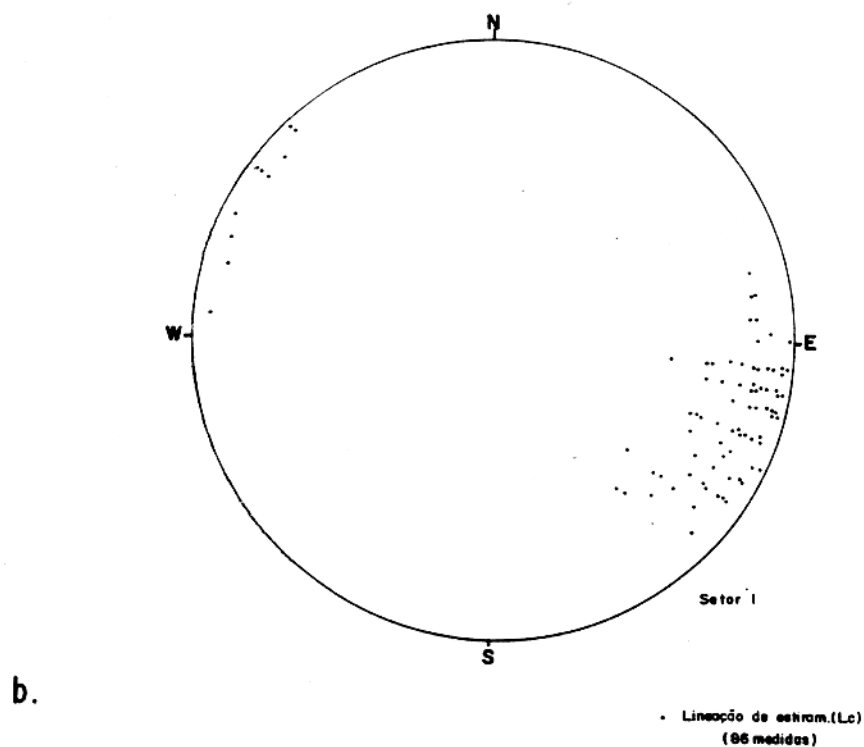
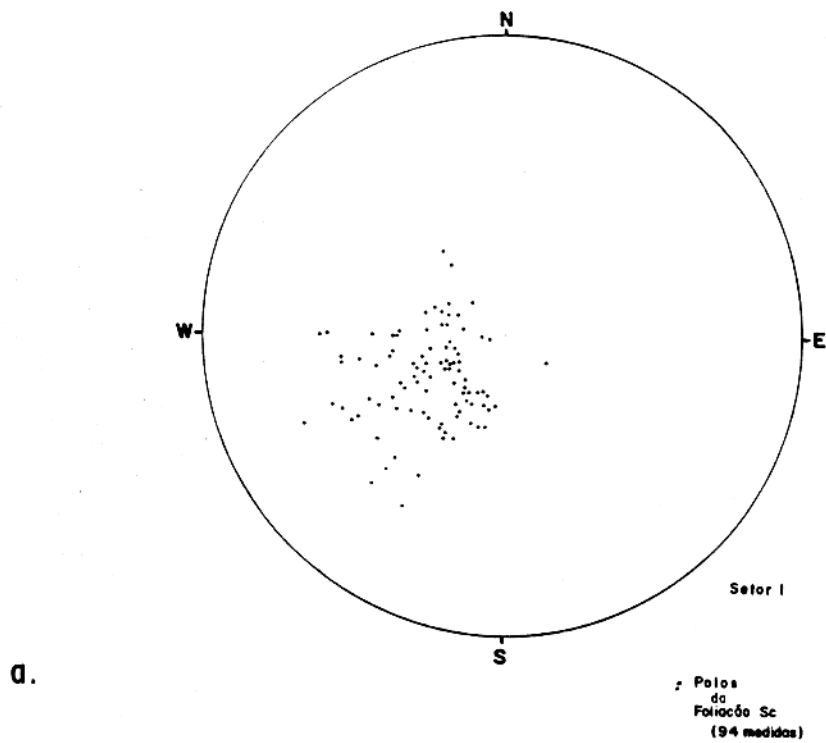


Figura 12 - Estereogramas da foliação milonítica e lineação de estiramento para o setor I: a) os polos da foliação na ZCIM indicam inclinação para NE; b) lineação de estiramento com predominância de suaves mergulhos para SE.

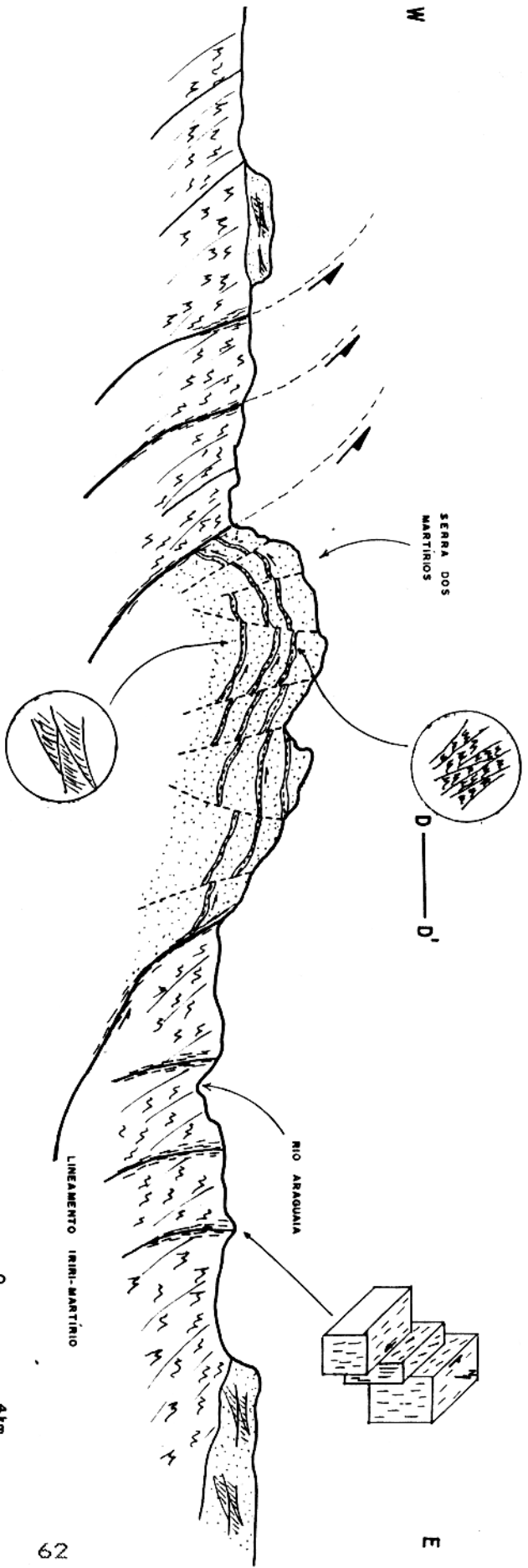


Figura 13a — Seção Geológica simplificada, mostrando região periclinal da estrutura da Serra dos Martiros : (1) quartzitos com intercalações de metapelitos , (2) xistos , (3) devoniano da Bacia do Parnaíba.

Destaca-se também, no contexto da ZCIM, na região imediatamente a norte da Serra dos Martírios, um conjunto de dobras centimétricas a decimétricas, desenhadas pela foliação milonítica, apertadas e assimétricas (Figura 14). Onde seus eixos são subparalelos à lineação de estiramento, correspondem a dobras em tubo, mas onde os eixos estão encurvados podem ser interpretadas como dobras em bainha, a exemplo daquelas descritas por CARRERAS et al. (1977).

A ZCIM passa, em direção ao extremo nordeste do setor, para um feixe de zonas de cisalhamento tangenciais oblíquas (Anexo A). Distinguem-se pelo menos quatro zonas principais de direção NNW-SSE, que desaparecem, para sul, sob os pacotes de rochas sedimentares da bacia do Parnaíba e, para norte, extrapolam os limites da área. Tais zonas definem um sistema imbricado e são responsáveis pela justaposição de conjuntos de rochas com assembléias minerais de fácies metamórficas distintas.

4.2.2 - Setor II

O Setor II, dividido nos sub-setores 1 e 2 (Figura 11), corresponde a área ocupada pela Serra das Andorinhas-Martírios, a qual é sustentada essencialmente por quartzitos, com algumas intercalações de xistos aluminosos da parte média a superior da Formação Morro do Campo. A estruturação principal corresponde a uma dobra recumbente quilométrica, desenhada pela foliação milonítica, que é realçada na topografia pelas cristas de quartzitos. O terço mais meridional (sub-setor 2), de direção N-

S, dessa estrutura, é conhecido como Serra das Andorinhas, enquanto o corpo maior, ao norte, voltado para NNW, desenhando grosseiramente a seção longitudinal de uma pêra, corresponde a Serra dos Martírios (sub-setor 1).

As transformações minerais e as deformações que afetaram esse pacote rochoso, proporcionaram o desenvolvimento de rochas com estruturas essencialmente miloníticas, mas o caráter heterogêneo dos processos permitiu que expressivas frações de rochas fossem poupadas de modificações intensas, de modo que ainda é possível reconhecer estruturas sedimentares, a exemplo do acamamento definido pela variação granulométrica. De qualquer modo, o acamamento encontra-se, em geral, paralelo a foliação milonítica, a exceção de algumas áreas onde esta superfície desenha dobras similares entre zonas de concentração de movimentação, conforme será visto adiante. Nos níveis com maior intensidade de deformação, o quartzo apresenta uma forte lenticularização, que é observada a nível meso e microscópico. Cristais de quartzo com formas sigmoidais podem inclusive ser usados criteriosamente na determinação do sentido do cisalhamento.

Tais estruturas constituem o Setor II em questão e seus limites são definidos pelo rio Araguaia, no ponto onde sua forte inflexão parece estar controlada pela geometria dessa grande estrutura (Anexo A).

O perfil DD' (Figuras 13a e b), aproximadamente E-W, no extremo norte do Setor, apresenta duas interpretações para a geometria da estrutura naquela região, na ausência de elementos estruturais mais consistentes. Verifica-se que se trata de uma

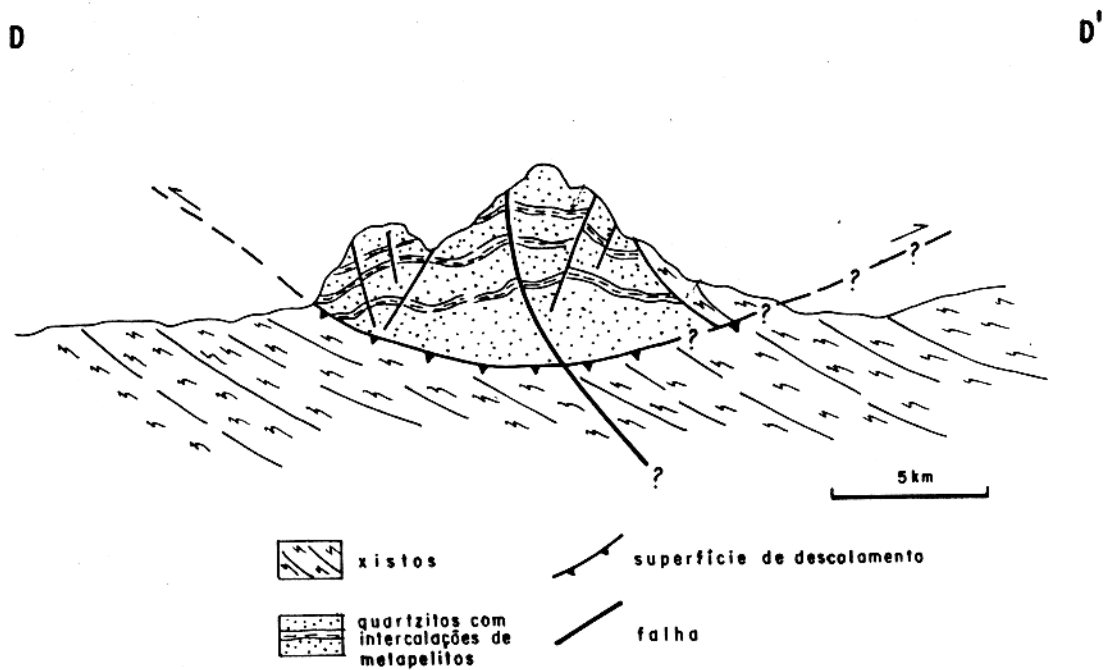


Figura 13b - Terminação periclinal da "nappe" Andorinhas-Martírios. Segmento central do perfil DD'.
 (uma segunda interpretação para a geometria dessa área)

dobra aberta, simétrica ou fracamente assimétrica, cujos flancos mergulham em torno de 15° e 25° para WSW e ESE, respectivamente. O limite oeste da dobra é marcado pela presença de um cavalgamento dúctil ao longo da interface quartzito-xisto. Em direção a oeste existem outros planos de cavalgamentos definindo um sistema imbricado, mas em direção a leste a dobra interage com a ZCIM, apresentada no Setor I.

A medida que se avança para a parte central do sub-setor 1, verifica-se através do perfil da Figura 15, que o flanco WSW da dobra adquire mergulhos de ordem de 80° , enquanto que o flanco ENE permanece com mergulho suave para NE. Nesse caso, define-se uma estrutura fortemente assimétrica, cujo limite oeste corresponde a uma zona de cisalhamento transcorrente caracterizada por milonitos LS e L de granulação média a fina.

Na porção sul do sub-setor 1 (Figura 16), os flancos WSW e ENE são paralelos e mergulham em torno de 20° para ENE, estabelecendo-se, portanto, uma estrutura isoclinal que é lançada sobre os xistos do Grupo Estrondo através de um cavalgamento dúctil.

Na área correspondente ao sub-setor 2 não é mais possível a identificação da estrutura dobrada e o arranjo geométrico corresponde a um sistema imbricado de cavalgamento dúctil, caracterizado por várias fatias de xistos, quartzitos e gnaisses, conforme mostra o perfil geológico da Figura 17.

Através da análise da lineação de estiramento das partes norte e central do sub-setor 1, verifica-se que a sua posição espacial é extremamente variável, provavelmente devido ao

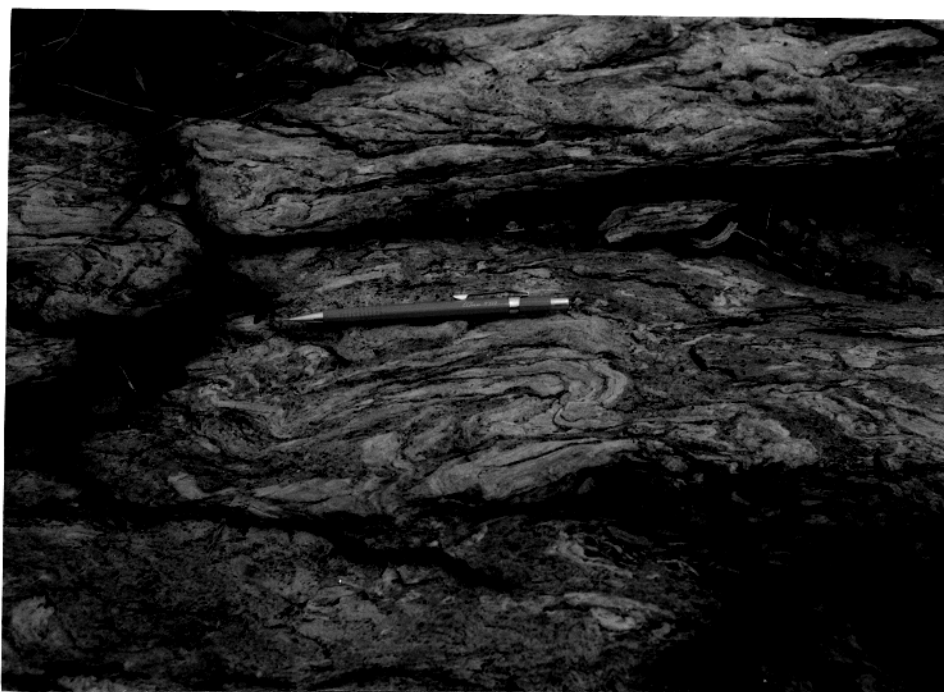


Figura 14 - Dobras decimétricas marcadas pela foliação milonítica, em biotita-quartzoxisto milonítico, dentro da ZCIM, imediatamente ao norte da Serra dos Martírios.

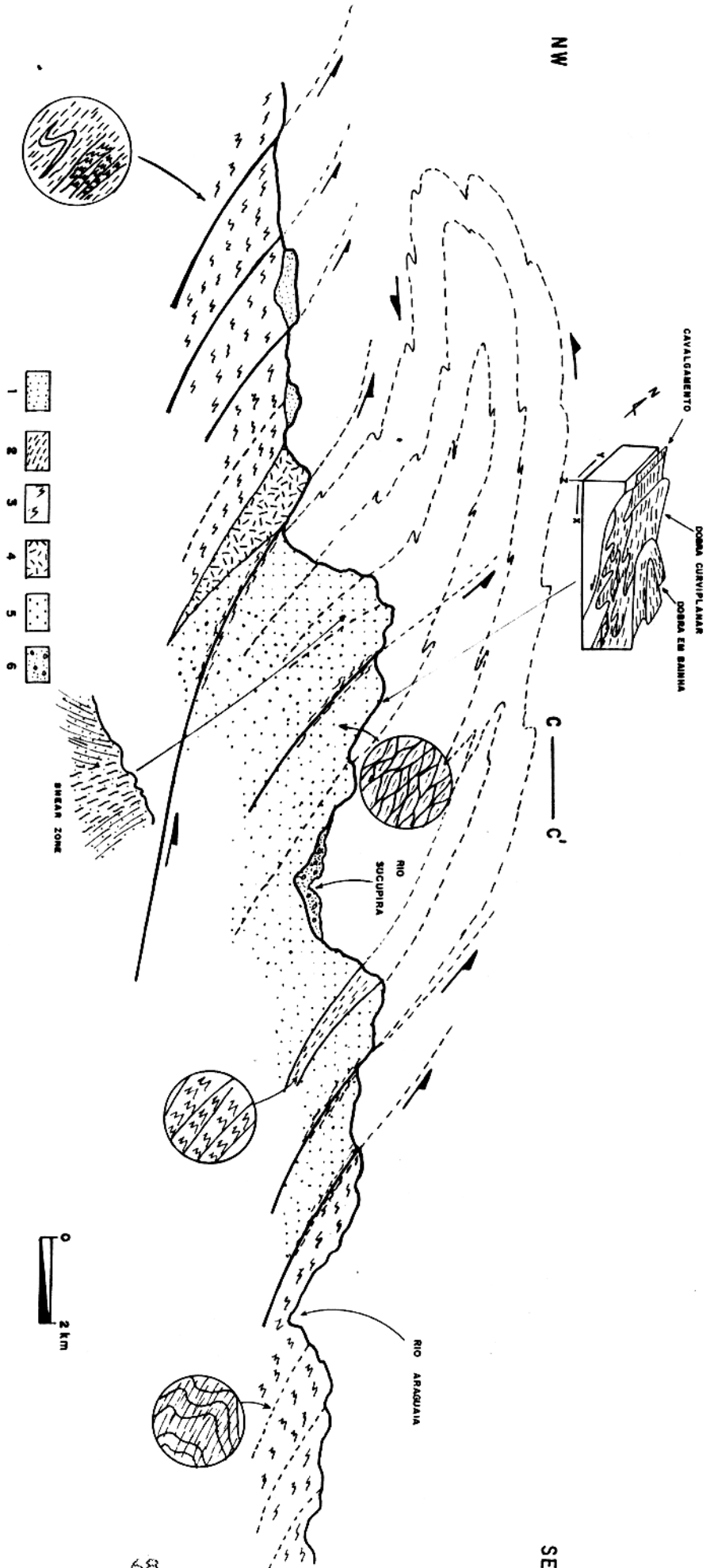


Figura 15 - Seção Geológica simplificada, mostrando o comportamento estrutural da "nappe" da Serra dos Marfírios: (1) quartzitos, (2) níveis pelíticos, (3) xistos, (4) anfíbolitos, (5) sedimentos devonianos, (6) aluviões.

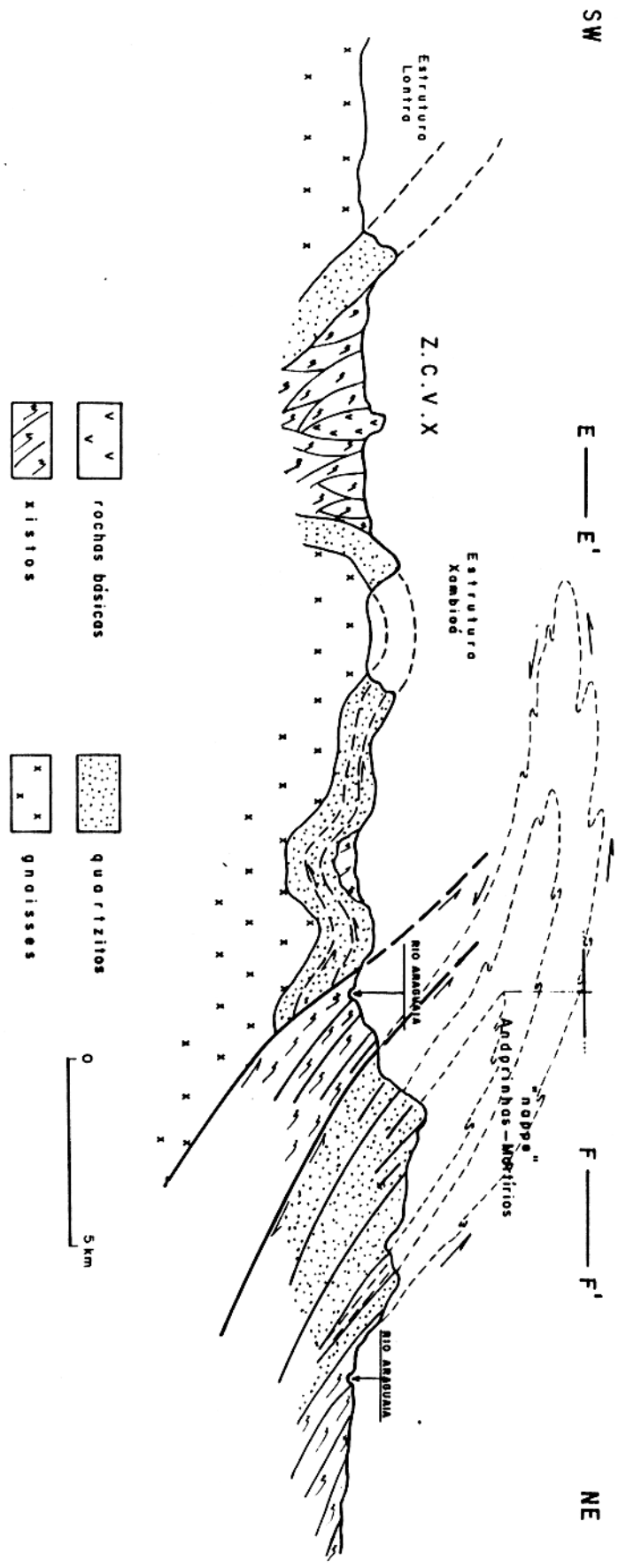


Figura 16 — Seção geológica simplificada, mostrando as relações estruturais entre a ZC.V.X, as estruturas dômicas do Lontra, Xambio e a "nappe" Andorinhas — Mortiros.

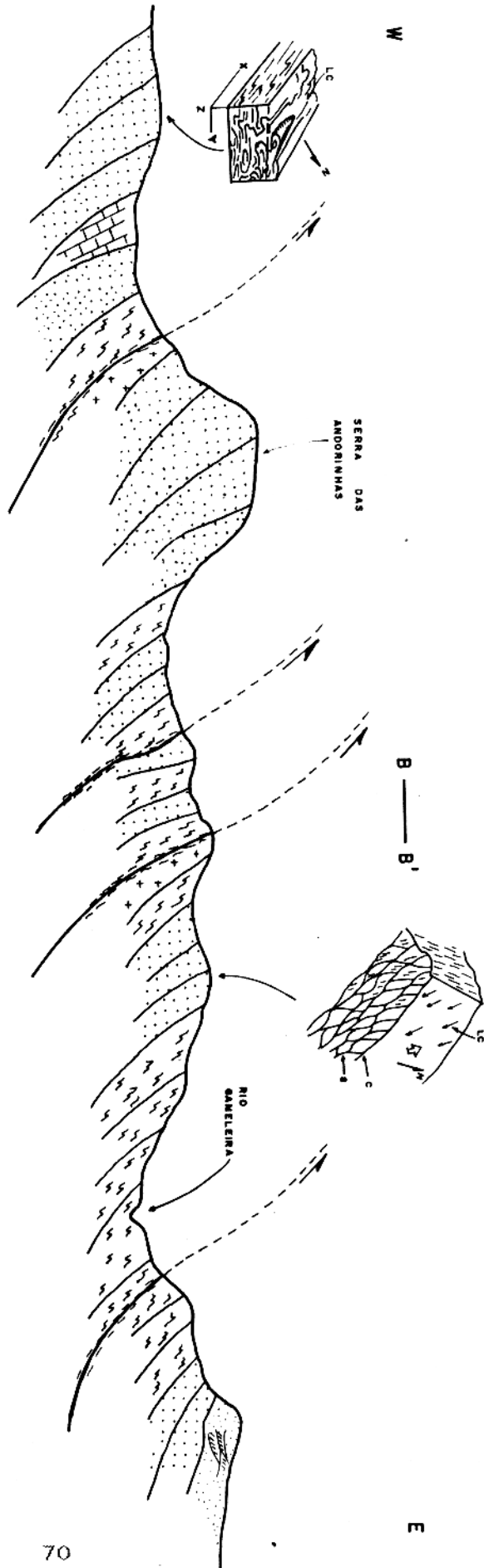


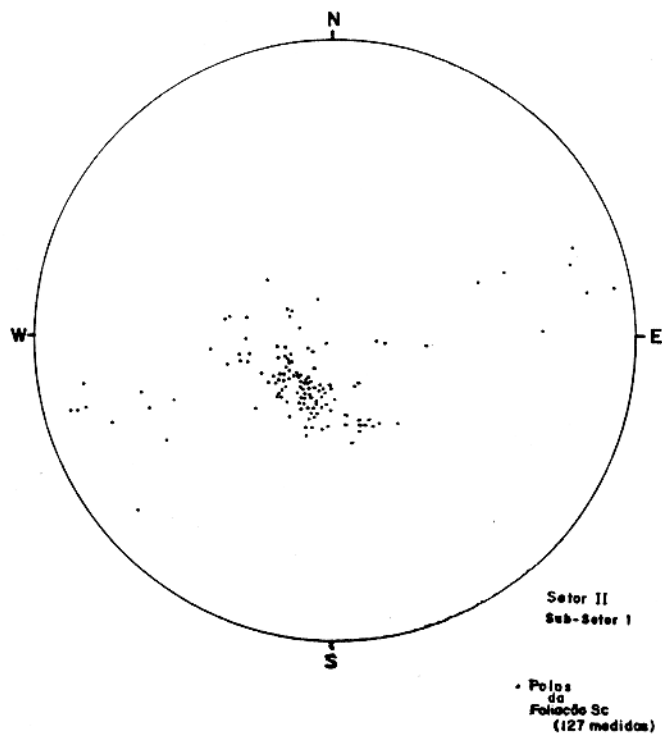
Figura 17 — Seção simplificada através da Serra das Andorinhas, mostrando as relações estruturais entre os cavalgamentos dúcteis e as lascas de rochas das demais unidades.
 (1) gnaiesses, (2) quartzitos, (3) xistos, (4) mármores, (5) sed. da Bacia do Parnaíba

desenvolvimento da megadobra e de dobras menores associadas as movimentações interestratais, bem como do desenvolvimento da zona de cisalhamento transcorrente N-S que ali se observa (Figura 10). É possível também que falhas mais novas, que afetaram grande parte do setor II tenham contribuído para a modificação espacial da lineação de estiramento. Em direção as regiões centro-sul e sul do setor, isto é, sul do sub-setor 1 e todo o sub-setor 2, a lineação acha-se regularmente inclinada para SE e forma ângulo baixo com a direção da foliação. Os estereogramas das Figuras 18a e b; 19a e b, mostram o comportamento da foliação milonítica e da lineação de estiramento para este segmento da área.

As dobras menores no interior da grande estrutura, na maioria dos casos, estão relacionadas a movimentações interestratais, materializadas por cavalgamentos dúcteis (Figura 20).

Neste trabalho, a mesoestruturação deste setor é entendida como uma "fold nappe", aqui denominada de "Nappe" Andorinhas-Martírios. É desenhada por zonas de movimentação que se propagam no interior de um pacote de quartzitos milonitizados, cujo desenvolvimento deve estar relacionado as projeções de uma segunda geração de cavalgamentos dúcteis, representada por um feixe de zonas que marca o limite oeste do setor, mas não se descarta o modelo que considera seu desenvolvimento imediatamente após a formação das estruturas do Lontra e Xambioá. A geometria dos corpos quartzíticos (Serra das Andorinhas), analisadas a nível de mapa, truncando provável zona de transcorrência (Setor III), leva a esta conclusão (Anexo A). Constata-se ainda, que a

d.



b.

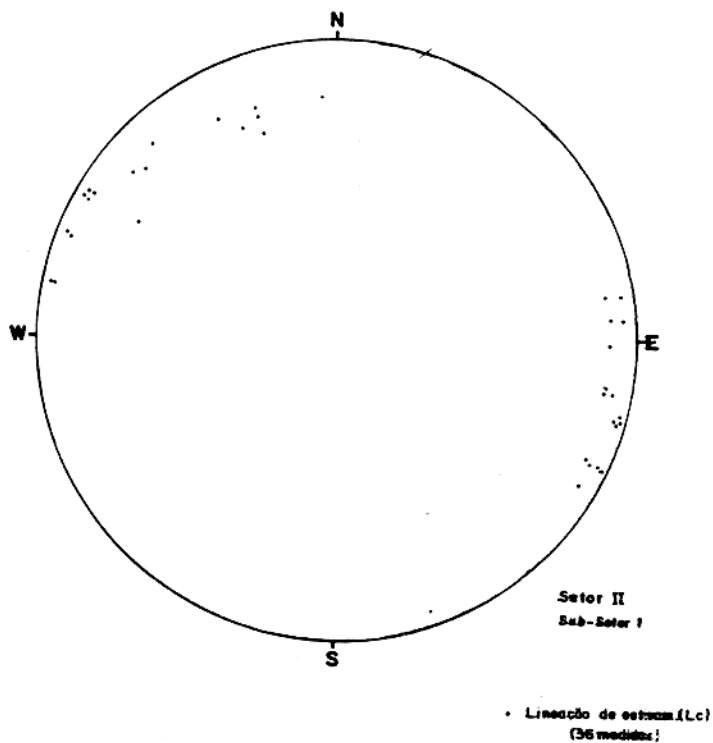


Figura 18 - Estereogramas da foliação milonítica e lineação de estiramento: a) a maior concentração de polos da foliação representa o mergulho normal para NE e as dispersões subverticais para NE e SW estão associadas a uma zona de transcorrência; b) lineações de estiramento com caimentos para NW e SE, é interpretada como movimentação direcional ocorrida na área.

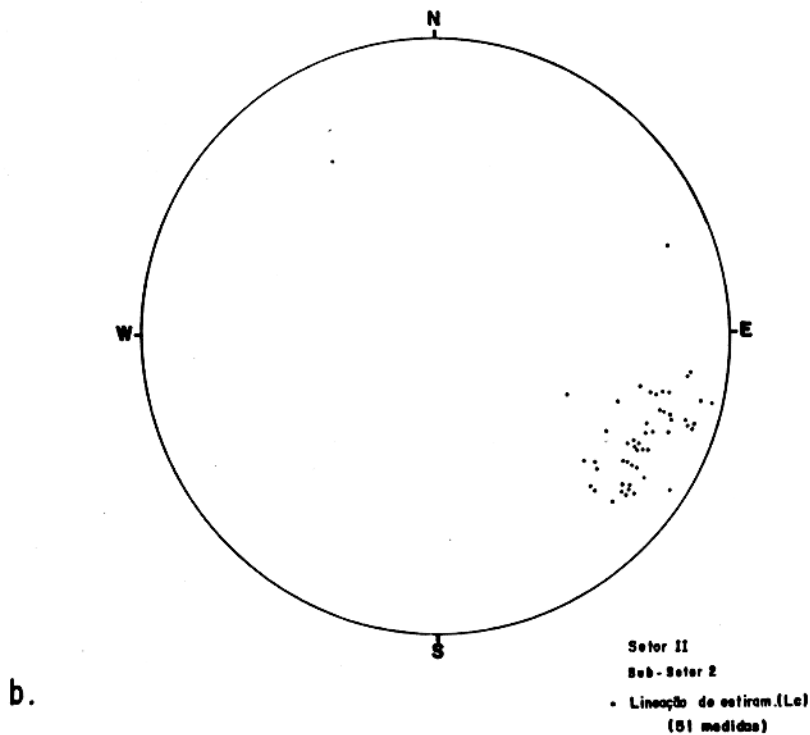
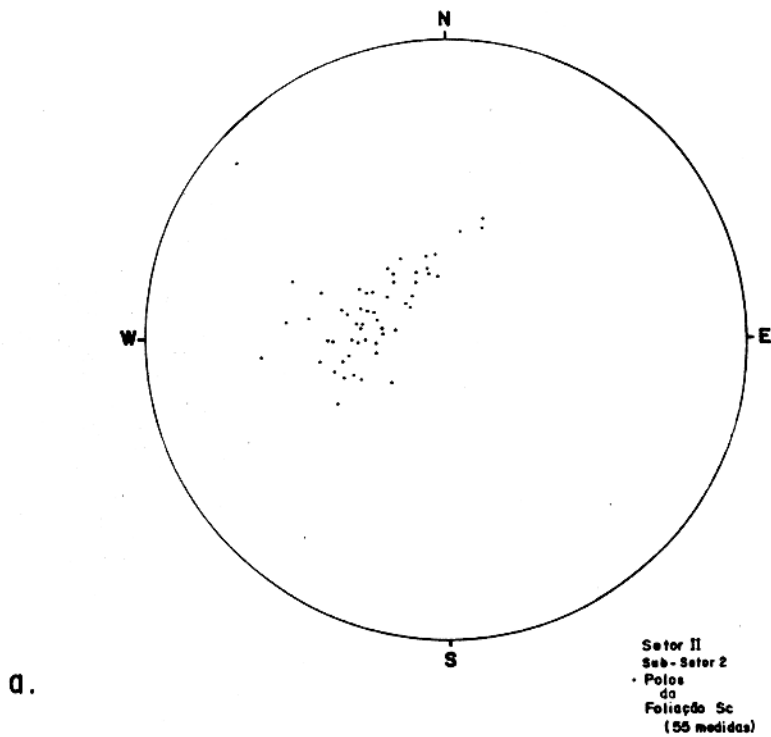


Figura 19 - Diagrama dos elementos estruturais na região da Serra das Andorinhas:
a) polos da foliação milonítica; b) comportamento espacial da lineação de estiramento.

intensidade de movimentação ao longo da megaestrutura diminui em direção a NNW, uma vez que a "nappe" torna-se progressivamente simétrica nesta direção.

4.2.3 - Setor III

O Setor III, pela complexidade estrutural aparentemente maior, foi dividido em 03 (três) subsetores (Figura 11).

O sub-setor 1, com mais de 100Km², faz limite com a região SW do setor II e é constituído por xistos feldspáticos, com intercalações de xistos granatíferos e xistos grafitosos da Formação Xambioá.

Em termos estruturais, este subsetor é caracterizado pela presença de uma zona de cisalhamento transcorrente orientada na direção NW-SE, cuja foliação é inclinada em torno de 25 a 30° para NE (Anexo A). A lineação de estiramento associada tem mergulhos da ordem de 5 a 10° ou para NW, ou para SE (Figuras 21a e b), e os critérios cinemáticos, a exemplo da rotação da foliação adjacente a zona de cisalhamento, indicam movimentação sinistral.

O sub-setor 2 é mais amplo, tem área aproximada de 200Km² e é constituído por gnaisses e migmatitos, expostos no interior da estrutura de Xambioá, com pequenos corpos máficos e ultramáficos associados, além de quartzitos e xistos quartzo-feldspáticos e granatíferos do Grupo Estrondo.

Estruturalmente o subsetor envolve um conjunto de dobras orientado na direção WNW-ESE, destacando-se as estruturas de

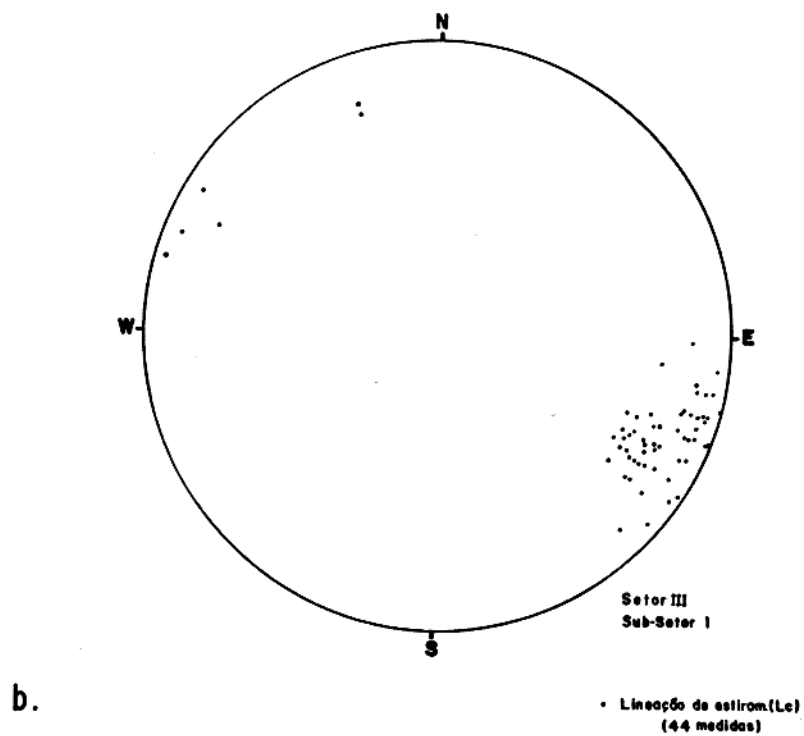
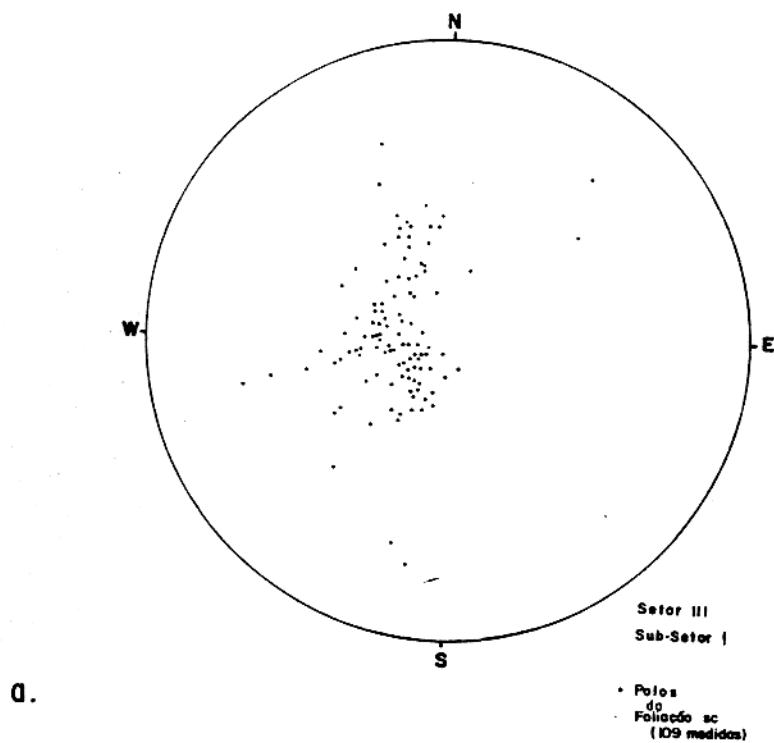


Figura 21 - Características dos elementos estruturais no subsetor 1 (setor III):
a) polos da foliação milonítica; b) postura da lineação de estiramento.



Figura 20 - Quartzitos dobrados da Formação Morro do Campo. Seção perpendicular ao eixo de dobras em bainha. Região central da Serra dos Martírios.



Figura 22 - Dobra aberta curvilinear com eixo E-W subhorizontal, em quartzitos da Formação Morro do Campo. Localidade de Chapada.

Xambioá, Chapada e Morro do Campo. Tais dobras compõem um sistema holomórfico quilométrico (Anexo A), cujas antiformas são realçadas por quartzitos e os núcleos das sinformas encerram xistos, e apresentam os planos axiais aproximadamente subverticais. As zonas de contato entre os pacotes de xistos e quartzitos são sistematicamente definidas por tipos petrográficos mais deformados, sugerindo forte movimentação interestratal, a exemplo do que ocorre em vários outros pontos dentro da área. Esse conjunto de dobras pode ser seguido em direção a parte nordeste deste subsetor, onde há dominância de quartzo micaxistos (Anexo A).

Em áreas menos deformadas deste subsetor, região da antiforma da Chapada, por exemplo, os quartzitos da Formação Morro do Campo apresentam-se localmente com dobras abertas, curvilineares, com os eixos sub-horizontais e orientados segundo as direções E-W ou NNW-ESE (Figura 22), portanto aproximadamente paralelos aos eixos das dobras maiores.

O registro da foliação milonítica neste subsetor ficou restrito praticamente à estrutura de Xambioá, onde apresenta mergulho baixo para os quatro quadrantes, com predominância para NW e SW, enquanto a lineação de estiramento tem a mesma configuração geométrica do subsetor 1, permanecendo assim com mergulhos da ordem de 10^0 , ora para SE, ora para NW (Figuras 23a e b).

O subsetor 3, com área aproximada de 400Km^2 , inclui um feixe de zonas de concentração de deformação transcorrentes estreitas, as quais compõem uma zona de cisalhamento direcional

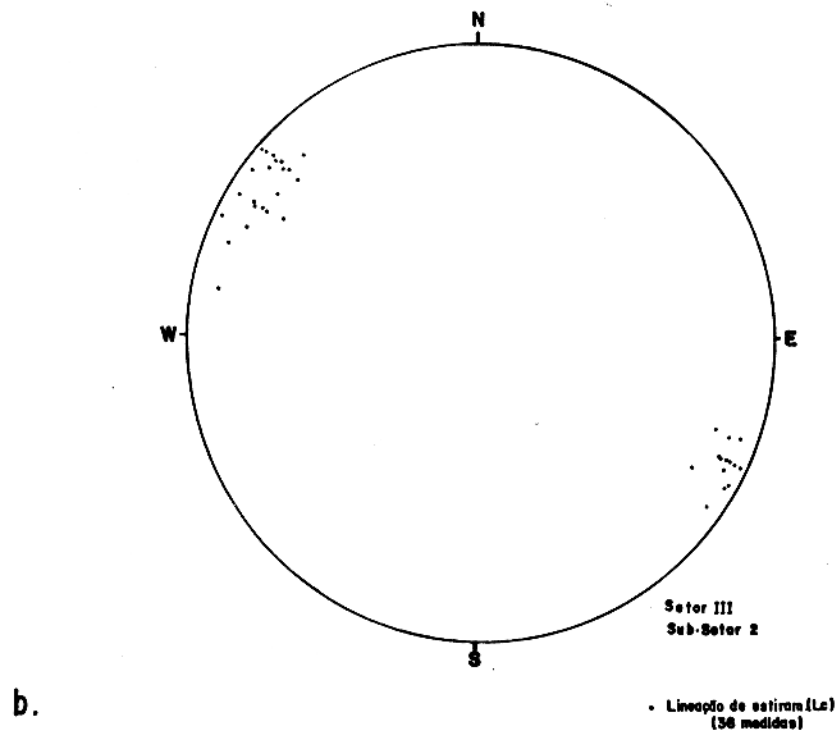
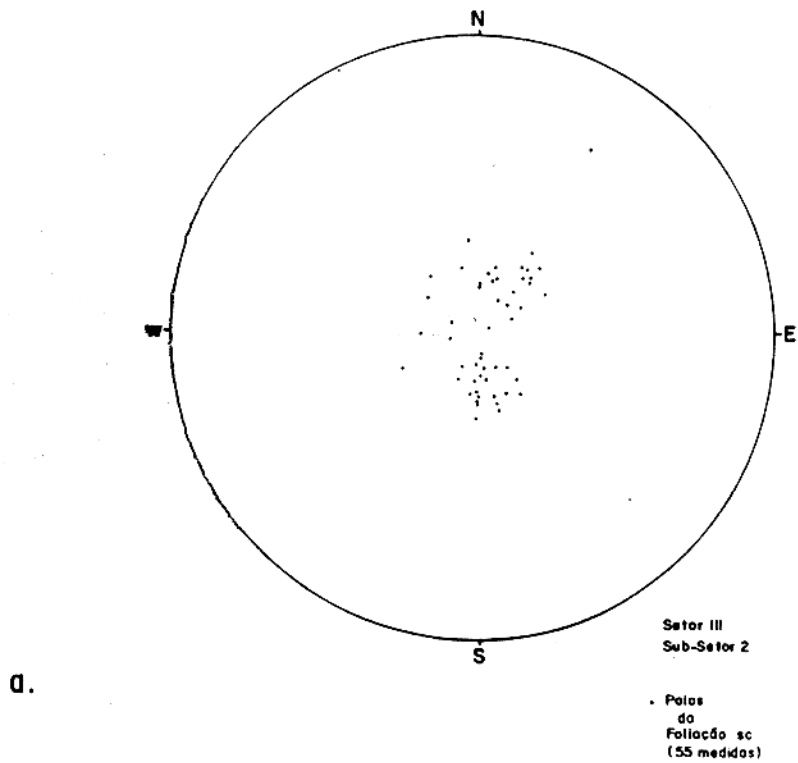


Figura 23 - Diagrama dos elementos estruturais na braquianticlinal de Xambioá:
a) polos da foliação milonítica; b) comportamento espacial da lineação de estiramento.

de orientação NW-SE, aqui denominada de "Zona de Cisalhamento do Vale do Xambica - ZCVX" (Anexo A). A geometria dessa zona é caracterizada por lentes e/ou faixas de xistos aluminosos, anfibolitos, quartzitos e gnaisses intensamente deformadas, com posturas subverticalizadas. As investigações de semi-detalhe permitiram a individualização de pelo menos 3 (três) faixas principais, separadas por frações de rochas menos deformadas, nas quais a foliação milonítica apresenta forte mergulho. A lineação de estiramento associada é sub-horizontal a horizontal (Figura 24b), e os critérios cinemáticos (item 4.7) indicam movimentação sinistral, mas há também indicações de rotação dextral deduzida a partir de pequenas dobras em Z e sigmoides de quartzo. Dobras intrafoliais são comuns ao longo de toda a zona direcional, sendo que algumas podem ser classificadas como dobras em bainha. Um bom exemplo de dobras em bainha impressa em quartzitos, ocorre no leito de uma estrada vicinal à rodovia Xambioá-Vanderlândia, aproximadamente à 2Km desta, no sentido SW e ao sul da Serra das Andorinhas.

O arranjo anastomótico revelado pelo traço da foliação, em grande parte da área coberta pelo conjunto de rochas do Supergrupo Baixo Araguaia, é bem proeminente, tanto a nível meso como a nível microscópico. Destaca-se também que o comportamento espacial da foliação é bem diversificado, como se pode deduzir do estereograma da Figura 24a.

A exemplo da "Nappe Andorinhas-Martírios", entende-se que o conjunto de dobras do sub-setor 2 está geometricamente relacionado a instalação de cavalgamentos dúcteis mais novos,

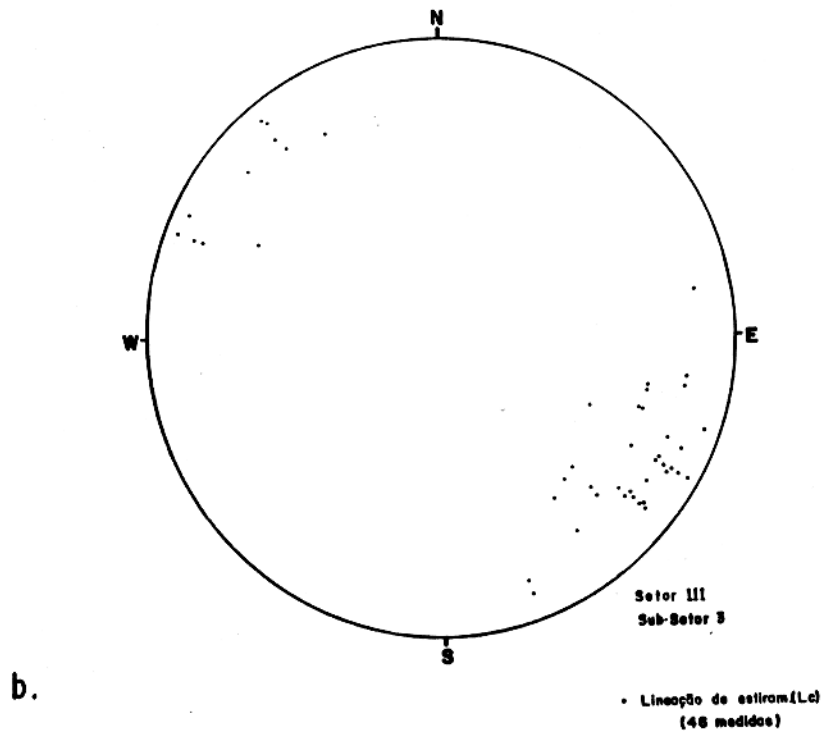
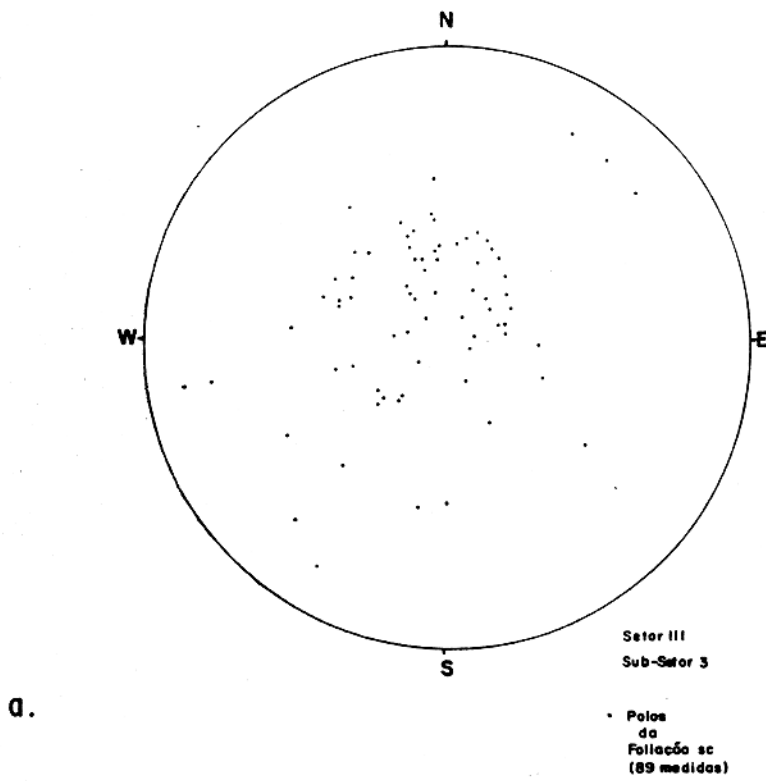


Figura 24 - Diagrama dos elementos estruturais para o subsetor 3 (setor III):

a) polos da foliação milonítica; b) lineação de estiramento.

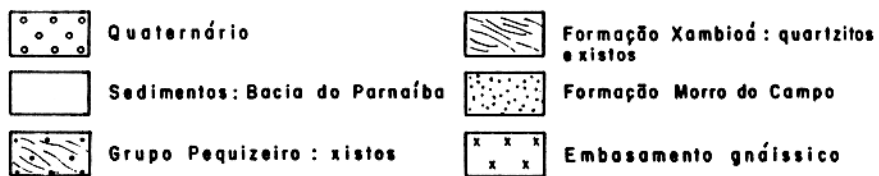
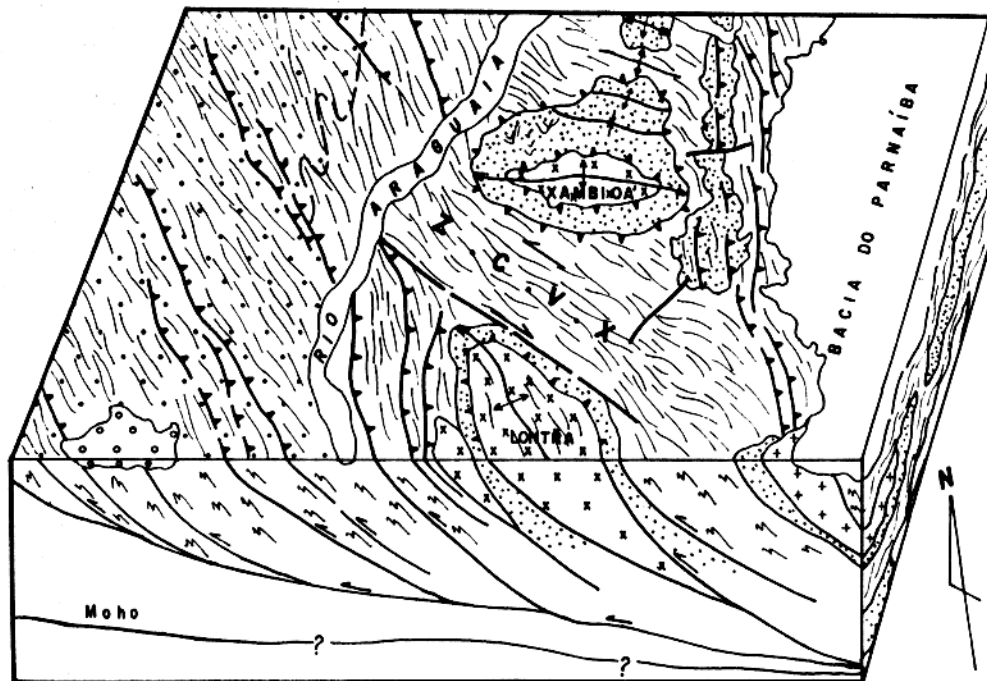


Figura 25 – Bloco diagrama mostrando arranjo lito-estrutural da região entre as estruturas dômicas do Lontra e Xambioá.

sendo que a rotação dos eixos para WNW-ESE se deve ao desenvolvimento das zonas transcorrentes, na progressão da deformação, dos subsetores 2 e 3 (Figura 25).

4.2.4. - Setor IV

O Setor IV compreende a região mais meridional da área onde as estruturas têm orientação submeridiana. Na parte leste, região do Ramal do Lontra, são frequentes as lentes e camadas irregulares de quartzitos, xistos e gnaisses, além de pequenos corpos máficos. Tais corpos, a exceção das intrusões máficas, relacionam-se através de um sistema imbricado de cavalgamentos dúcteis suavemente inclinados para E (Figura 26); a esses cavalgamentos se associam zonas transcorrentes NNW-SSE menos expressivas, bem como a zona de cavalgamento mais oriental, que materializa o contato entre o granitóide do Ramal do Lontra e os quartzitos do Grupo Estrondo.

A foliação tem direção NNW-SSE, mergulha suavemente para NNE ou NE, mas apresenta-se verticalizada no interior das zonas transcorrentes; a lineação associada, por outro lado, tem direção geral NW-SE, com caimentos em torno de 20° para SE (Figura 27), implicando assim, em movimentação predominantemente oblíqua. Na região central do setor, a foliação milonítica e as zonas principais de movimentação desenham ampla dobra realçada pelos pacotes de quartzitos, com exposição de gnaisses do Complexo Colméia em sua parte central. Associam-se-lhes alguns corpos ultramáficos orientados segundo o "trend" geral do cinturão.

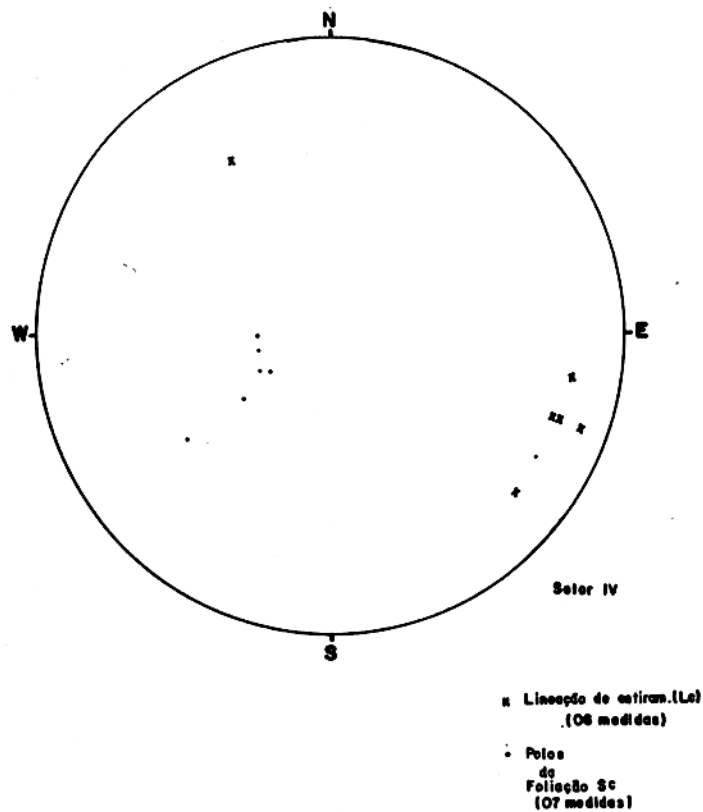


Figura 27 - Estereograma mostrando o comportamento espacial da foliação milonítica e da lineação de estiramento no setor IV.

Trata-se, portanto, da braquianticlinal do Lontra, com dimensão aproximada de 24Km de extensão por 12Km de largura, tendo seu eixo orientado segundo a direção NW-SE, com ligeira inflexão para NNW-SSE na parte central, mas no geral segue o padrão de orientação da foliação milonítica (Anexo A); nos extremos norte e sul, a dobra pode ser classificada como simétrica, mas na parte central seu flanco oeste é subvertical (Figura 26). O desenvolvimento dessa estrutura também é explicado a partir da propagação de uma segunda geração de cavalgamentos. Em direção ao extremo oeste do setor, repete-se o sistema imbricado de cavalgamento da parte leste, com expressivas frações de gnaisses em meio a xistos e quartzitos cavalgando quartzoclorita xistos do Grupo Pequizeiro. Pequenos corpos máficos também associam-se ao sistema imbricado.

Salienta-se que, no flanco oeste da grande estrutura do Lontra, no contato dos quartzitos com os gnaisses do embasamento, as camadas de quartzitos praticamente verticalizadas e a lineação de estiramento apresentando baixo caimento, além do registro de dobras apertadas, com eixos N-S, assemelhando-se a estruturas do tipo dobras em bainha, indicam que houve atuação de forte componente direcional.

4.2.5 - Setor V

O setor V apresenta uma topografia predominantemente arrasada, com poucas exposições de rochas. Nesse setor afloram principalmente clorita-quartzo xistos do Grupo Pequizeiro.

Situa-se na parte mais ocidental da área pesquisada, apresentando-se como uma estreita faixa N-S, de aproximadamente 15 a 20Km de largura por cerca de 90Km de extensão (Anexo A). Na parte norte do setor, existem registros de duas pequenas faixas alongadas na direção NNW-SSE e constituídas por sedimentos das unidades basais da Bacia do Parnaíba; na parte sul, ocorrem sedimentos cenozóicos, provavelmente relacionada a bacia hidrográfica do rio Araguaia.

Neste setor a foliação milonítica orienta-se na direção N-S e desenha arranjos sigmoidais que sugerem movimentação sinistral. Os poucos registros de campo sobre os elementos estruturais, tais como atitudes da foliação e lineação, indicam a existência de um arcabouço estrutural compatível com os de outros segmentos da área, no qual a imbricação dos pacotes rochosos, produzida pelos cavalgamentos dúcteis, é dominante. Nesse quadro, a foliação apresenta mergulho suave para ENE, enquanto a lineação de estiramento é oblíqua ao traço da foliação, com caimento de cerca de 10^0 para SE ou ESE. O limite mais oriental do setor é caracterizado por expressivos cavalgamentos dúcteis que atingem toda a extensão N-S da área mapeada, marcando a passagem do Grupo Estrondo para o Grupo Pequizeiro (Anexo A).

4.2.6 - Integração

O complexo quadro estrutural a nível regional é entendido através do desenvolvimento de sistema imbricado de cavalgamentos dúcteis oblíquos, os quais interagem com zonas de cisalhamento transcorrentes NW-SE, interpretadas como rampas laterais, e com

uma segunda geração de cavalgamentos dúcteis na progressão da deformação (Anexo A e Figura 11).

O sistema imbricado, cujas zonas principais de movimentação marcam a transição entre os principais conjuntos rochosos, encontra-se bem representado nos setores IV e V e no extremo leste dos setores I, II e III (Figura 11). A imbricação é caracterizada, de forma global, por fatias de rochas de natureza distintas, dificultando assim o discernimento do quadro estratigráfico.

A deformação do sistema imbricado, materializada por dobras holomórficas de dimensões variadas, pode ser investigada principalmente no setor II e nas partes centrais dos setores III e IV; tais dobras são interpretadas como feições ligados a propagação de uma segunda geração de cavalgamentos dúcteis, os quais se projetaram sobretudo no embasamento gnáissico.

Partes dos setores I e III correspondem a rampas laterais (ZCIM e ZCVX), que impuseram rotação importante nas estruturas dos setores II e III (Anexo A).

O desenvolvimento cronológico das estruturas dos vários setores é discutido no capítulo sobre tectônica.

4.3 - ESTRUTURAS MESOSCÓPICAS.

Os elementos estruturais planares, originados durante a deformação progressiva do Cinturão Araguaia, são em geral penetrativos e representados pela foliação milonítica, bandamento gnáissico, bandamento composicional ou foliação de transposição,

xistosidade e clivagem de crenulação, além do acamamento preservado localmente nos pacotes de quartzitos. As dobras são de estilos diversos, destacando-se as seguintes: intrafoliais, ptigmáticas, de cisalhamento e crenulações. Tais estruturas, juntamente com as bandas de cisalhamento, enfeixam os diversos tipos de estruturas investigadas, a nível mesoscópico, dentro da área.

As lineações são representadas por minerais orientados e estirados, eixos de dobras, interseções de foliações, além de "boudins" de quartzo e "mullions".

Estes elementos planares e lineares serão abordados a seguir. Os sistemas de juntas e falhas, os quais aparecem com frequência, são também descritos. A Figura 28 é o mapa simplificado de elementos estruturais da área pesquisada.

4.3.1 - Foliações

Foliação é um termo geral que se refere a qualquer "trama" planar ou aleitamento ("layering") da rocha, sem que a rocha perca sua coesão ao longo dos planos durante a sua formação (MARSHAK & MITRA, 1988), podendo ser decorrente de processos deposicionais, então chamada de acamamento ("bedding"), ou de processos metamórficos e deformacionais (Williams apud MARSHAK & MITRA, 1988). HOBBS et al. (1976) usam o termo foliação com este sentido, mas outros autores preferem usá-lo para descrever as superfícies produzidas por deformação e metamorfismo. Para YARDLEY (1990), foliação é um termo não genético que descreve uma superfície planar com trama penetrativa, podendo ser de

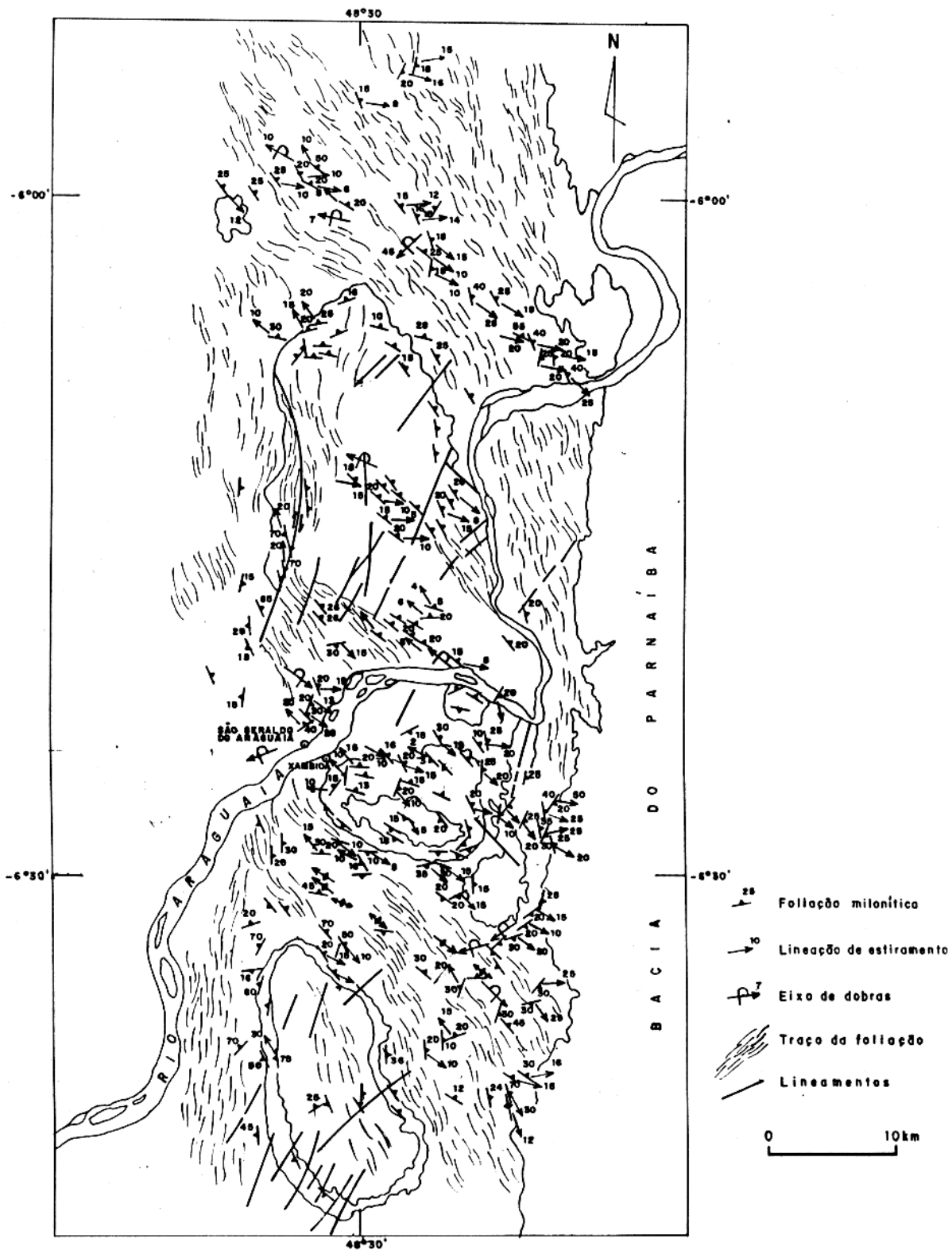


Figura 28 - Mapa de elementos estruturais, com as atitudes principais das foliações, lineações de estiramento e eixos de dobras.

origem primária ou metamórfica. Por outro lado, a foliação tectônica pode resultar do alinhamento de grãos ou da segregação composicional, normalmente dentro de camadas (bandas) félsicas ricas em quartzo e feldspato e camadas melanocráticas dominadas por micas e anfibólios.

Neste trabalho, o termo foliação deve ser entendido como qualquer superfície planar observada a nível macro, meso e/ou microscópico, no sentido de McCLAY (1989), ou seja, é usualmente a superfície produzida por deformação e recristalização de minerais resultando assim uma orientação preferencial dos mesmos. Neste caso, estão incluídas a foliação milonítica, xistosidade, clivagem de crenulação, aleitamento tectônico, bandamento composicional ou de transposição e o bandamento gnáissico.

4.3.1.1- Foliação milonítica (Sc)

Segundo McCLAY (1989) é uma foliação penetrativa desenvolvida em zonas de alto "strain", sendo caracterizada por uma redução do tamanho dos grãos por recristalização dinâmica.

Muitas das feições estruturais observadas em escalas meso e microscópica podem também ser descritas a nível de mapa regional, é o caso da foliação milonítica (Sc), a principal feição planar do Cinturão Araguaia, como já referido anteriormente (Figura 29). Sua origem está relacionada a forte deformação dos conjuntos rochosos dentro das zonas de cisalhamento dúcteis. Para HASUI & COSTA (1990), essa foliação pode ser descrita como um bandamento composicional,

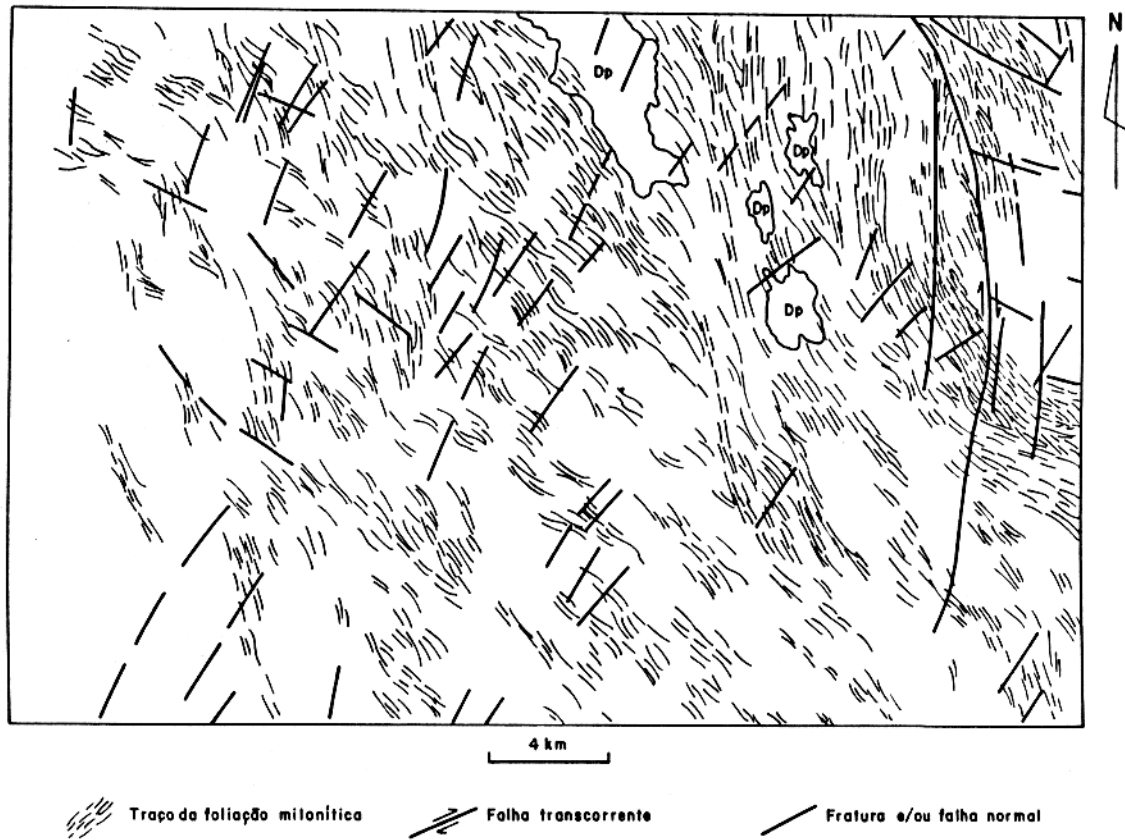


Figura 29 - Padrão anastomótico regional da foliação milonítica, impresso em xistos do Supergrupo Baixo Araguaia. O canto superior direito é ocupado por rochas quartzíticas da mesma unidade. Região centro-oeste da área pesquisada.

laminação, ou xistosidade, em geral paralelizadas e cujos arranjos dependem da natureza das rochas e da variação na intensidade da deformação, ficando subentendido, no entanto, que a foliação milonítica é o elemento planar mais importante dentro do cinturão.

Nas imagens de radar e satélite o traço da foliação milonítica é muito bem ressaltado (Anexo A). É uma feição penetrativa de aspecto anastomótico, e desenvolve-se segundo os eixos X e Y do elipsóide de deformação finita (BELL, 1981; BERTHÉ et al. 1979; RAMSAY & HUBER, 1988).

Na escala de afloramento a foliação corresponde a uma superfície de baixo ângulo, com mergulhos em geral da ordem de 20-25° NE, mas que em função do comportamento anastomótico e da geometria das dobras que a afetam, apresenta variações para outras direções. Em alguns locais a atitude da foliação pode também apresentar valores anômalos em função da forte rotação sofrida pelos corpos rochosos nas zonas de cisalhamento dúcteis, principalmente aquelas associadas às áreas afetadas por movimentos direcionais mais acentuados (Figura 25).

Essa complexa geometria apresentada pela foliação milonítica é refletida principalmente pelos xistos da Formação Xambioá. Nos quartzitos da Formação Morro do Campo, a foliação apresenta um comportamento mais uniforme, refletindo, às vezes, áreas aparentemente menos deformadas em função da maior competência desse tipo de rocha.

Em lâmina delgada a foliação dispõe-se paralela ou aproximadamente paralela ao bandamento composicional da rocha,

sendo mais característica nos xistos da Formação Xambioá, onde a alternância de níveis félsicos e máficos reflete muito bem essa feição planar. Geralmente esse bandamento ("compositional layering or banding" - BARKER, 1990) é caracterizado pela orientação de agregados quartzo-feldspáticos que se intercalam a níveis ricos em minerais ferromagnesianos, tais como biotita, titanita, epidoto e apatita, além de muscovita. Nas frações mais pelíticas ricas em porfiroblastos de granada, e raros cristais de estauroлита e/ou cianita, a foliação é proeminentemente marcada por feixes de biotita que envolvem esses blastos, juntamente com as frações quartzo-feldspáticas. Assim, podem existir sombras de pressão assimétricas na terminação dos cristais maiores, bem como arranjos de frações micáceas contornando outras de composição quartzo-feldspática, resultando deste modo uma expressiva lenticularização da rocha ou até mesmo feições muito irregulares (Figuras 30 e 31).

Estruturas do tipo S-C (BERTHÉ et al., 1979; LISTER & SNOKE, 1984) são observadas nos quartzitos da Formação Morro do Campo e nos xistos da Formação Xambioá, a nível meso e microscópico, podendo ser identificadas também a nível de seção delgada nos gnaisses do embasamento (Figuras 63 e 65).

Outras feições expressivas associadas à foliação milonítica da área, são: bandas de cisalhamento ("shear bands"- SIMPSON, 1986); agregados policristalinos de quartzo com arranjos sigmoidais; extinção ondulante e bandas de deformação exibidas principalmente pelos cristais de quartzo; "kink bands"; cristais de mica pisciforme ("mica fish"- SIMPSON, 1986); e raramente esteiras de subgrãos.

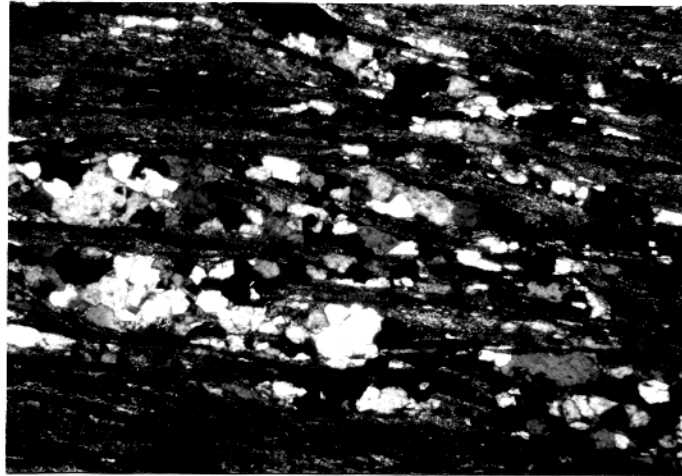


Figura 30 - Microbandas de biotita envolvendo agregados quartzo-feldspáticos, resultando em feições anastomosadas que aparentam rotações anti-horárias. Xistos da Formação Xambioá, margem esquerda do Rio Araguaia, em frente a Ilha do Campo. Seção delgada paralela a lineação de estiramento (Lc) e perpendicular a foliação. LPC, 11x.

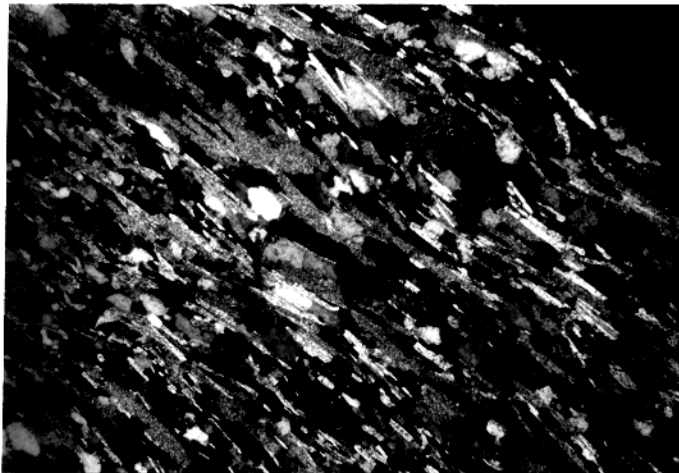


Figura 31 - Microfeições anastomóticas em xistos com textura granolepidoblástica da Formação Xambioá. Canto superior direito mostra cristal de clorita com sombra de pressão assimétrica, indicando rotação anti-horária. Adjacência de São Geraldo do Araguaia. Seção XZ. LPC, 11x.

Onde o processo de recristalização dinâmica é bastante acentuado nos xistos e gnaisses, a foliação é mascarada pelo crescimento aleatório de agregados quartzo-feldspático (Figura 32).

Nos quartzitos a foliação milonítica é definida pela forte orientação preferencial de grãos de quartzo alongados, ou agregados destes envolvidos por lamelas de muscovita, resultando assim em feições fortemente amendoadas observadas no plano XZ do elipsóide de deformação.

Nos xistos feldspáticos, agregados quartzo-feldspáticos e cristais de plagioclásio, juntamente com a biotita e/ou muscovita, produzem do mesmo modo feições anastomóticas. A geometria anastomótica da foliação, neste caso, poderia estar associada a variação local na intensidade da deformação. (BELL, 1981).

Os polos da foliação milonítica nos estereogramas da Figura 34 apresentam uma visão do comportamento espacial desse importante elemento planar nos diversos setores da área pesquisada.

4.3.1.2- Xistosidade (S_1)

Segundo McCLAY (1989), xistosidade é uma foliação penetrativa ou não, onde são bem visíveis os minerais filossilicáticos e uma segregação mineral.

Neste trabalho, a xistosidade é entendida como uma superfície planar penetrativa identificada principalmente nos quartzo-micaxistos da Formação Xambioá, onde é bem marcada pela

orientação preferencial de minerais placosos como a biotita e a muscovita, podendo ser mais facilmente reconhecida nas frações menos deformadas. No entanto, essa superfície, muitas vezes, pode ser confundida com outras anisotropias impressas na rocha, e no presente caso, é quase sempre obliterada pela superfície milonítica.

Na progressão da deformação, já no interior das zonas de cisalhamento, há o desenvolvimento de feições S-C (BERTHÉ et al., 1979), gerando assim as frações miloníticas. Neste caso a superfície S, em geral ressaltada por minerais micáceos, ainda pode ser considerada também como um plano de xistosidade da rocha, a qual passa então a um xisto milonítico, o termo predominante dentro da Formação Xambioá e do Grupo Pequizeiro. Nesta situação a xistosidade (S) em geral dispõe-se com ângulo aproximado entre 15° - 30° em relação a superfície C, mas as duas superfícies podem estar aproximadamente paralelizadas nas zonas de maior concentração de deformação, observadas, por exemplo, nos pacotes de quartzitos, classificados também como tectonitos LS.

Níveis pelíticos, intercalados nos quartzitos da Formação Morro do Campo, mostram também uma proeminente anisotropia ressaltada por minerais placosos (muscovita e/ou biotita).

Pode-se ver também uma xistosidade bem pronunciada nos xistos granatíferos. Nesses os porfiroblastos de granada são em geral envolvidos por feixes de minerais micáceos e níveis quartzo-feldspáticos que ressaltam sobremaneira essa estrutura planar, podendo então ser confundida com a foliação milonítica.

Deste modo, a xistosidade, presumivelmente está mais

ligada ao metamorfismo do que a deformação, visto que a transformação mineral, originando e proporcionando crescimento dos minerais placosos é que dá essa característica xistosa à rocha (PARK, 1989), enquanto que a foliação milonítica tem no incremento da deformação, no interior das zonas de cisalhamento dúctil, o mais forte parâmetro relacionado a sua origem (BARKER, 1990; YARDLEY, 1990).

4.3.1.3 - Clivagem de Crenulação (S_2)

Uma intensa clivagem de crenulação é observada, em vários locais, nas rochas do Supergrupo Baixo Araguaia, principalmente nos pacotes mais pelíticos. Essa clivagem (S_2) superpõe-se a foliação milonítica e é definida pela concentração de minerais placosos paralelos as superfícies axiais de dobras milimétricas a centimétricas. Mostra orientação preferencial de direção NNW-SSE com mergulhos em torno de 60° para WSW nos níveis pelíticos que se intercalam nos quartzitos que sustentam a Serra dos Martírios (Figura 33). Em rochas quartzíticas, essa foliação manifesta-se como uma clivagem de fratura. Nos xistos da Formação Xambioá, nas proximidades de São Geraldo, a atitude da clivagem pode variar, mergulhando ora para SE, ora para SW.

ABREU & HASUI (1978) constataram que os mergulhos sub-verticais da clivagem são dominantes dentro do cinturão e que se tratam de estruturas desenvolvidas antes das dobras flexurais. HASUI & COSTA (1990) no entanto, interpretam que a clivagem de crenulação pode estar geneticamente relacionada ao dobramento regional da foliação milonítica, provavelmente decorrente da

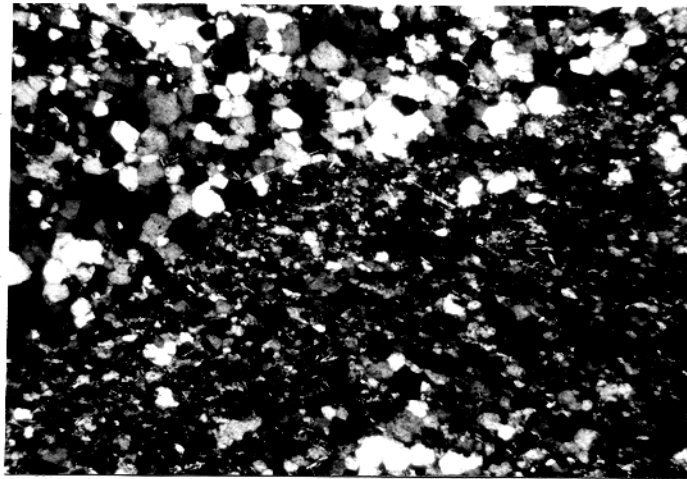


Figura 32 - Recristalização dinâmica do quartzo mascara microbandamento composicional, ressaltando, no entanto, limites de grãos de qz. retos ou suturados e feições do tipo junções tríplicas. Incipiente orientação dos grãos de qz. e palhetas de muscovita mostram duas direções aproximadamente perpendiculares. Xisto da Formação Xambioá ao norte da Serra dos Martírios. Seção XZ. LPC, 11x.



Figura 33 - Clivagem de crenulação em metapelitos da Formação Morro do Campo. Flanco NE da Serra dos Martírios.

















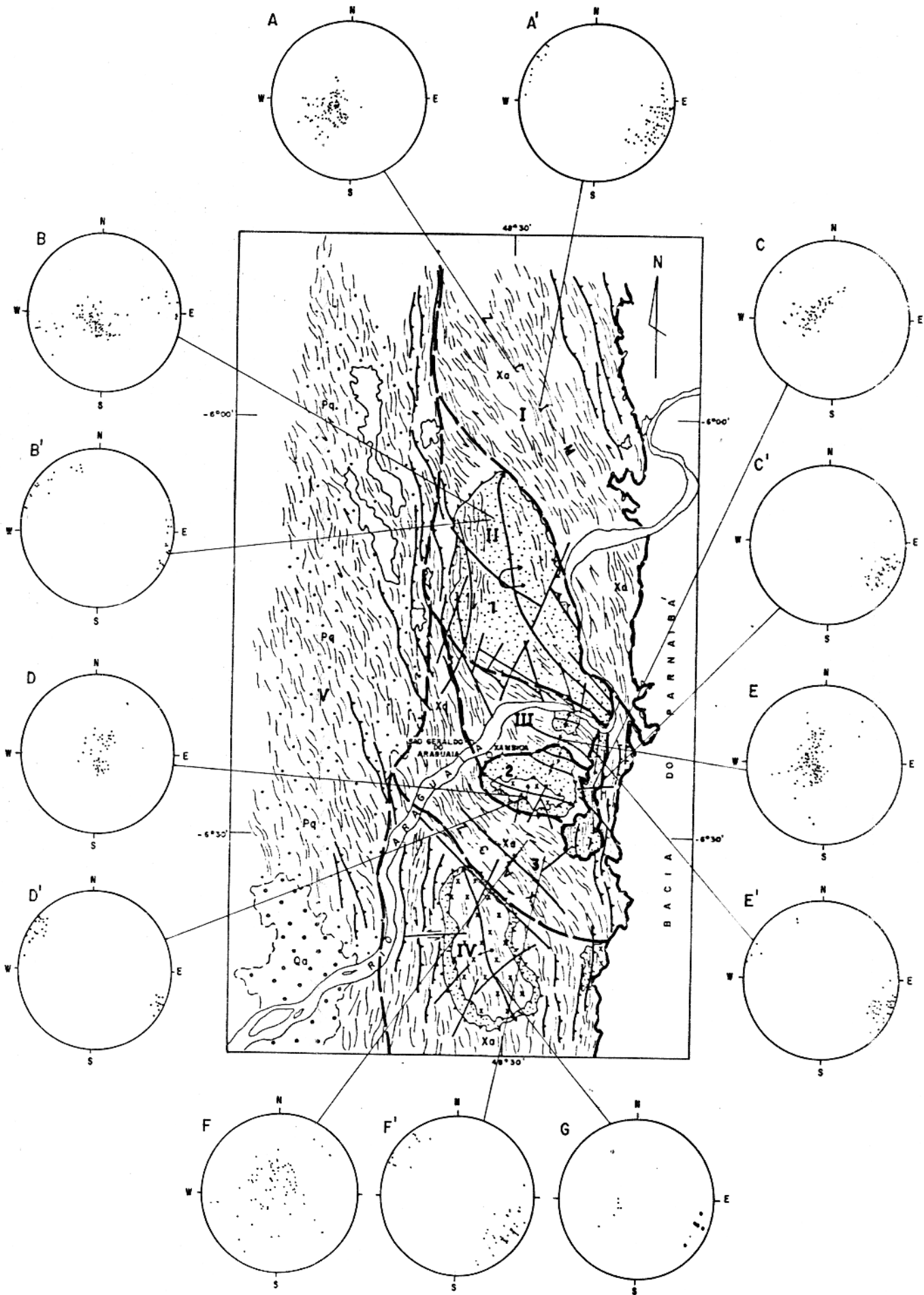
	Depósitos Cenozóicos	A - Polos da foliação milonítica (94 medidas)
	Rochas Sedimentares da Bacia do Parnaíba	A' - Lineação de estiramento (86 medidas)
	Grupo Pequizeiro - (Pq)	B - Polos da foliação milonítica (127 medidas)
	Formação Xambodá - (Xa)	B' - Lineação de estiramento (34 medidas)
	Formação Morro do Campo	C - Polos da foliação milonítica (55 medidas)
	Gnaisses e migmatitos	C' - Lineação de estiramento (51 medidas)
	Cavalgamento	D - Polos da foliação milonítica (55 medidas)
	Zona de movimentação direcional	D' - Lineação de estiramento (36 medidas)
	Traço da foliação milonítica	E - Polos da foliação milonítica (109 medidas)
	Dobra recumbente com caimento.	E' - Lineação de estiramento (44 medidas)
	Antiforma com duplo caimento	F - Polos da foliação milonítica (89 medidas)
	Sinforma	F' - Lineação de estiramento (46 medidas)
	Falha transcorrente	G - (·) Polos da foliação milonítica (07 medidas) (-) Lineação de estiramento (06 medidas)
	Fratura e/ou falha normal	II - Setor
	Contato litológico inferido	2 - Sub-setor
	Limite entre setores	

Figura 34 - Representação em diagrama de igual área, no hemisfério inferior, dos elementos planares e lineares dos diversos setores.



propagação de um segundo conjunto de zonas de cisalhamento com caráter de cavalgamento oblíquo.

Em função da complexidade do arranjo geométrico produzido pela deformação progressiva heterogênea, admite-se a possibilidade de ter sido desenvolvida mais de uma geração de clivagem de crenulação dentro do cinturão. O alçamento de lascas do embasamento, o deslocamento de grandes massas rochosas que deram origem as estruturas do tipo "nappes" e o desenvolvimento de zonas de cisalhamento transcorrentes, entendidas como rampas laterais, podem ter controlado os diversos estágios de formação de clivagens.

Na escala de seção delgada é frequente a presença da clivagem de crenulação, sobretudo quando níveis pelíticos estão isolados em meio a faixas de minerais mais resistentes. Em xistos com porfiroblastos de estauroлита, na região entre as estruturas do Lontra e Xambioá, essa superfície planar pode ser facilmente observada (Figura 35).

A clivagem de crenulação pode ser gerada simplesmente em consequência do microdobramento, sem haver redistribuição de minerais durante a deformação, mas pode também resultar de processos de dissolução por pressão ("pressure solution") de uma trama mineral sem relações com dobramento da camada (PRICE & COSGROVE, 1990). Entretanto, esses autores afirmam que: " em geral, a formação da clivagem de crenulação envolve tanto o desenvolvimento de microdobras, quanto a redistribuição mineral através da dissolução por pressão, migração mineral e redeposição, resultando assim no fenômeno de diferenciação

metamórfica".

4.3.1.4 - Aleitamento ou Acamadamento Tectônico

Esta estrutura planar, que é caracterizada pela disposição paralela de camadas rochosas distintas com terminações em cunhas ou sob a forma de lentes dentro de zonas de cisalhamento (HASUI & COSTA, 1988), tem pouca expressão dentro da área, apesar do condicionamento favorável para seu desenvolvimento. O contraste litológico pouco pronunciado, a não continuidade dos afloramentos no contexto da Formação Xambioá, que se constitui na unidade de maior expressão, e a expressiva cobertura de solo, podem ter contribuído para mascarar em parte esse arranjo estrutural.

O acamadamento está bem representado a leste da vila de Chapada, ao longo da estrada que cruza a Serra das Andorinhas. Nesse local existe uma alternância de corpos de rochas quartzíticas e pelíticas da Formação Morro do Campo, xistos granatíferos e quartzo-clorita xistos da Formação Xambioá, e de gnaisses do embasamento (Figura 16). As lascas de gnaisses, pouco profusas, são subconcordantes ao arranjo estrutural principal. A nível mesoscópico, observa-se uma foliação de transposição generalizada dentro das camadas de xistos e quartzitos.

Nas proximidades da cidade de São Geraldo, em direção a Serra dos Martírios, o aleitamento tectônico é caracterizado por camadas de xistos feldspáticos, corpos anfibolíticos e veios de quartzo ou quartzo-feldspáticos, dispostos em "estratos" concordantes de espessuras decimétricas a métricas. Internamente, a exemplo do caso anterior, os estratos exibem quase sempre uma

forte transposição das superfícies planares.

4.3.1.5 - Bandamento Composicional

O bandamento composicional é visto principalmente nos xistos e gnaisses. Nos dois casos são descritos tanto a nível mesoscópico, como em seções delgadas. Caracterizam-se pela alternância de bandas félsicas e máficas, a nível mesoscópico, nos gnaisses, mas a nível microscópico acha-se bem desenvolvido nos dois tipos de rochas. As bandas félsicas correspondem a níveis quartzo-feldspáticos recristalizados e as bandas máficas, em geral, são formadas por biotita e opacos nos xistos; e biotita, anfibólio e opacos, nos gnaisses. O bandamento composicional pode estar intimamente ligado a forte transposição sofrida pelas frações rochosas, e seu comportamento espacial dentro da área, em geral, é concordante a subconcordante com a foliação milonítica.

4.3.2 - Dobras

As dobras exibem estilos variados, são desenhadas por xistos e quartzitos, e têm dimensões que variam de centimétricas a quilométricas, destacando-se, no último caso, as braquianticlinais do Lontra e Xambioá e a "Nappe" Andorinhas-Martírios, já abordadas no capítulo anterior. As dobras milimétricas a centimétricas são classificadas como crenulações, intrafoliais e ptigmáticas, e, em geral, são desenhadas pela

foliação milonítica e por mobilizados de quartzo em forma de pequenos veios. Dobras similares variam de decimétricas a métricas.

As direções dos eixos e dos planos axiais podem ser variadas em algumas áreas de ocorrência de xistos da Formação Xambioá, como nas proximidades da cidade de São Geraldo (Figura 36). Tais dobras devem estar intimamente associadas à propagação dos cavalgamentos dúcteis, os quais compõem o arcabouço do Cinturão Araguaia.

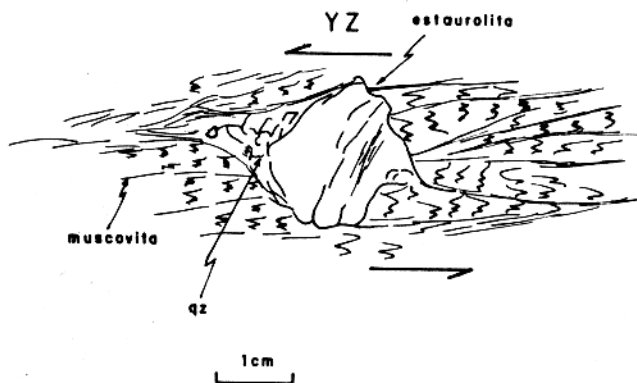
RATTEY & SANDERSON (1982) dizem que a dobra é uma resposta comum à deformação dentro de "nappes" e lascas de empurrão e em consequência uma ampla variedade de atitudes pode existir.

Dobras em "olho" ou em bainha ("sheath fold") ocorrem junto às exposições de xistos e quartzitos do Supergrupo Baixo Araguaia (Figuras 47 e 48).

4.3.2.1 - Dobras de Crenulação

As dobras de crenulação encontram-se desenvolvidas principalmente nos xistos da Formação Xambioá e do Grupo Pequizeiro (Figura 37), e nos níveis pelíticos da Formação Morro do Campo. São de dimensões milimétricas a centimétricas, sendo também observadas a nível microscópico. Desenvolvem-se possivelmente a partir da flambagem da foliação (PRICE & COSGROVE, 1990) que, no presente caso, afetou a superfície milonítica e produziu microdobras. Seus traços axiais no plano XY do elipsóide de deformação, produzem uma lineação de crenulação (Lb_2) que é subparalela a lineação de estiramento

a.



b.

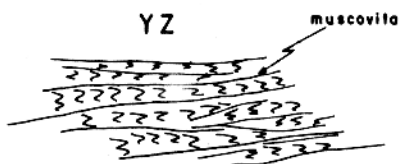


Figura 35 - Microestruturas. a) cristal de estauroлита com sombra de pressão assimétrica, mostrando visível rotação sinistral; b) clivagem de crenulação em xistos pelíticos. Observação no plano XZ.

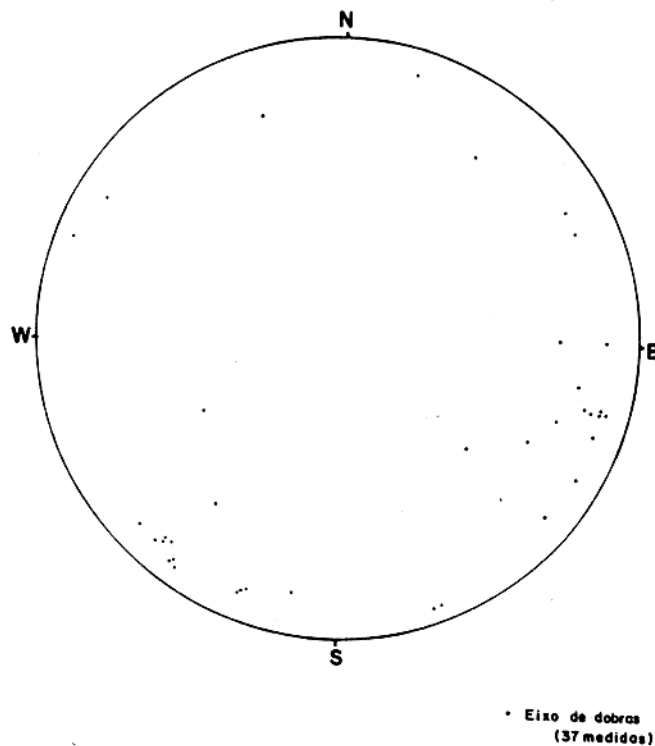


Figura 36 - Diagrama dos eixos de dobras da foliação milonítica. Grupo Estrondo. Região de Xambioá - São Geraldo do Araguaia.

(Lc), que será descrita adiante.

Os xistos da Formação Xambioá, vistos em seção delgada no plano YZ do elipsóide de deformação, mostram fortemente os efeitos dessa crenulação. Observam-se microdobras da foliação milonítica e uma feição planar proeminente provocada pela "transposição" (Figura 35b).

4.3.2.2 - Dobras Intrafoliais

As dobras intrafoliais foram descritas principalmente nos xistos da Formação Xambioá e em menor proporção nos xistos do Grupo Pequizeiro. Podem ser observadas também dentro dos quartzitos da Formação Morro do Campo, bem como nos gnaisses do embasamento.

Tratam-se de dobras isoclinais, centimétricas a decimétricas, em geral de ápices espessados e flancos rompidos ou não. Seus planos axiais são paralelos ou subparalelos a foliação milonítica e os eixos em geral têm a direção NE-SW, quando preservadas em níveis de quartzitos que sustentam a Serra dos Martírios. Quando estão presentes na sequência de xistos, seus eixos têm direções variadas provavelmente em função da maior plasticidade do material durante a deformação. Em algumas situações são assimétricas, implicando assim em cisalhamento rotacional (BERTHÉ et al. 1979; HANNER, 1984).

No geral, essas dobras são desenhadas por camadas mais competentes, a exemplo de mobilizados quartzo-feldspáticos ou quartzosos, que se intercalam em material menos competente

(Figura 38).

O exame microscópico de xistos indica que essas dobras são formadas por delgadas bandas de composição micácea, juntamente com outras de agregados quartzo-feldspáticos.

4.3.2.3 - Dobras Ptigmáticas

Em geral as dobras ptigmáticas são marcadas por veios de quartzo e/ou quartzo-feldspáticos que cortam a estruturação geral das rochas do Supergrupo Baixo Araguaia e do embasamento, variam de centimétricas a decimétricas e têm orientações variadas.

No plano YZ esses veios podem aparecer como dobras ptigmáticas, enquanto que no plano XY podem ter formas em "pinch-and-swell" (PRICE & COSGROVE, 1990) (Figura 39).

4.3.2.4 - Dobras Similares ou de Cisalhamento

As dobras similares, também conhecidas como dobras de cisalhamento ("shear folding"), estão associadas as zonas decisalhamento transcorrentes orientadas na direção NW-SE. Esse tipo de dobra foi explicado inicialmente por RAMSAY (1967), através da deformação cisalhante. Na área presentemente estudada ocorrem em geral nos xistos miloníticos e quartzitos do Grupo Estrondo, nas proximidades de São Geraldo do Araguaia, mas há registro também nos xistos do Grupo Pequizeiro. De um modo geral são dobras decimétricas a métricas, quase sempre exibindo fraca assimetria, com os planos axiais subverticais e orientados



Figura 37 - Dobras de crenulação e "kinks" em xistos miloníticos da Formação Xambioá. São Geraldo do Araguaia.



Figura 38 - Dobra intrafolial em xistos da Formação Xambioá. Dobra parasita em "Z" ocorre no limbo inferior da maior estrutura. Proximidades de São Geraldo do Araguaia.

aproximadamente na direção N-S, podendo mergulhar ora para E, ora para W. Em alguns pontos, seus planos axiais podem ter mergulhos mais fracos para SW, quando orientados na direção NW-SE, acentuando-se assim sua assimetria. Comumente pode ser observado um considerável espessamento das charneiras e adelgaçamento dos flancos nestes tipos de dobras. Portanto, os estilos são variáveis, mas podem ser classificadas entre os tipos 1C e 2 de RAMSAY (1967) (Figuras 40, 41 e 42).

Uma clivagem plano axial bem proeminente pode ser observada em algumas situações dentro da área (Figura 43). É oportuno salientar ainda que os eixos dessas dobras podem estar aproximadamente paralelos à lineação de estiramento, assim, em alguns afloramentos, foram usados também para caracterizar a direção de X. Há registros ainda de dobras tipicamente desarmônicas e não cilíndricas, associados aos xistos da Formação Xambioá, nas proximidades de São Geraldo do Araguaia (Figura 44). Dobras em caixa podem ocorrer raramente nos xistos da Formação Xambioá (Figura 45).

Nas adjacências das zonas de maior concentração de deformação, os flancos das dobras de cisalhamento podem estar intensamente estirados e budinados, com posterior encurtamento (Figura 46), e suas charneiras podem ter sido rotacionadas e encurvadas, ganhando a direção de maior estiramento (X), e, nesse caso, lembram dobras em bainha (COBBOLD & QUINQUIS, 1980). Em seções perpendiculares ao eixo de maior estiramento essas estruturas aparecem como dobras em "olho", sendo observadas com mais frequência no interior das Serras dos Martírios e das



Figura 39 - Comportamento de dobra ptigmática em relação aos metamorfitos do Supergrupo Baixo Araguaia.

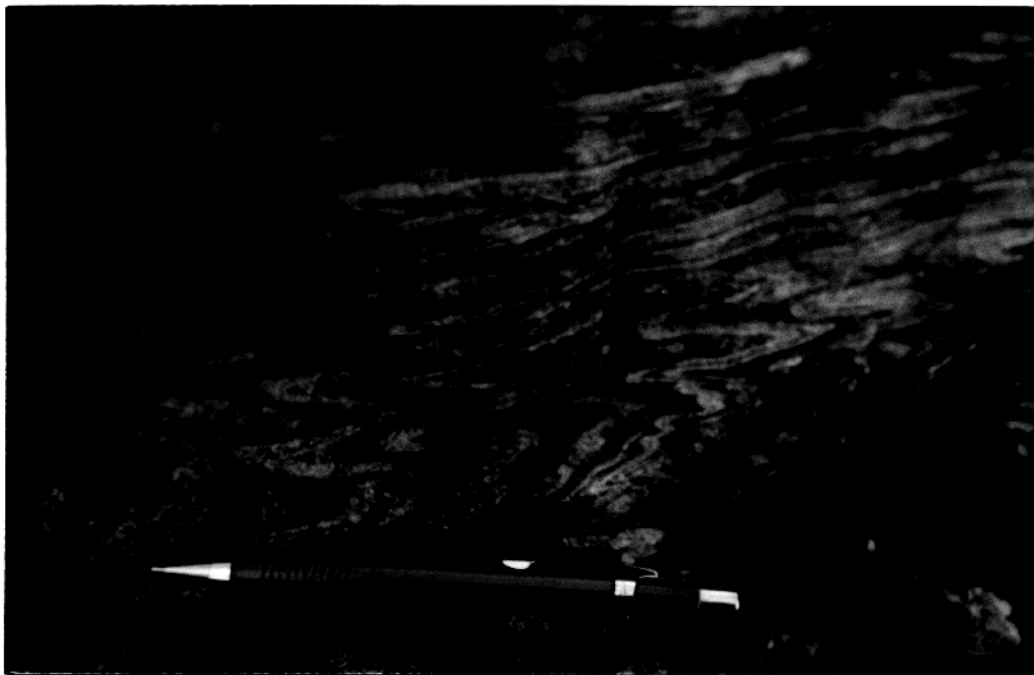


Figura 40 - Dobras de cisalhamento com ápices espessados, em xistos miloníticos do Grupo Estrondo. Proximidades de São Geraldo do Araguaia (setor III - subsetor 1).



Figura 41 - Dobras similares do subsetor 1 (setor III), em xistos miloníticos do Grupo Estrondo com banda de cisalhamento ressaltando movimentação dextral localizada.

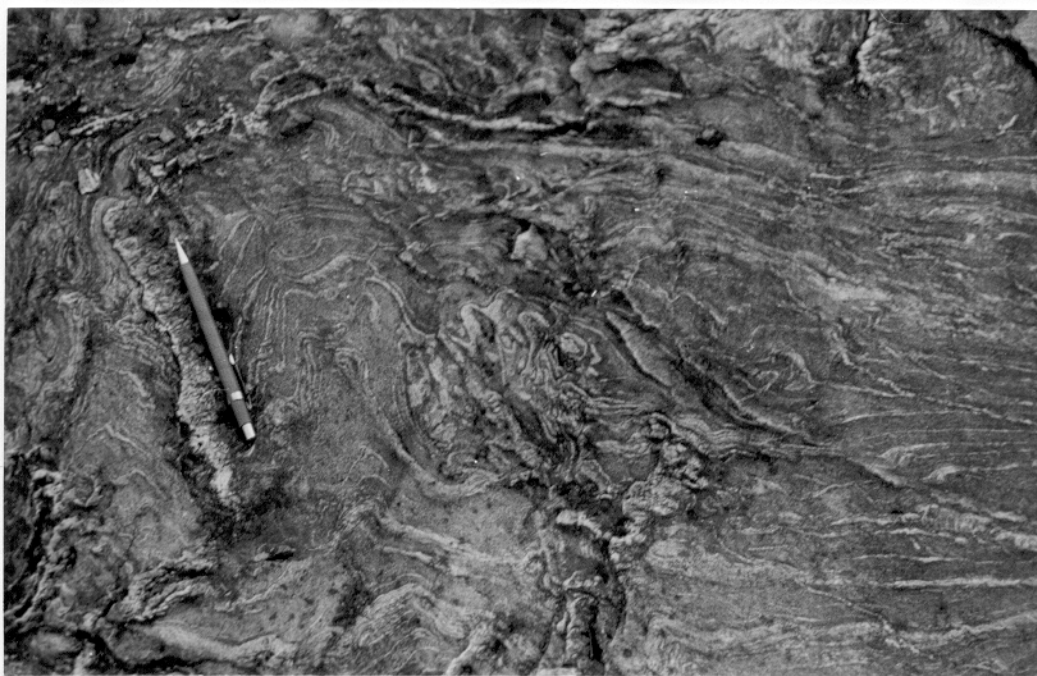


Figura 42 - Padrão de dobramento em caixa, em xistos miloníticos do Grupo Estrondo. Setor III (subsetor 1), São Geraldo do Araguaia.

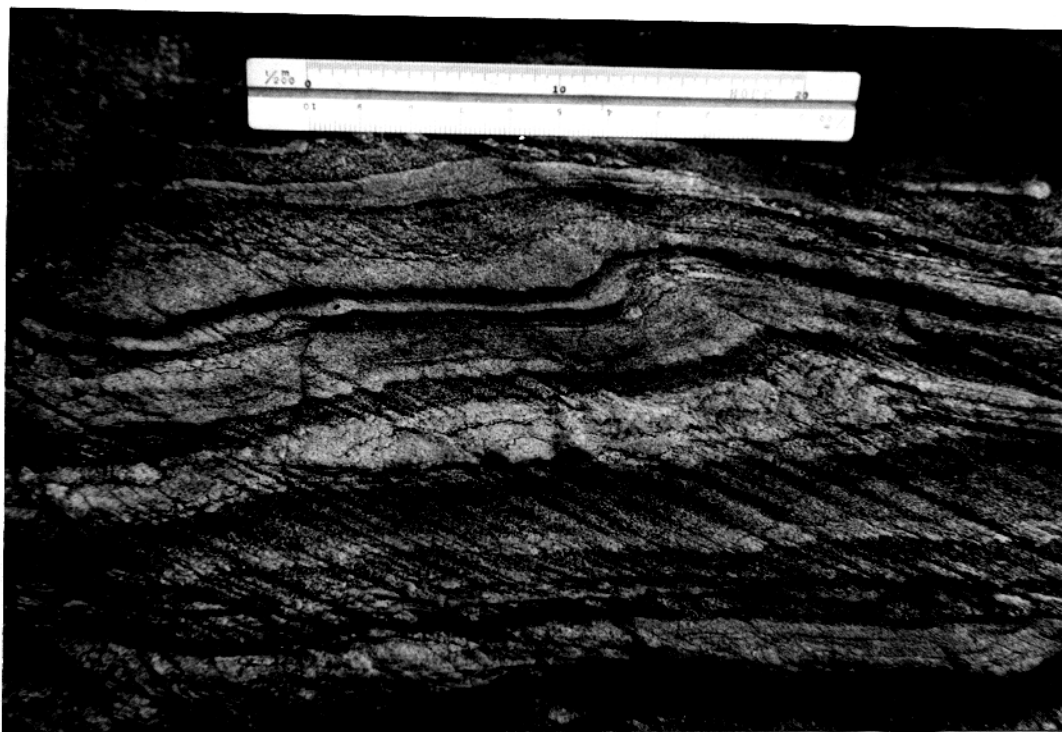


Figura 43 - Clivagem plano axial em xistos do Grupo Estrondo. Setor III (subsetor 1). São Geraldo do Araguaia.

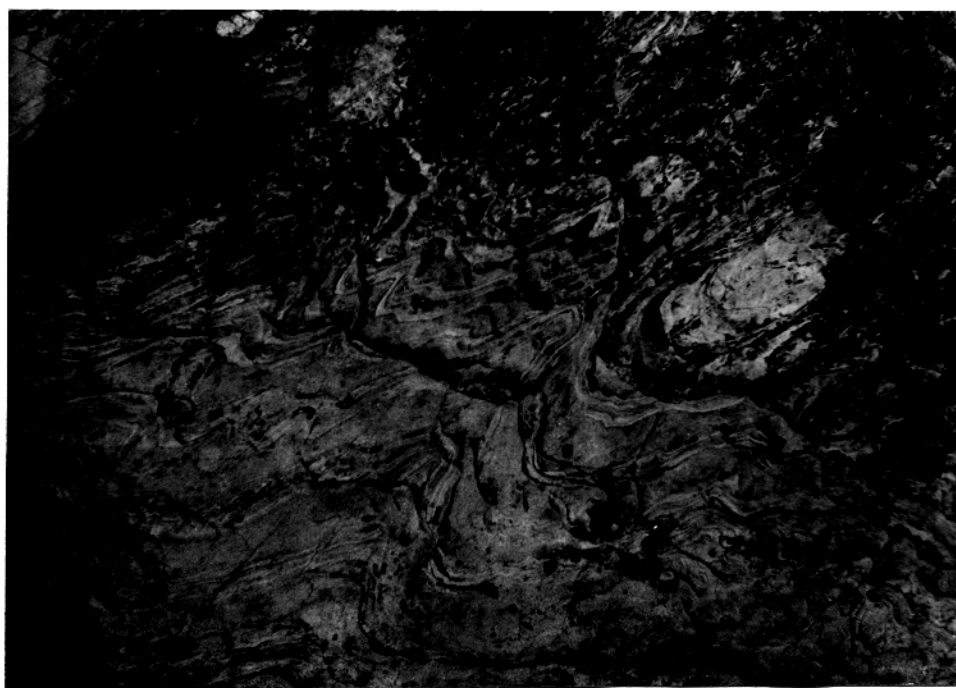


Figura 44 - Dobras desarmônicas em xistos miloníticos do Grupo Estrondo. São Geraldo do Araguaia.

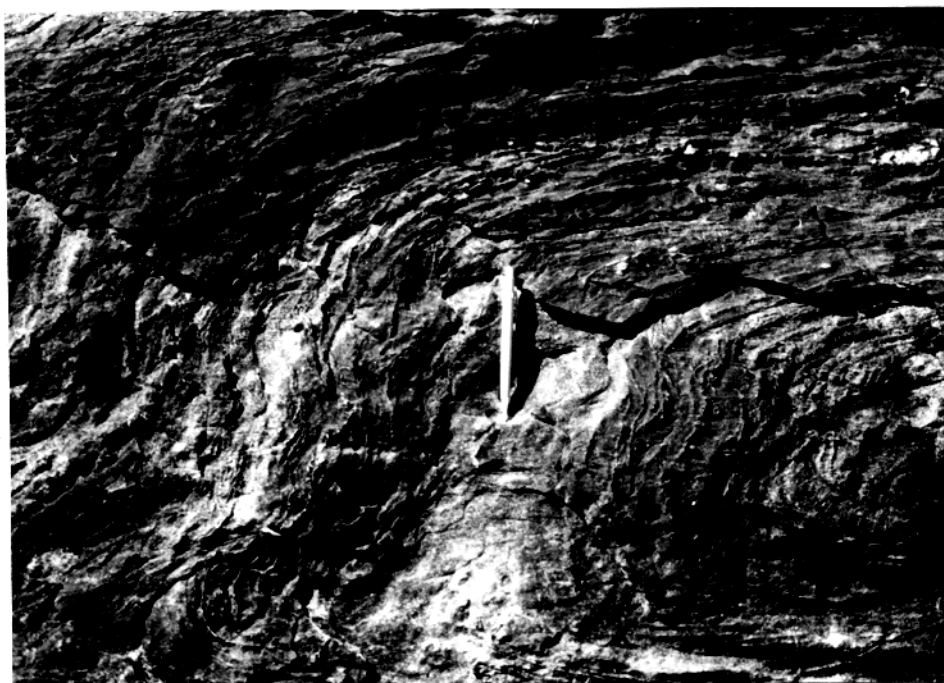


Figura 45 - Dobra em caixa em xistos da Formação Xambioá. São Geraldo do Araguaia.

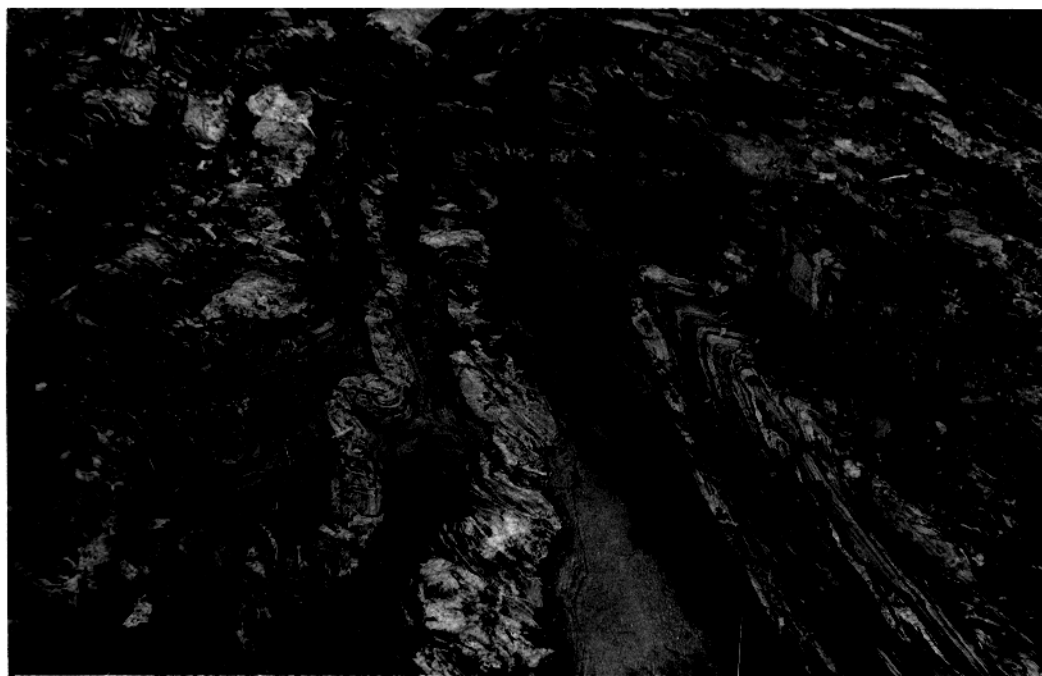


Figura 46 - Dobra de cisalhamento em xistos miloníticos da Formação Xambioá. As camadas budinadas e dobradas sugerem que movimento extensional foi seguido por compressão de rotação dextral. São Geraldo do Araguaia.

Andorinhas, nas vizinhanças da cidade de São Geraldo do Araguaia e entre as estruturas dômicas de Xambioá e do Lontra, portanto, associadas a quartzitos, xistos e gnaisses no contexto de zonas de cisalhamento transcorrentes NW-SE (Figuras 47 e 48).

4.3.3 - Bandas de Cisalhamento ("shear bands")

Em diversos locais existem zonas de cisalhamento que variam de milimétricas a decimétricas descritas aqui como bandas de cisalhamento no sentido de HASUI & COSTA (1991) (Figuras 41, 88 e 97). Tais estruturas seccionam e ondulam a foliação milonítica regional e refletem sistematicamente o sentido de movimentação das estruturações da área. Em alguns afloramentos as bandas de cisalhamento formam faixas subparalelas e, nesse caso, são confundidas com os arranjos tipo S-C.

Essas estruturas não receberam investigações sistemáticas, mas entende-se que o seu desenvolvimento deve representar acomodações particulares no interior das zonas de cisalhamento maiores, na progressão da movimentação.

4.3.5 - Lineações

Diferentes tipos de feições lineares ocorrem dentro da área pesquisada. Em geral são estruturas de baixo ângulo de caimento associadas sobretudo aos xistos e quartzitos do Grupo Estrondo, e representadas por lineação de interseção, eixos de dobras (Lb_1), eixos de crenulações (Lb_2), lineação mineral e lineação de estiramento (Lc). Destacam-se ainda as sombras de



Figura 47 - Dobras em bainha (sheath fold) em xisto da Formação Xambioá. Martelo paralelo ao eixo de maior estiramento. Budins de qz. evidenciam movimentação sinistral. Margem esquerda do Rio Araguaia, em frente a Ilha do Campo.

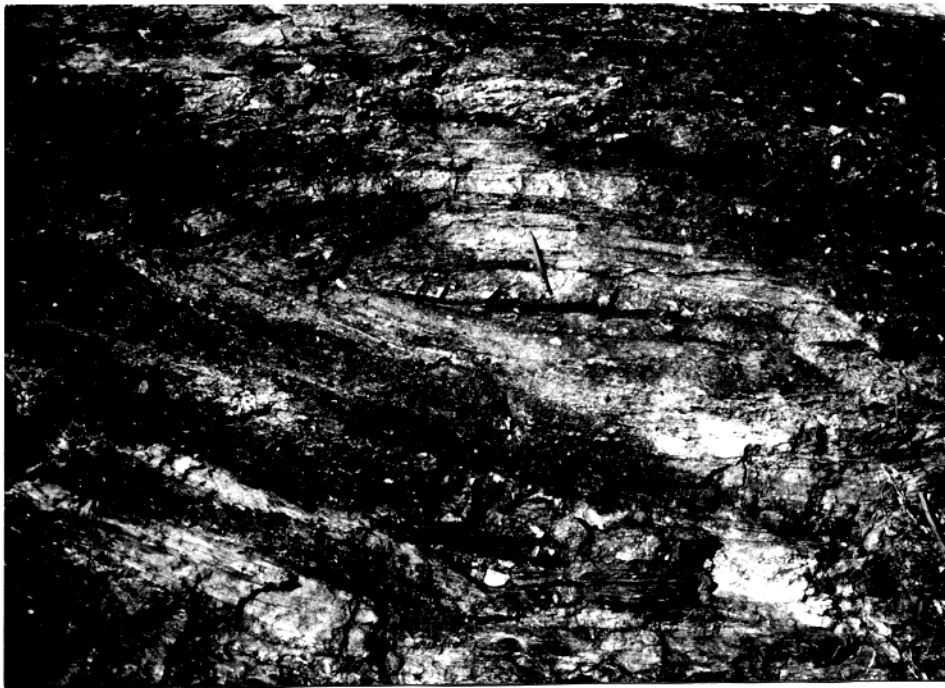


Figura 48 - Dobra em ôlho: xisto da Formação Xambioá, 20Km a NE da cidade de São Geraldo do Araguaia.

pressão, "budins", "barras de quartzo", "mullions" e seixos estirados. Todos esses tipos de lineações serão descritas a seguir.

4.3.5.1 - Lineação de interseção

A lineação de interseção não é observada com frequência através da área. Raros afloramentos de quartzitos, especialmente no interior da Serra dos Martírios, permitem que se observe essa feição linear, no caso decorrente de interseção de uma foliação ou xistosidade pretérita e a foliação milonítica. Em outras situações também muito raras, é definida pela interseção da foliação plano-axial e a foliação milonítica em quartzo-micaxistos dobrados do Grupo Estrondo, nas proximidades de São Geraldo do Araguaia, no interior de zonas transcorrentes NW-SE (Figura 49). Em qualquer um dos casos analisados, a lineação de interseção é sub-horizontal.

4.3.5.2 - Eixos de dobras (Lb_1)

A lineação b_1 corresponde aos eixos de dobras mesoscópicas, os quais apresentam orientações variáveis, dominando, no entanto, aqueles subparalelos a lineação de estiramento. Assim, nas áreas em que foram observados e medidos, puderam ser usados, com reservas, na definição da direção do eixo X (Figura 49).

4.3.5.3 - Eixos de dobras de crenulações (Lb₂)

As microdobras, muito bem desenvolvidas nas porções pelíticas de Supergrupo Baixo Araguaia, proporcionam o aparecimento marcante de uma lineação sobre a superfície milonítica, que corresponde ao eixo de crenulação (Lb₂). Essas feições lineares tanto podem ser observadas a nível mesoscópico, como a nível de lâminas delgadas (Figura 49).

4.3.5.4 - "Boudins"

Os "boudins" aqui considerados são feições mesoscópicas e microscópicas produzidas pela segmentação de camadas em bandas mais competentes que as rochas adjacentes a partir de uma componente extensional localizada nas zonas de cisalhamento dúctil, podendo ser originada em função da orientação favorável dessas bandas durante uma deformação eminentemente compressiva. Nos xistos e quartzitos, os corpos budinados em geral são veios de quartzo, podendo, no entanto, ocorrer grãos minerais com essas feições (Figura 68).

Os "boudins" de quartzo apresentam dimensões que podem variar de poucos milímetros a alguns decímetros. Em algumas situações aparecem dobrados, indicando que o estiramento foi seguido por encurtamento (Figura 50). Quase sempre estão rotacionados e assim constituem corpos sigmoidais, servindo como marcador cinemático. Estruturas do tipo "pinch-and-swell" são mais comumente observadas nos gnaisses e migmatitos no interior das estruturas do Lontra e Xambioá.

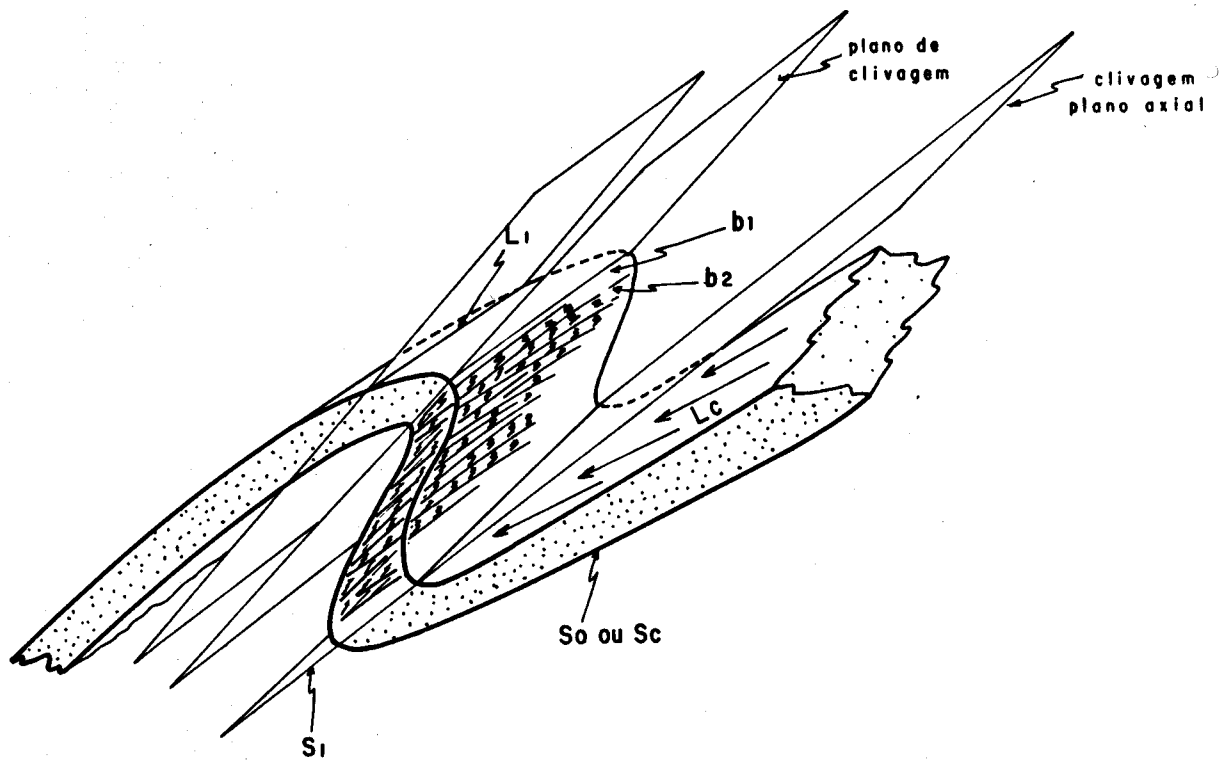


Figura 49 - Lineação de interseção e eixos de dobras de crenulação.

Os "boudins" também indicam o eixo de alongação máxima do elipsóide de deformação.

4.3.5.5 - Barras de Quartzo

Na área em questão as barras de quartzo ocorrem associadas aos quartzitos puros da Formação Morro do Campo e são feições mesoscópicas não penetrativas, alongadas e invariavelmente paralelas ou subparalelas a lineação de estiramento (Figura 51).

4.3.5.6 - "Mullions"

Estruturas desta natureza são encontradas nos quartzitos da Formação Morro do Campo, associadas as dobras menores no interior da grande estrutura da Serra dos Martírios. Podem ser observadas nos flancos de dobras, com os eixos subparalelos às linhas de charneira daquelas.

Tratam-se de estruturas de dimensões métricas, não penetrativas. Nos quartzitos puros, os "mullions" desenvolvem-se aproximadamente paralelos a lineação de estiramento (Figura 52).

4.3.5.7 - Seixos Estirados

Aqui são descritos os seixos estirados dos metaparaconglomerados do Grupo Estrondo que ocorrem ao norte da Serra dos Martírios, no interior da ZCIM. São seixos de quartzo, gnaisses e filitos que variam de poucos centímetros a 35 centímetros e mostram-se subparalelos a lineação de estiramento

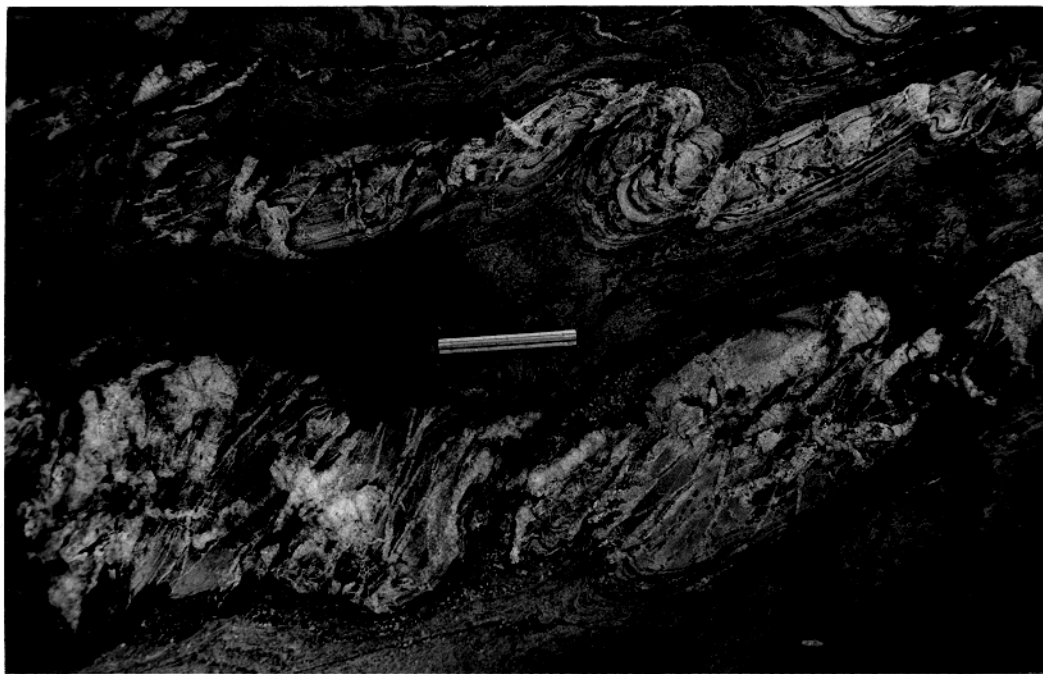


Figura 50 - Camadas budinadas e dobradas sugerem estiramento seguido de encurtamento com movimentação dextral. Os pequenos veios de quartzo são anteriores a deformação compressiva. São Geraldo Araguaia. Dimensão da régua: 10cm.



Figura 51 - Barras de quartzo ("rods"), em quartzitos do Grupo Estrondo. Serra das Andorinhas. Rodovia Xambioá-Vanderlândia.

regional (Figura 53). Neste caso, são também subparalelos ao traço da foliação e apresentam mergulhos em torno de 5 a 10°, ora para WNW, ora para ESE.

4.3.5.8 - Lineação mineral

A lineação mineral é caracterizada principalmente pelo alongamento de minerais placosos nos planos da foliação, tais como os cristais de biotita e muscovita que apresetam os eixos maiores paralelos ou subparalelos a lineação de estiramento.

Suas observações são feitas principalmente nos setores I e III, em micaxistos da Formação Xambioá. Como tendem a ser paralelas a lineação de estiramento, mostram-se preferencialmente subparalelos ao traço da foliação nesses dois setores.

4.3.5.9 - Lineação de estiramento (Lc)

A lineação de estiramento define a direção do transporte tectônico e tem atitude geral oblíqua ao "trend" do cinturão. É ainda considerada a estrutura linear mais comum e mais importante no estudo elucidativo da cinemática do principal episódio de deformação dúctil que afetou as rochas dessa importante unidade geotectônica. Trata-se de feição penetrativa que é observada em diferentes seções através de toda a área pesquisada (Figuras 54 e 55). É identificada no plano da foliação milonítica, sendo considerada como a direção do transporte tectônico e eixo maior do elipsóide de deformação finita, tendo caimento da ordem de 10° para SE ou SSE, em toda a área pesquisada (Figura 28).

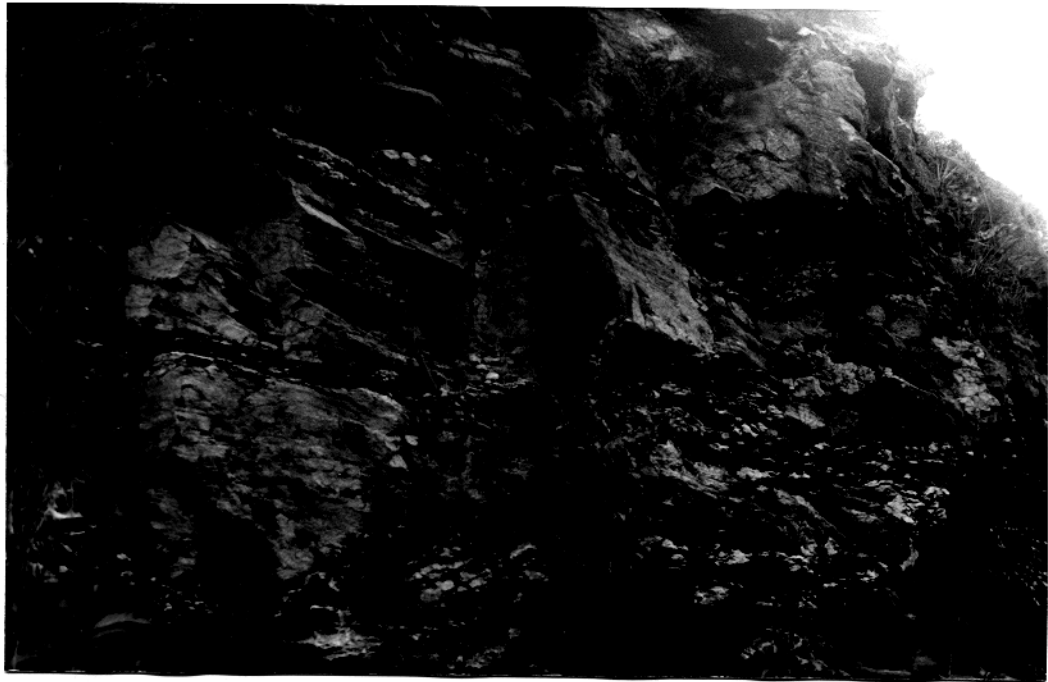


Figura 52 - Estrutura do tipo "mullion" em quartzitos do Grupo Estrondo.
Interior da Serra dos Martírios. Margem esquerda do rio Sucupira.



Figura 53 - Metaparaconglomerado da Formação Xambioá. Norte da Serra dos Martírios.

A nível mesoscópico, é materializada nos quartzitos da Formação Morro do Campo pela alongação de cristais de quartzo. Nos quartzitos recristalizados é traduzida por barras de quartzo ("rods") (Figura 51), e/ou por "boudins" deste mesmo mineral, em outras seções. Nos xistos da Formação Xambioá, em geral, é definida pela alongação de lentes de agregados de quartzo, feldspatos estirados e porfiroblastos de granada com sombras de pressão assimétricas ou não. A nível de lâmina, é caracterizada pelo alinhamento lenticular de agregados de quartzo, pelo estiramento de clastos em forma de "ribbons" (Figura 68), cristais boudinados e pela recristalização mineral em sombras de pressão, associadas a porfiroblastos de granada e/ou eventualmente de estauroлита dentro dos xistos da Formação Xambioá. Nota-se que em toda a área pesquisada a lineação de estiramento apresenta uniformidade geral de orientação, com ligeiros desvios que devem estar associados a pequenas variações no transporte tectónico ou rotações ligadas à presença de zonas direccionais aproximadamente N-S e NW-SE, estas últimas interpretadas como rampas laterais (Anexo A). HASUI & COSTA (1990) atribuem tal variação também ao desenvolvimento de dobras intrafoliais e em bainha, à formação de uma segunda geração de cavalgamento e à existência de corpos geológicos competentes.

Mergulhos da lineação para quadrantes opostos podem indicar ondulação da foliação. ABREU (1978) diz, no entanto, que a dispersão das atitudes da lineação em torno dos valores medianos entre 10° e $20^{\circ}/115^{\circ}$, as vezes completamente anômalos, é indicativa de deformações posteriores.

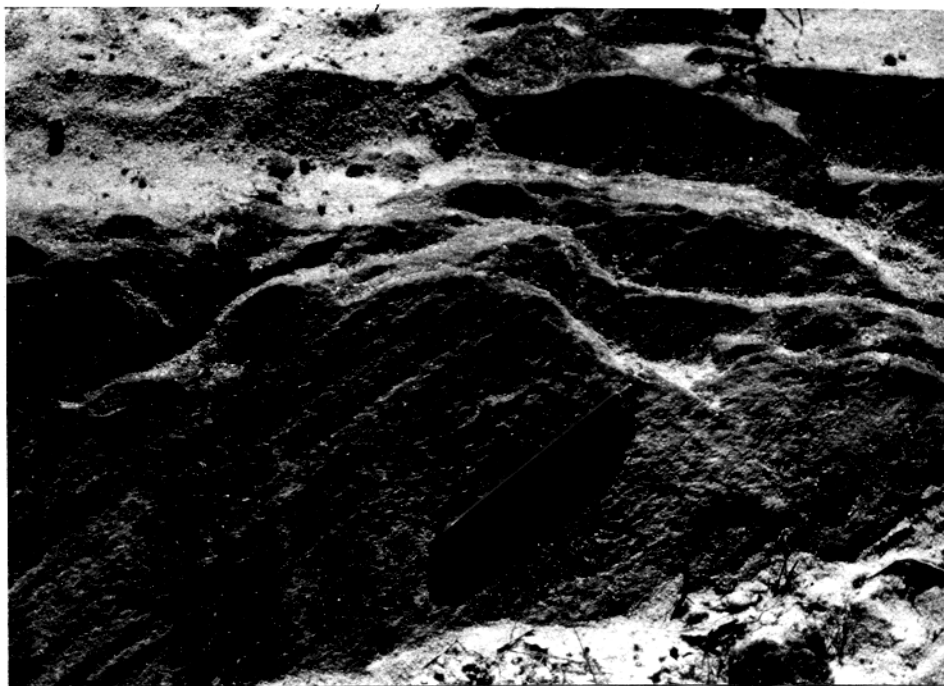


Figura 54 - Lineação de estiramento em quartzito do Grupo Estrondo. Estrutura de Xambioá.



Figura 55 - Lineação de estiramento em quartzito recristalizado do Grupo Estrondo. Serra das Andorinhas. Rodovia Xambioá-Vanderlândia.

Os estereogramas da Figura 34, apresentam uma visão de conjunto do comportamento espacial da lineação de estiramento nos diversos setores da área pesquisada.

4.3.6 - Veios

Mobilizados de quartzo ou quartzo-feldspáticos estão frequentemente associados às rochas do embasamento e as supracrustais do Supergrupo Baixo Araguaia. Ocorrem em forma de veios de possanças variáveis, subparalelos ou formando ângulos altos com a direção de estiramento máximo. Apresentam dimensões centimétricas ou métricas e podem ocorrer como budins ou como estruturas do tipo "pinch-and-swell", ou podem ainda desenhar dobras ptigmáticas (Figuras 39, 56 e 57).

4.3.7 - Estruturas de Dilatação

Ocorrem como estruturas internas associadas as zonas de cisalhamento direcionais, nos xistos da Formação Xambioá, nas proximidades de São Geraldo do Araguaia, no Setor III (sub-setor I). São vistas em superfície como pequenas fraturas preenchidas por mobilizados quartzo-feldspáticos ou quartzosos, cortando a foliação milonítica em diversas direções, segundo zonas P, R, R' e T (Figuras 58 e 59) ou são veios E-W preferenciais ao longo do contato entre camadas e aproximadamente paralelos a foliação milonítica.

Os pequenos veios muitas vezes desenham dobras isoclinais



Figura 56 - Veio de quartzo cortando quartzitos do Grupo Estrondo. Aba norte da estrutura de Xambioá.

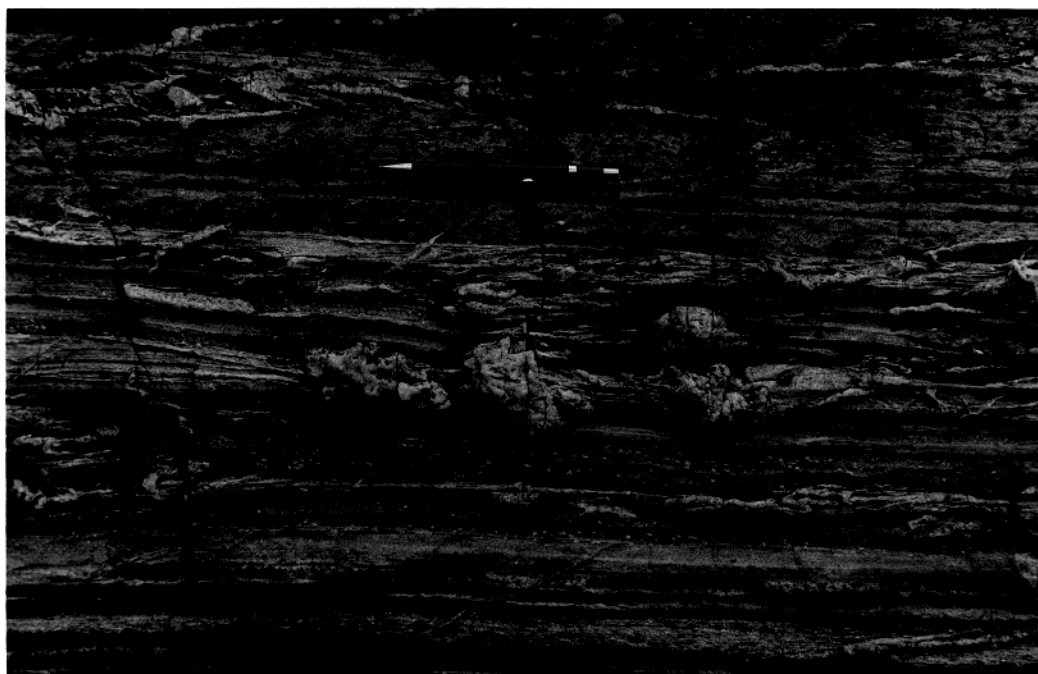


Figura 57 - Veios de quartzo budinados ou dobrados paralelos a foliação milonítica sugerem movimento de rotação sinistral. Formação Xambioá. São Geraldo do Araguaia.

ou ptigmáticas centimétricas, ou apresentam-se apenas cortados por fraturas de tensão mais jovens, produzindo estruturas do tipo "pull-apart" (Figura 60). A deformação, neste caso, não é essencialmente dúctil, podendo ser considerada dúctil-rúptil pelo comportamento apresentado e ser relacionada aos estágios finais da história deformacional.

As várias direções dos veios observados podem ainda ser função de episódios sucessivos de formação de fraturas.

Essas feições de dilatação ocorrem ainda na região compreendida entre as estruturas do Lontra e Xambioá, associadas a ZCVX, não havendo, no entanto, nenhum registro semelhante na ZCIM.

4.4 - MICROESTRUTURAS

Rochas miloníticas do Supergrupo Baixo Araguaia e do embasamento (xistos, quartzitos e gnaisses) foram examinadas, a nível de seção delgada, com a intenção de caracterizar as estruturas que pudessem auxiliar na definição do sentido de movimentação de massa durante a evolução tectônica do Cinturão Araguaia. Essa análise envolveu sobretudo os micaxistos e gnaisses, e restritamente os quartzitos.

Para tanto, foram investigadas cerca de sessenta (60) seções delgadas, confeccionadas a partir de amostras orientadas, sendo que 50% destas representam seções paralelas ao plano XZ do elipsóide de deformação finita, e as demais segundo o plano YZ.

As microestruturas mais comuns nessas rochas são representadas por porfiroclastos e porfiroblastos assimétricos e

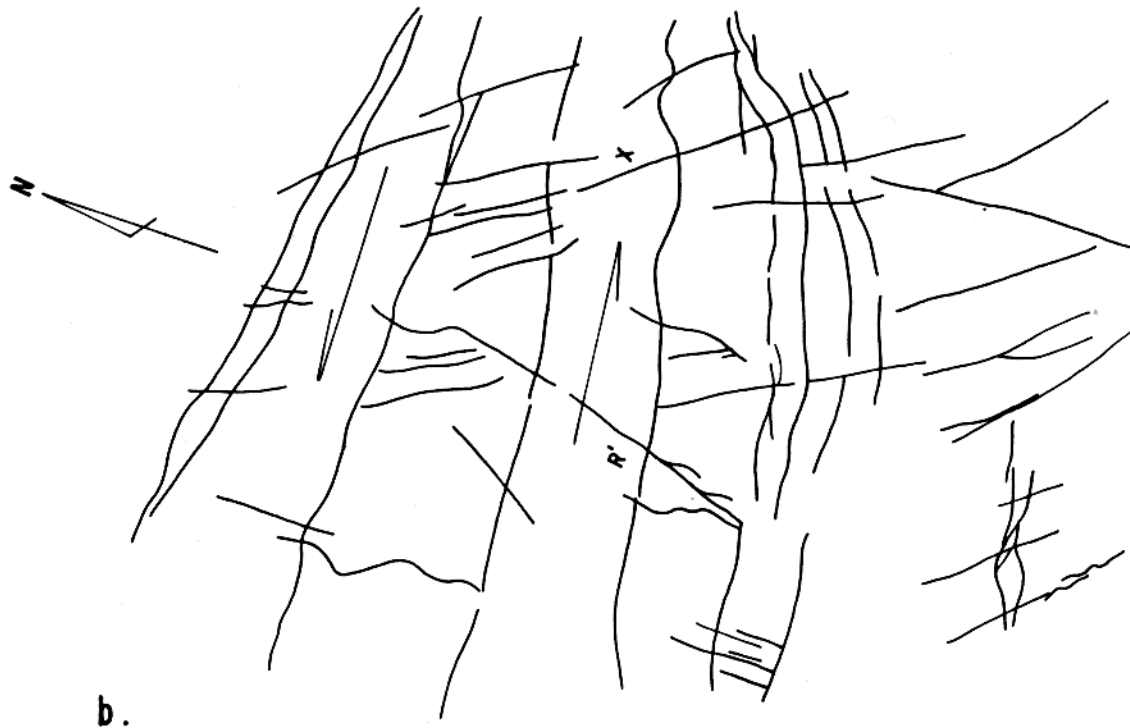


Figura 58 - a) Padrão complexo de veios em xistos, por deformação contínua e crescimento de veios preferenciais ao longo o contato entre camadas; b) o "sketch" mostra a relação entre os padrões de fraturas R' e X e a rotação sinistral imposta pela deformação.

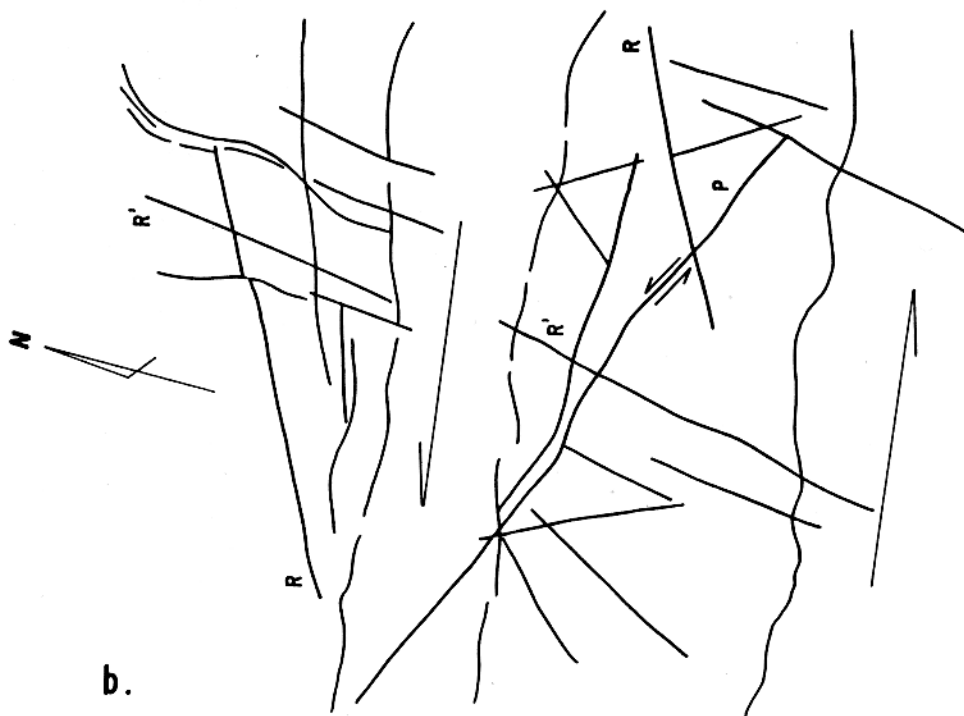


Figura 59 - Estruturas de dilatação em xistos da Formação Xambioá; preenchidos por veios de quartzo: a) os deslocamentos dos veios sugerem a movimentação relativa dos padrões de fraturas; b) o "sketch" evidencia as direções R, R' e P do cisalhamento sinistral.



Figura 60 - Estrutura do tipo "pull-apart" em veio de quartzo, associada a estrutura de dilatação, devido rotação dextral imprimida ao corpo de rocha.

rotacionados, exibindo sombras de pressão, "ribbons" de quartzo, extinção ondulante, bandas de deformação, maclas tectônicas em cristais de feldspato, esteiras de subgrãos, feições pisciformes, grãos de quartzo e agregados quartzo-feldspáticos sob a forma de lentes, microbandamentos e feições de recuperação.

De um modo geral, os cristais de quartzo apresentam variável deformação plástica, via de regra mostrando forte extinção ondulante. O aumento da deformação dúctil pode levar ao "recovery" e à recristalização, propiciando assim a origem de bandas de deformação (Figuras 61 e 62), que as vezes evoluem para discretas "kink bands" e para o desenvolvimento de raros subgrãos e novos grãos.

Devido à recristalização sintectônica (YARDLEY, 1990) podem ocorrer agregados de novos grãos em forma de fino mosaico, envolvendo ou não antigos grãos com limites suturados e serrilhados ou irregulares. Em consequência, podem existir texturas do tipo "mortar" (Figuras 61, 63 e 65). Esses agregados podem estar alinhados e em disposição oblíqua à foliação milonítica, caracterizando assim feições do tipo S-C (LISTER & SNOKE, 1984), ou podem formar caudas de porfiroblastos de granada ou estaurolita em xistos (Figuras 35a, 64 e 66), ou preenchem fraturas em cristais de feldspatos. Finos leitões destes minerais podem ocorrer ainda estirados e budinados.

Freqüentes cristais individuais de quartzo apresentam-se excepcionalmente alongados, estirados, policristalizados e em forma de "ribbons", os quais muitas vezes estão rotacionados e expressam feições sigmoidais dentro de xistos e com menos

frequência em quartzitos e gnaisses (Figuras 65, 67 e 70); destaca-se que a assimetria dessas feições é indicativa de deformação por cisalhamento simples (SIMPSON & SCHMID, 1983; LISTER & SNOKE, 1984). Bons exemplos deste tipo de microestrutura são também mostrados na Figura 68. No plano YZ, via de regra, suas formas são ocelares, ou pouco alongados.

Em xistos quartzo-feldspáticos e gnaisses, a presença de "ribbons" de quartzo, tipo 3 de BOULLIER & BOUCHEZ (1978), é comum e ajuda a definir as bandas félsicas (Figuras 68, 69 e 71).

Nos quartzitos menos deformados, os grãos de quartzo mostram formas irregulares, com contatos suturados ou igualmente irregulares, compondo uma textura em mosaico (poligonal granoblástica) que, em alguns pontos, evidenciam feições dos tipos junções tríplices (Figura 75); tais feições podem ser indicativas de alto grau de estabilidade de energia superficial (BARKER, 1990).

Nos gnaisses do embasamento e em algumas porções dos xistos feldspáticos, a intensa recristalização do quartzo, muitas vezes, mascara a foliação.

O plagioclásio apresenta comportamento predominantemente rúptil, constatado através da presença de fraturas. Entretanto, podem existir cristais com maclas de origem mecânica, evidenciando o comportamento dúctil desse mineral, conforme sugerido por NICOLAS (1984) e BARKER (1990) (Figuras 62 e 76).

Cristais de K-feldspato estão recristalizados nas fraturas intracristalinas, tanto em xistos como nos quartzitos, e aqueles com extinção ondulante são raros.

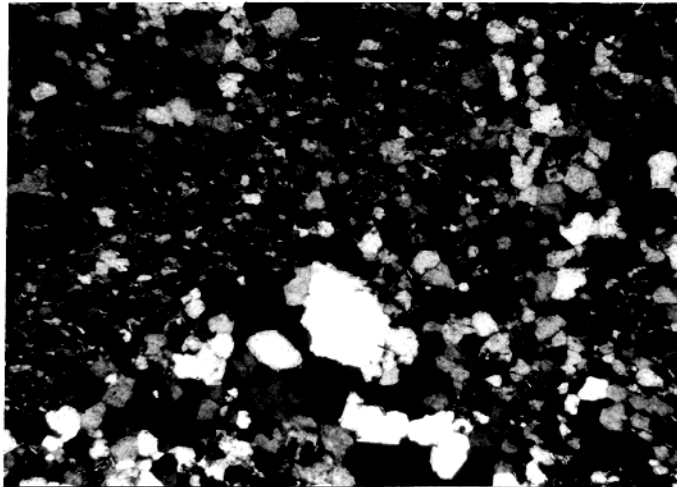


Figura 61 - Xisto milonítico, com predominância de fração completamente recristalizada, sobressaindo-se limites de grãos de qz. irregulares e bandas de deformação. Estrada OP.02, ao norte da Serra dos Martírios. Seção XZ. LPC, 11x.



Figura 62 - Fotomicrografia do qz-biotita-xisto. Feixes de biotita e muscovita envolvem cristais de quartzo que exibem extinção ondulante e bandas de deformação. Na parte inferior da foto, cristal de plagioclásio apresenta macla tectônica. Limite mais setentrional da área. Seção XZ. LPC, 110x.

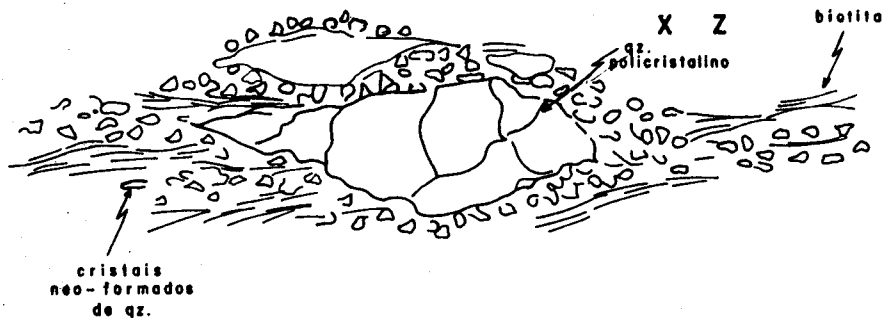


Figura 63 - Feição de deformação comumente observada em milonitos do Supergrupo Baixo Araguaia. "Ribbons" de qz. policristalinos as vezes com formas sigmoidais envolvidas por pequenos cristais neo-formados em típica textura "mortar". O "sketch" representa feição microestrutural no plano XZ de deformação, aumentado aproximadamente 20x.

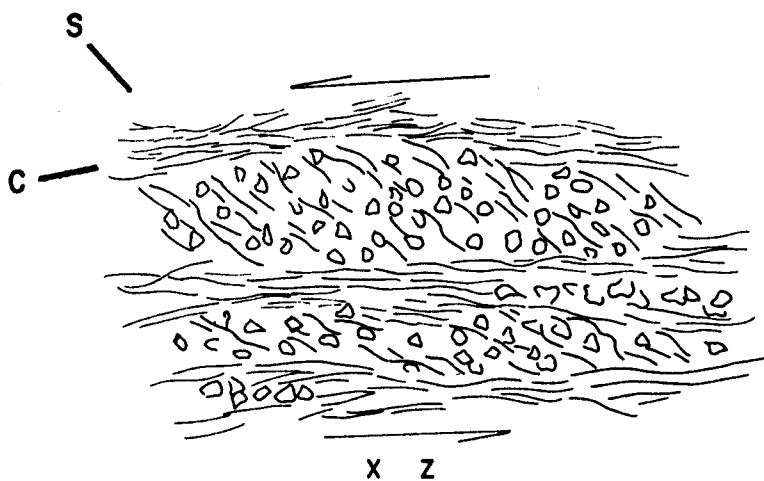


Figura 64 - Feição microestrutural da deformação tipo foliação S-C observada em xistos miloníticos da Formação Xambioá. Microbandamentos representado por feixes de biotita/muscovita paralelos a foliação milonítica intercalando-se com níveis quartzo-feldspáticos e palhetas de muscovita com nítida orientação oblíqua. Representação no plano XZ do elipsóide de deformação, \pm 20x.

WNW

ESE

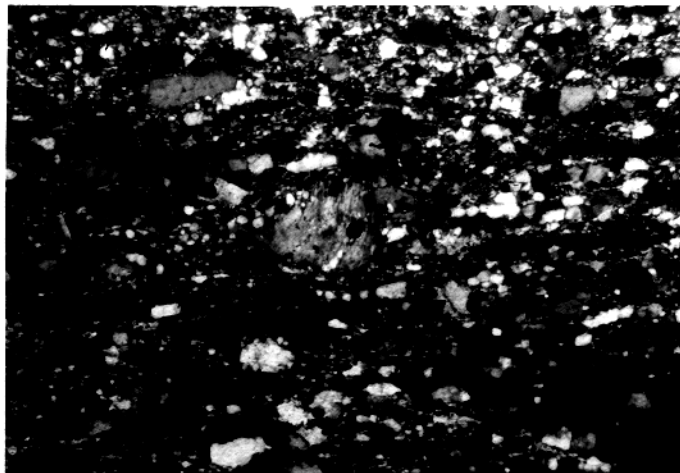


Figura 65 - Feição microestrutural típica da rocha milonítica. Cristais de qz. rotacionados, com sombras de pressão e recristalização dinâmica nas bordas. Ribbons e microbudinagem de grãos de qz. e finas trilhas de muscovita se arranjam em visível geometria anastomótica. Xistos qz-feldspáticos do Grupo Estrondo nas proximidades de São Geraldo do Araguaia. Seção XZ. LPC, 27x.

NW

SE

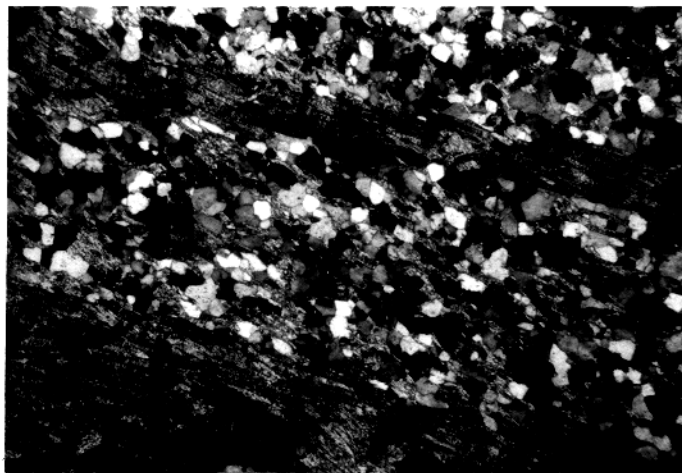


Figura 66 - Foliação S-C em nível pelítico da Formação Morro do Campo. Microbandamentos constituídos por feixes de muscovita intercalando agregados de qz., que incluem trilhas de muscovita de orientação oblíqua podendo representar a foliação S. Região mais setentrional da Serra dos Martírios. Seção XZ. LPC, 11x.

Ocasionalmente, as maclas do plagioclásio apresentam microfraturas e/ou microfalhas (Figura 74). Raramente são observados cristais relictos com caudas de recristalização dinâmica (SIMPSON, 1986) nos gnaisses do embasamento.

A deformação raramente gerou feições do tipo "kink band" em cristais de plagioclásio, principalmente nos gnaisses.

Segundo RAMSAY & HUBER (1988), o fenômeno de recuperação ("recovery"), que ocorre com o aumento do "strain" cisalhante, proporciona a formação de grandes cristais, reconhecíveis até em amostras de mão nas rochas miloníticas. Assim é que porções de xistos pelíticos, que fazem parte do Grupo Estrondo, incluem grandes cristais de estauroлита e/ou cianita e principalmente de granada como porfiroblastos, provavelmente de crescimento sintectônico (BARKER, 1990), pois revelam em alguns casos trilhas internas com discretas formas em S e inclusões com "trama" aleatório, devido à provável rotação desses cristais durante o crescimento (SPRY, 1963). Com esse enfoque, BELL et al. (1992) sugerem que a inclusão de trilhas curvas ou de formas espiraladas, não necessariamente significam que o porfiroblasto tenha rotacionado durante seu crescimento, fenômeno de considerável significado na determinação do sentido do cisalhamento em rochas deformadas e metamorfisadas.

Porfiroblastos de granada pré-cinemáticos e pós-cinemáticos são referidos por TEIXEIRA et al. (1988), imediatamente ao sul da área presentemente investigada, onde identificaram pelo menos três fases deformacionais de caráter progressivo.

WNW

ESE

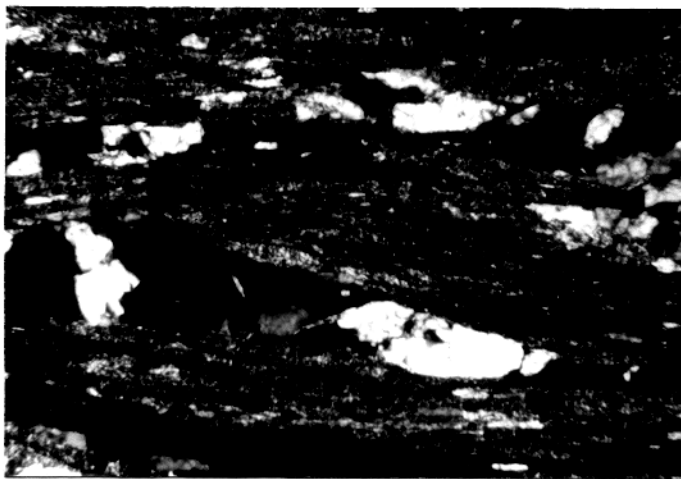


Figura 67 - Feições sigmoidais de qz. em xistos miloníticos da Formação Xambioá, sugerindo rotação sinistral. Seção XZ. LPC, 27x.

WNW

ESE



Figura 68 - Trilhas de muscovita envolvem microbudins policristalinos de qz. em xistos miloníticos da Formação Xambioá, realçando geometria anastomótica. Proximidades de São Geraldo do Araguaia. Seção XZ. LPC, 11x.

WNW

ESE

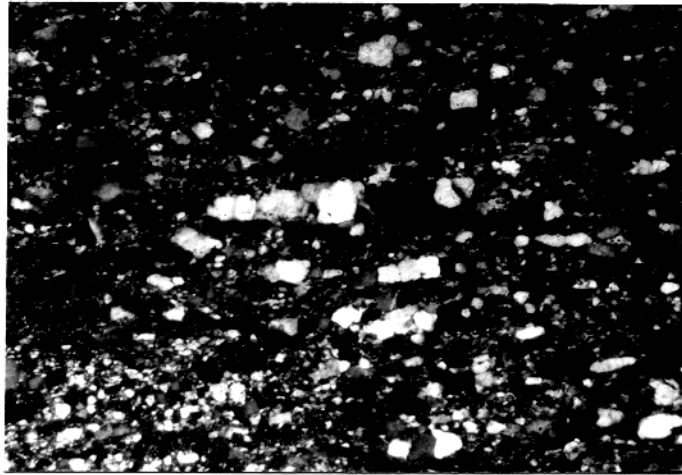


Figura 69 - Fotomicrografia de xisto milonítico. Foliação ressaltada por fino agregado qz. feldspático e trilhas de muscovita. "Ribbons" de qz. policristalinos aparecem aproximadamente concordante com a foliação. Adjacências de São Geraldo do Araguaia. Seção XZ. LPC, 27x.

WNW

ESE

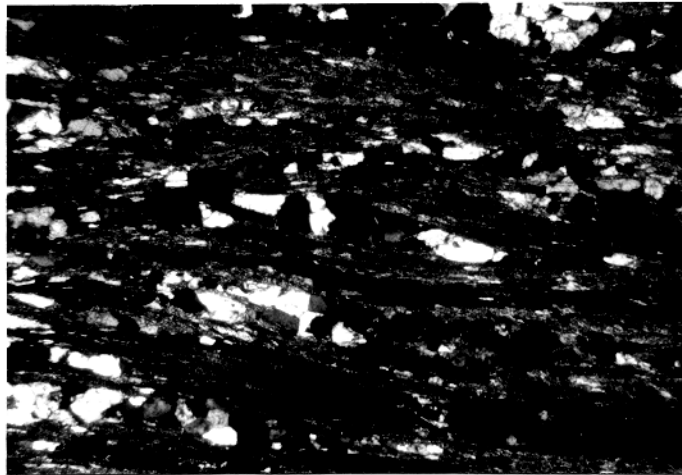


Figura 70 - Fotomicrografia de xisto milonítico, exibindo geometria anastomótica da foliação e feições de rotação sinistral. Seção XZ. LPC, 11x.

WNW

ESE

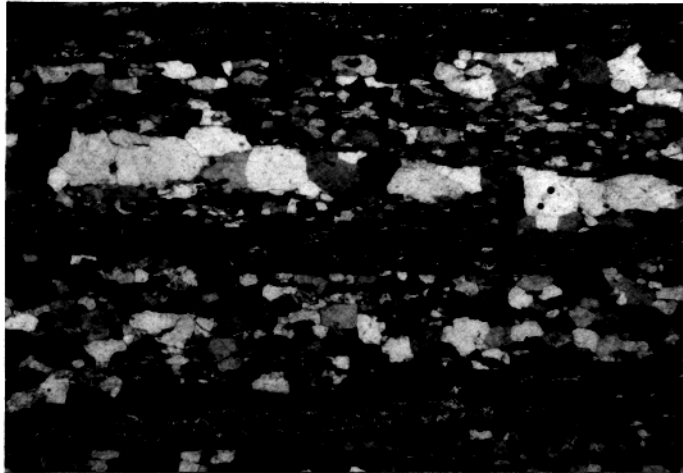


Figura 71 - Microveios de qz. ressaltam microbandamentos composicional em xistos miloníticos da Formação Xambioá. Seção XZ. LPC, 11x.

WNW

ESE

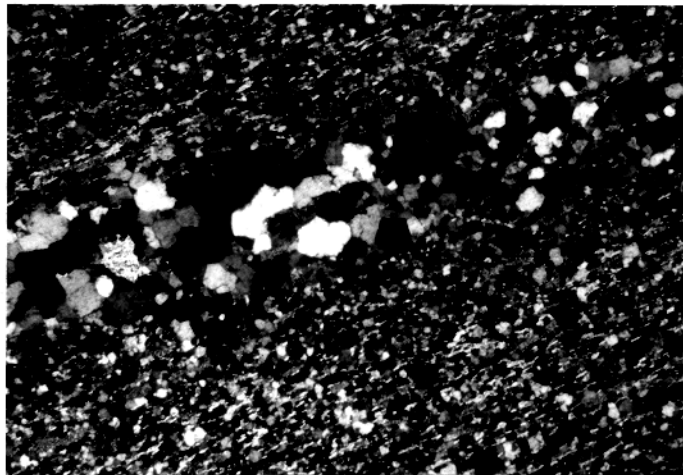


Figura 72 - Microveios de qz. envolvidos na milonitização ressaltam a foliação milonítica. Adjacências de São Geraldo do Araguaia. Seção XZ. LPC, 11x.

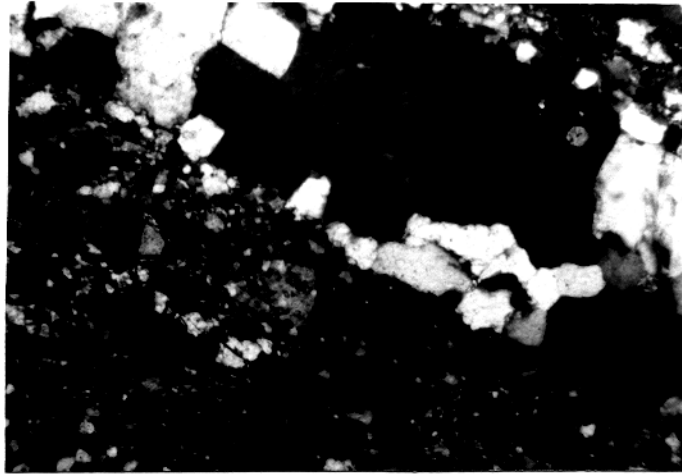


Figura 73 - Microveios com bordas recristalizadas.
Xistos miloníticos da Formação Xambioá. LPC, 27x.

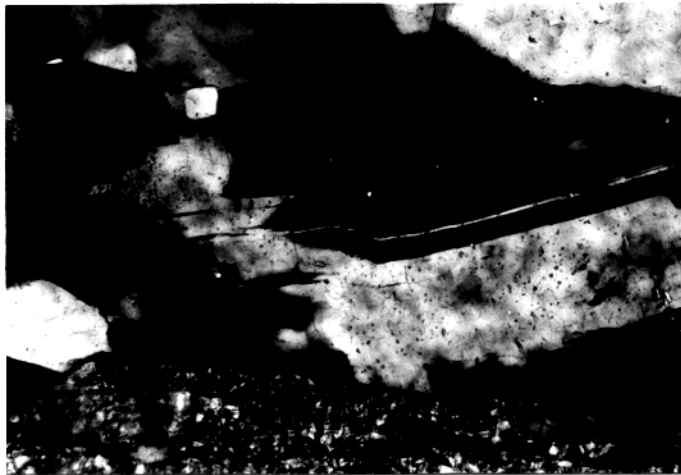


Figura 74 - Cristal de plagioclásio em xisto milonítico
apresentando microfalhas. LPC, 110x.

Em seções XZ, consideradas como paralelas ao eixo de maior alongação do elipsóide de deformação, mostram o desenvolvimento de expressivas sombras de pressão assimétricas em resposta a deformação não-coaxial (BERTHÉ et al. 1979; BURG et al. 1981; SIMPSON & SCHIMID, 1983; PASSCHIER & SIMPSON, 1986) (Figuras 77 e 78). Porfiroblastos com sombras de pressão simétricas no plano XZ são raros, e demonstram uma componente de deformação por achatamento (cisalhamento puro), não significativa em relação a deformação não-coaxial que é de natureza regional.

As sombras de pressão nas extremidades desses porfiroblastos, que podem ser eventualmente de estauroлита, exibem uma concentração de grãos de quartzo e palhetas de muscovita representando assim também o produto de recuperação ("recovery") e da recristalização dinâmica, juntamente com o sobrecrecimento desses megacristais.

Os minerais sintectônicos indicam que os milonitos foram formados a níveis profundos da crosta (MAWER, 1987).

Agregados a base de biotita e muscovita nos xistos, definem em geral microbandamentos paralelos a foliação milonítica e, outras vezes, envolvem porções quartzo-feldspáticos, as quais incluem muscovita, sericita e acessórios, em geral rotacionados, resultando em arranjos sigmoidais amplamente encontrados (Figuras 79 e 80). Em alguns casos, as bandas micáceas apresentam-se fortemente crenuladas no plano YZ, e/ou com ondulações em forma de "kink bands". A muscovita e a biotita mostram-se, em algumas situações, como diminutos relictos pisciformes ("mica-fish") de SIMPSON (1986) (Figuras 81 e 82), que foram produzidas certamente

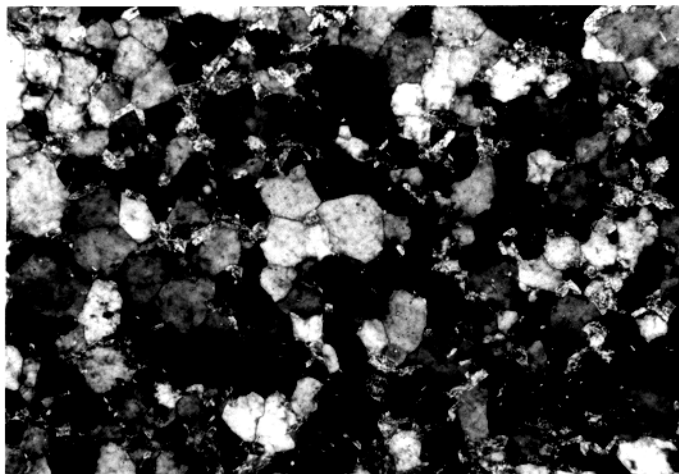


Figura 75 - Textura granoblática em muscovita-quartzito da Formação Morro do Campo exibindo junção tríplice. Seção YZ. LPC, 27x.



Figura 76 - Maclas mecânicas em plagioclásio do xisto milonítico. LPC, 110x.

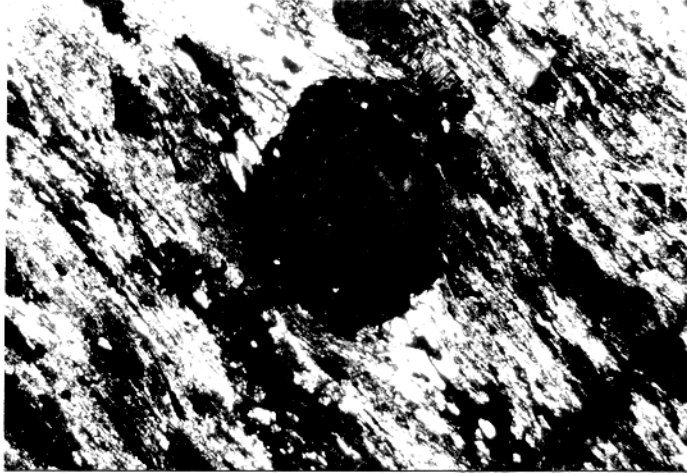


Figura 77 - Cristal de granada com sombra de pressão assimétrica, em xistos pelíticos milonitizados da Formação Xambioá. Seção XC. LPC, 11x.



Figura 78 - Porfiroblasto da granada de crescimento provavelmente sintectônico. Aparentemente pode se observar o encurvamento da matriz ao redor do grande cristal de granada parcialmente substituído por grafita. Xistos do Grupo Estrondo ZCVX. Seção XZ. LPC, 11x.

por budinagem e microfalhamento de cristais de micas pré-existentes (LISTER & SNOKE, 1984). Ocorrem também como finas lamelas, juntamente com agregados quartzo-feldspáticos dispostos obliquamente em relação à foliação principal, provavelmente refletindo um segundo plano de foliação, e caracterizando o par S-C de LISTER & SNOKE (1984). Palhetas de muscovita formam também finas linhas no plano da foliação, principalmente em rochas quartzíticas, marcando a lineação mineral.

Maclas em carbonatos, que também podem ser referidas como de origem tectônica, ocorrem em algumas rochas quartzo-feldspáticas do Cinturão Araguaia (Figura 85). Segundo BARKER (1990), maclas dessa natureza são comuns em calcitas e minerais carbonatados e frequentemente também ocorrem nos cristais de plagioclásio. Nestes, as vezes podendo ser difícil decidir se são de origem primária ou secundária.

Minerais opacos e praticamente todos os acessórios, encontrados nos xistos do Grupo Estrondo, em geral se alinham e se juntam aos delgados horizontes de biotita e/ou muscovita, na forma de grãos acentuadamente cuminuidos, provavelmente em zonas de maior concentração de deformação, definindo assim a foliação ou o bandamento composicional da rocha. Por serem mais rígidos, quase sempre mostram-se muito fraturados.

As feições do tipo "kink bands", não só ocorrem em cristais individuais de quartzo, biotita e plagioclásio, mas também estão relacionadas ao dobramento da foliação milonítica, visíveis nos xistos pelíticos mais acentuadamente (Figura 87). Microfeições de crenulação são comuns nos xistos do Supergrupo Baixo Araguaia (Figuras 35a, 35b e 86).

WNW

ESE

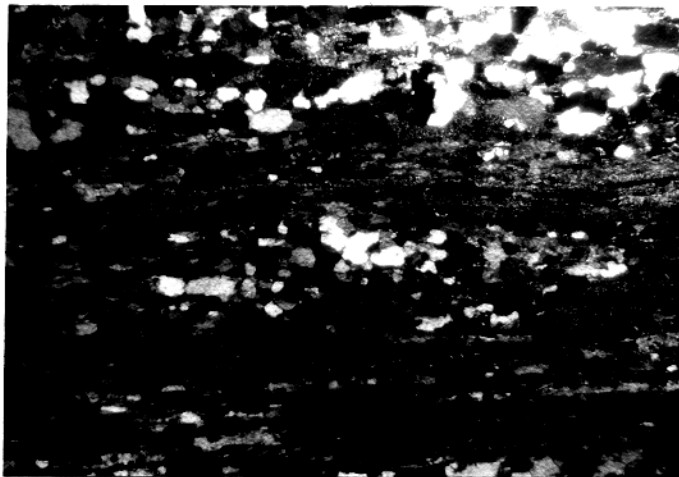


Figura 79 - Agregados qz-feldspáticos envolvidos por feixes de muscovita, paralelos a foliação milonítica. Xisto do Supergrupo Baixo Araguaia. Margem esquerda do Rio Araguaia. Seção XZ. LPC, 11x.

NW

SE

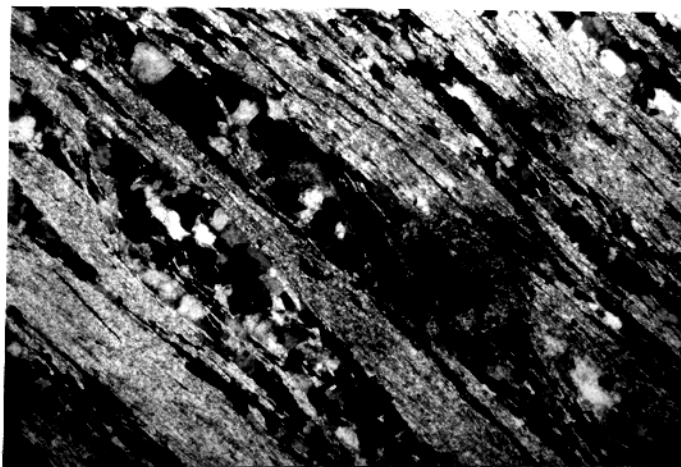


Figura 80 - Feições sigmoidais do qz. ressaltados por finas palhetas de muscovita em tectonitos L. Formação Xambioá, limite SW da Serra dos Martírios. Seção XZ. LPC, 11x.

WNW

ESE



Figura 81 - Feição pisciforme de biotita em xistos do Grupo Estrondo. ZCIM.
Mergulho da Lc para WNW. Seção XZ. LPC, 11x.

WNW

ESE



Figura 82 - "Mica-fish" aparentando rotação sinistral em xistos
miloníticos do Grupo Estrondo. Limite NNW da área. Seção XZ. LPC, 110x.

As bandas de cisalhamento ("shear bands" de SIMPSON, 1986) existem mais regularmente nos xistos e são sempre observadas nas bandas micáceas, podendo envolver, no entanto, os agregados quartzo-feldspático. São em geral identificadas quando posicionam-se obliquamente em relação a foliação principal, e outras vezes confundem-se com as feições S-C. No caso anterior, podem ser chamadas de feições do tipo C' (Figura 88).

A mirmequita, um simplectito, ou uma forma de intercrescimento simplectico em rochas quartzo-feldspáticas deformadas, tem ocasionado muitos debates e se tornado até mesmo enigmática (BARKER, 1990). A discussão é se esse tipo de estrutura tem origem a partir do processo de deformação imposto a rocha, ou se está relacionado a outro qualquer fenômeno, como por exemplo: a reação por substituição ou exsolução e difusão no estado sólido (SIMPSON, 1985). Referida pesquisadora, chegou a conclusão que a origem da mirmequita, neste caso, deve estar relacionada a combinação de exsolução, substituição e difusão acentuada pela deformação. BELL & ETHERIDGE (1973) consideram que a mesma pode aparecer como um resultado da deformação.

Diante do exposto, é possível que feições desta natureza encontradas regularmente associadas às rochas quartzo-feldspáticas da área, em xistos do Grupo Estrondo, bem como em gnaisses do embasamento (Figuras 83 e 84), devam estar ligadas ao processo de deformação dúctil.

Desta análise é possível se concluir que as rochas investigadas sofreram expressivas transformações internas, em função da deformação dúctil ocorrida no desenvolvimento do cinturão.

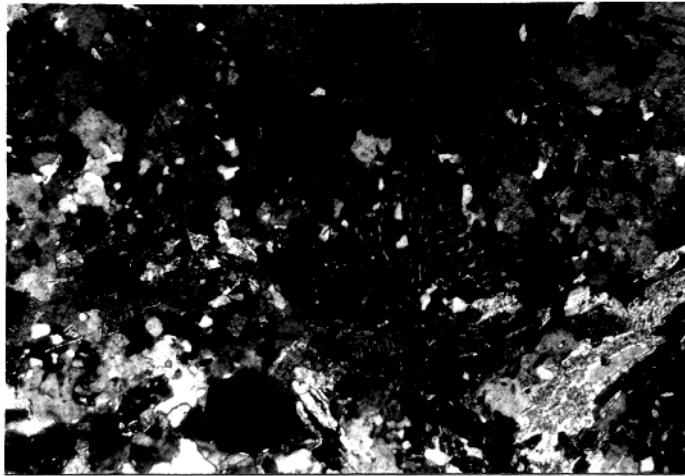


Figura 83 - Simplectito do tipo mimerquítico em gnaisses do embasamento. LPC, 27x.

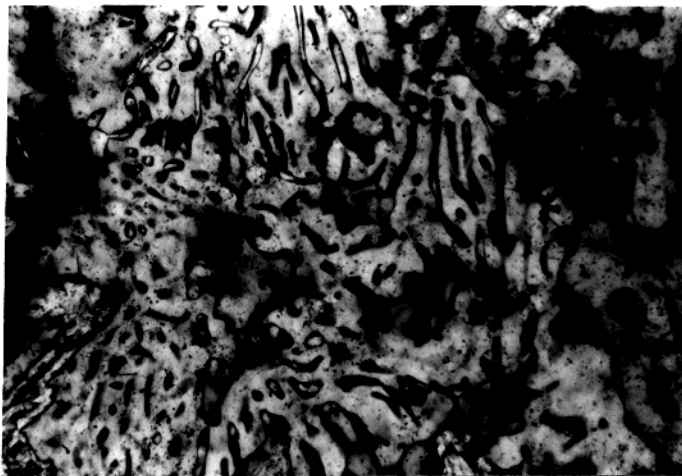


Figura 84 - Detalhe de feição simplectica em gnaisses do embasamento. LPC, 110x.

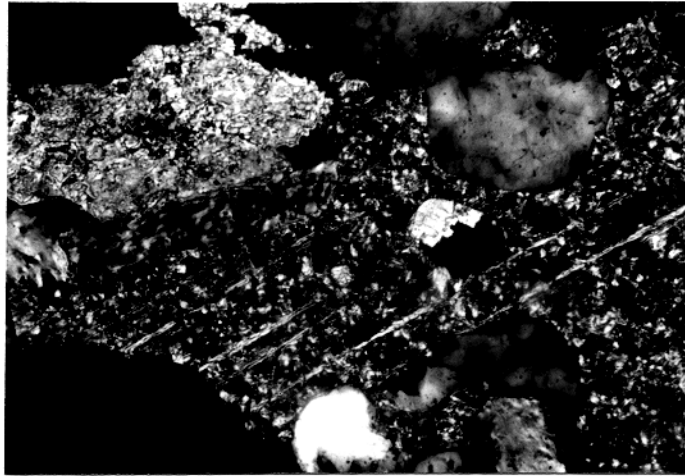


Figura 85 - Naclas mecânicas de carbonato em xistos miloníticos do Grupo Estrondo. Zona de cisalhamento Iriri-Martírios. Seção XZ. LPC, 110x.

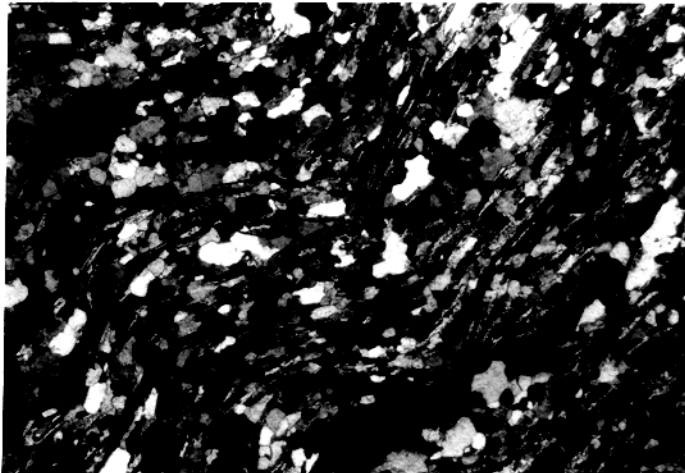


Figura 86 - Clivagem de crenulação discreta em xistos miloníticos do Grupo Estrondo. Adjacências de São Geraldo do Araguaia. Seção XZ. LPC, 11x.



Figura 87 - "Kink band" em muscovita quartzito do Grupo Estrondo. Região periclinal da "nappe" da Serra dos Martírios. Seção XZ. LPC, 11x.

WNW



ESE

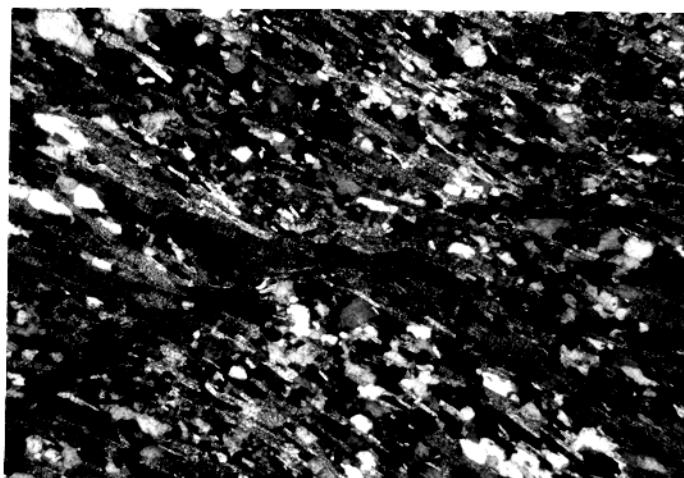


Figura 88 - "Shear band" em qz. biotita-xisto do Grupo Estrondo. Adjacências de São Geraldo do Araguaia. Seção XZ. LPC, 11x.

4.5 - ROCHAS MILONÍDICAS.

De acordo com as características apresentadas, grande parte das rochas que integram o Supergrupo Baixo Araguaia, nos domínios da área mapeada, podem ser consideradas como da série milonítica. O processo de cisalhamento simples que originou o cinturão, desencadeou deformação dúctil acompanhado de fenômenos de recristalização e recuperação ("recovery", HOBBS et al., 1976) e formação de feições microestruturais.

A natureza fortemente foliada ou bandada devido à transposição imposta, ou pela variação na composição da rocha, a diminuição dos grãos e a recristalização, ou a combinação de ambos (HOBBS et al. 1976; BARKER, 1990), são características que confirmam essa interpretação. Além disto, a lineação de estiramento, comumente desenvolvida na superfície da foliação, definida pela alongação de minerais e "rods" de quartzo, e minerais relictos ou frações preservadas de rochas ("pods"), envolvidas por outras com forte deformação, que resultam em feições amendoadas, corroboram também estas afirmativas (Figuras 70 e 89a,b).

Por fim, o arranjo anastomótico da foliação, observado principalmente nos micaxistos da Formação Xambioá e Grupo Pequizeiro, também caracteriza as rochas miloníticas.

Microfeições podem também se repetir em escala mesoscópicas, como as foliações S-C, identificadas nos micaxistos da área, e que pelas características apresentadas podem caracterizar os milonitos S-C do tipo II de LISTER & SNOKE

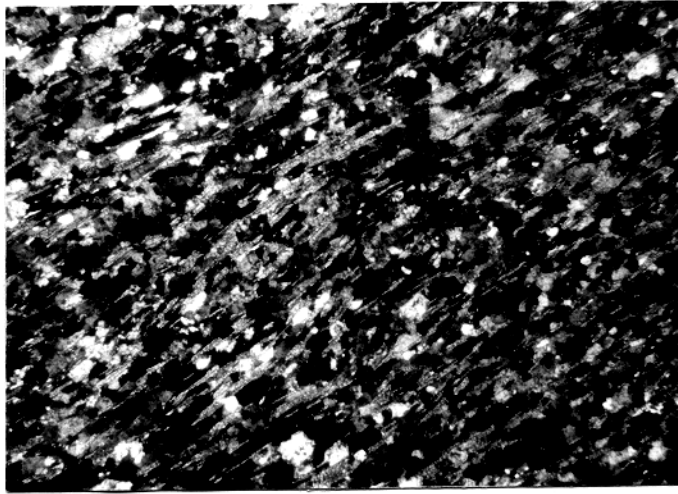
(1984). Tais rochas, de ampla ocorrência, são representadas principalmente por quartzo-micaxistos e xistos feldspáticos. A nível de lâmina, apresentam bandas formadas por minerais filossilicáticos, como a muscovita e/ou a biotita, que servem de esteiras a outros minerais ferromagnesianos e opacos, com ocasionais cristais de muscovita rotacionados, e pisciformes ("mica fish", de LISTER & SNOKE, 1984; SIMPSON, 1986), que definem a superfície C milonítica. Enquanto que a superfície S é definida por uma foliação oblíqua geralmente expressa por agregados de quartzo ou quartzo-feldspáticos recristalizados, incluindo finas palhetas de muscovita (Figuras 64 e 66).

Os xistos milonitizados correspondem a tectonitos S-C de acordo com LISTER & SNOKE (1984), devido as feições acima consideradas.

As rochas gnáissicas do embasamento, que apresentam o mesmo tipo de feição, por suas similaridades com aquelas descritas por BERTHÉ et al. (1979), podem ser definidas como milonitos S-C do tipo I. Tectonitos LS e L ocorrem associados as zonas de maior concentração de deformação, nas zonas transcorrentes por exemplo.

Porções de xistos pelíticos do Grupo Estrondo, associadas à ZCVX, e que são afetadas por alta taxa de recuperação, resultando no crescimento tectônico de alguns minerais, como granada, estauroлита e/ou cianita e biotita com sombras de pressão, podem ser classificadas como blastomilonitos (HOBBS et al. 1976; YARDLEY, 1990; BARKER, 1990) (Figura 92a,b). Esses tipos de rochas ocorrem também nas proximidades da vila de

a.



b.

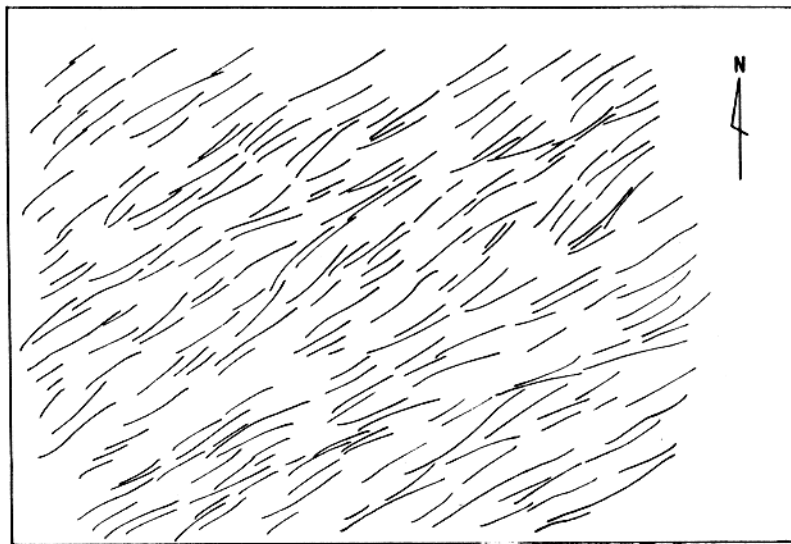


Figura 89 - Fotomicrografia de gnaiss milonítico do embasamento.
a) textura gnanoepidoblástica e feições anastomóticas ressaltadas pelo comportamento da muscovita/biotita em torno de porções quartzo-feldspáticas;
b) o "sketch" ressalta a geometria da microestrutura desenhada pelas palhetas de muscovita/biotita. Seção XZ. LPC, 11x.

Chapada e da cidade de São Geraldo do Araguaia.

Os quartzitos são as rochas que apresentam maior variação na taxa de deformação. Pode-se observar porções deformadas, com feições típicas de milonitos (Figura 91), ao lado de outras pouco deformadas, que preservam ainda feições primárias. Secções realizadas nos flancos SW e NE da "nappe" Andorinhas-Martírios exibem feições dessa natureza.

Deste modo, as rochas miloníticas apresentam granulação mais fina, são fortemente foliadas e marcadas pela lineação de estiramento bem desenvolvida (Figuras 65 e 90).

Todas essas rochas miloníticas exibem uma forte lineação mineral ou de estiramento, com "plunge" de modo geral para ESE, como já observado anteriormente, dentro de áreas dobradas ou não e cujas assembléias minerais são compatíveis com o metamorfismo da fácies xisto verde a anfibolito média a alta, como descrito previamente por SILVA & HASUI (1978); SILVA (1980), MACAMBIRA (1983); SANTOS (1983).

4.6 - DEFORMAÇÃO RÚPTIL.

A área presentemente pesquisada mostra um sistema de juntas e falhas de direção NE-SW, que é mais proeminente em relação a outros de direções NW-SE e E-W ou ENE-WNW, os quais foram indentificados principalmente através de diversos produtos de sensores remoto (imagens de radar e satélite; e fotografias aéreas convencionais). Cortam as estruturas dúcteis mais antigas, e são mais expressivas nas rochas quartzíticas da Formação Morro

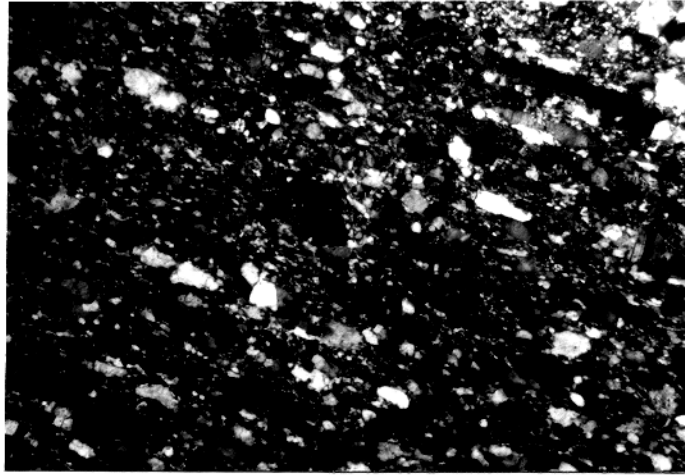


Figura 90 - Rocha milonítica de composição quartzo-feldspática evidenciando forte estiramento do qz. e dobras de escala microscópica intrafoliais impressas na foliação. Seção XZ.LPC, 27x.

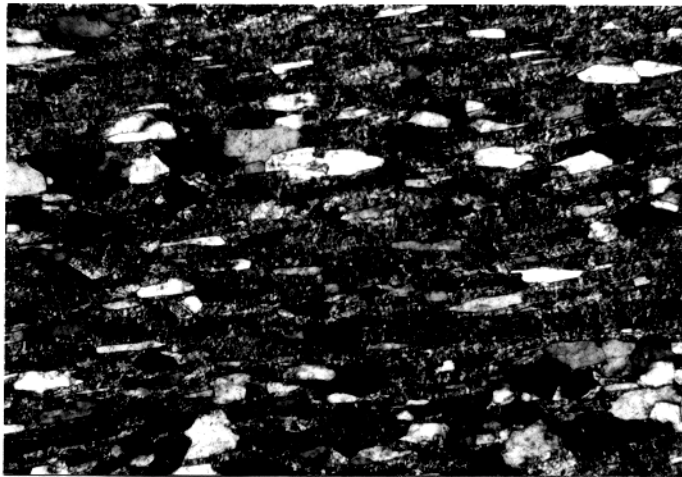


Figura 91 - Microseixos de qz. estirados segundo o eixo de maior elongação (X). Muscovita-quartzitos do Grupo Estrondo. Região mais setentrional da Serra dos Martírios. Seção XZ. LPC, 27x.

a.



b.

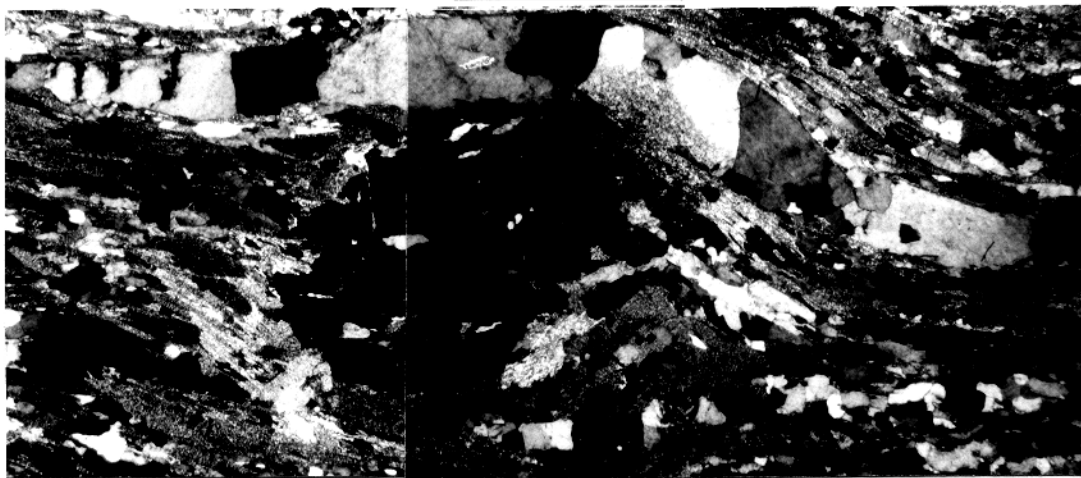


Figura 92 - Porfiroblasto de granada de possível origem sintectônica. a) inclusões de quartzo ressaltam suave forma em S de Si; b) geometria assimétrica do cristal indica rotação anti-horária. Xistos miloníticos do Grupo Estrondo, localidade de Dois Irmãos. Seção XZ. LPC, 11x.

do Campo (Figura 93).

Nos setores II, III, e IV, nas regiões das Serras dos Martírios e Andorinhas e dos flancos das estruturas do Lontra e Xambioá, distinguem-se áreas em que essas feições ocorrem com mais destaque. A região norte da Serra dos Martírios (Setor II) é uma dessas áreas, caracterizada por expressivas falhas. Uma grande falha de direção ENE-WSW foi reconhecida nesta região pela presença de blocos de brecha, que podem ser seguidas por cerca de 1Km. Esses blocos atingem diâmetros de 8 a 10 metros e são constituídos por fragmentos de quartzitos e quartzito leitoso de matriz é quartzosa e bastante ferrificada.

Mais ao sul, ainda no âmbito da Serra dos Martírios, os registros de falhas normais são comuns. Como exemplos, distinguem-se falhas de direções ENE-WSW e NNW-SSE, com fortes mergulhos de seus planos para NNW e SSW, respectivamente, e componentes direcionais dextrais. Raramente ocorrem falhas com estrias sub-horizontais, e com feições indicando movimentação sinistral (Figura 94).

Ainda no Setor II, área da Serra das Andorinhas, ocorrem vários feixes de falhas e/ou fraturas de direções N-S, N20-25E, N55-65E, N80E, N30-45W, N80W, verticais ou subverticais. Transcorrências E-W e N35W ocorrem associadas, e deslocam as estruturas mais antigas (Figura 95a e b).

Os registros de campo dessa deformação rúptil concentram-se no Setor III e principalmente dentro do subsetor II. Sistemas de falhas e/ou fraturas verticais a subverticais, são observados nas seguintes direções: N-S, N5-15E, N20-25E, N40-50E, N60-70E,



Figura 93 - Mapa estrutural ressaltando sistemas de juntas e falhas.

N15-20W, N30-35W, N40-45W, N50-60W, N70-80W e E-W. Os sistemas direcionais, representados por transcorrências verticais, ocorrem orientados segundo: N-S dextral, N20-30E dextral, N60E sinistral, N75E dextral e N70W dextral.

No Setor IV, os dados de campo, embora reduzidos, mostram um sistema de falhas normais NE-SW dominante, além de outras falhas E-W de movimentação direcional e rotação dextral, as quais são muito bem realçadas nas imagens de satélite e radar. A exemplo da estrutura de Xambioá, as cristas de quartzitos que ressaltam a estrutura do Lontra exibem proeminentemente essas feições rúpteis.

Associadas as transcorrências do Setor III, foi possível caracterizar as seguintes feições estruturais de dimensões decimétricas: a) estrutura em rabo-de-cavalo na terminação de sistema transcorrente; b) "tension gashes"; c) duplex extensional; d) padrão romboédrico; e) sistema retangular de fraturas; f) padrões "en echelon"; g) transcorrência em degrau a esquerda; e h) padrões romboédrico e "en echelon" associados. (Figuras 96a,b,c,d,e,f,g,h).

O regime rúptil que se superimpôs as feições mais antigas do sistema compressivo, às vezes com característica rúptil-dúctil (Figura 97), caracteriza-se pela reativação dessas estruturas mais antigas e criação de outras mais jovens, de tal sorte que se interpreta como um quadro tectônico relativamente novo na região. Os movimentos mais recentes, deduzidos a partir das feições morfo-estruturais existentes, são responsáveis pela ascensão de blocos de rochas, onde as Serras dos Martírios e Andorinhas se

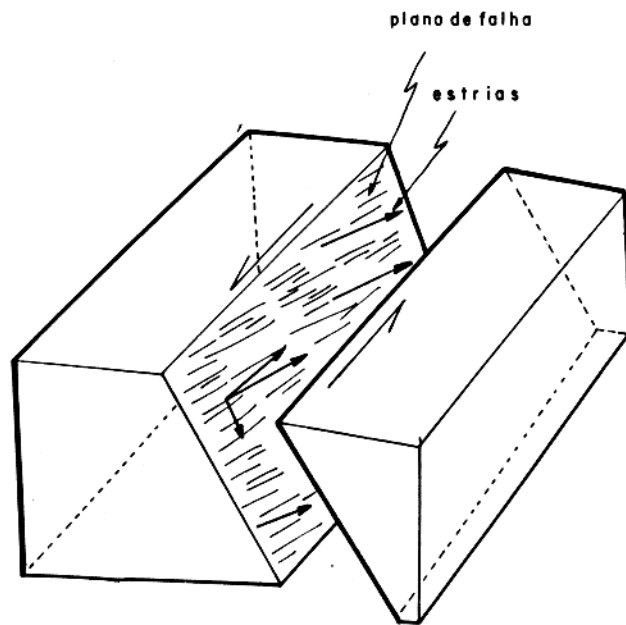


Figura 94 - Geometria de falha normal com componente direcional. Serra dos Martírios.

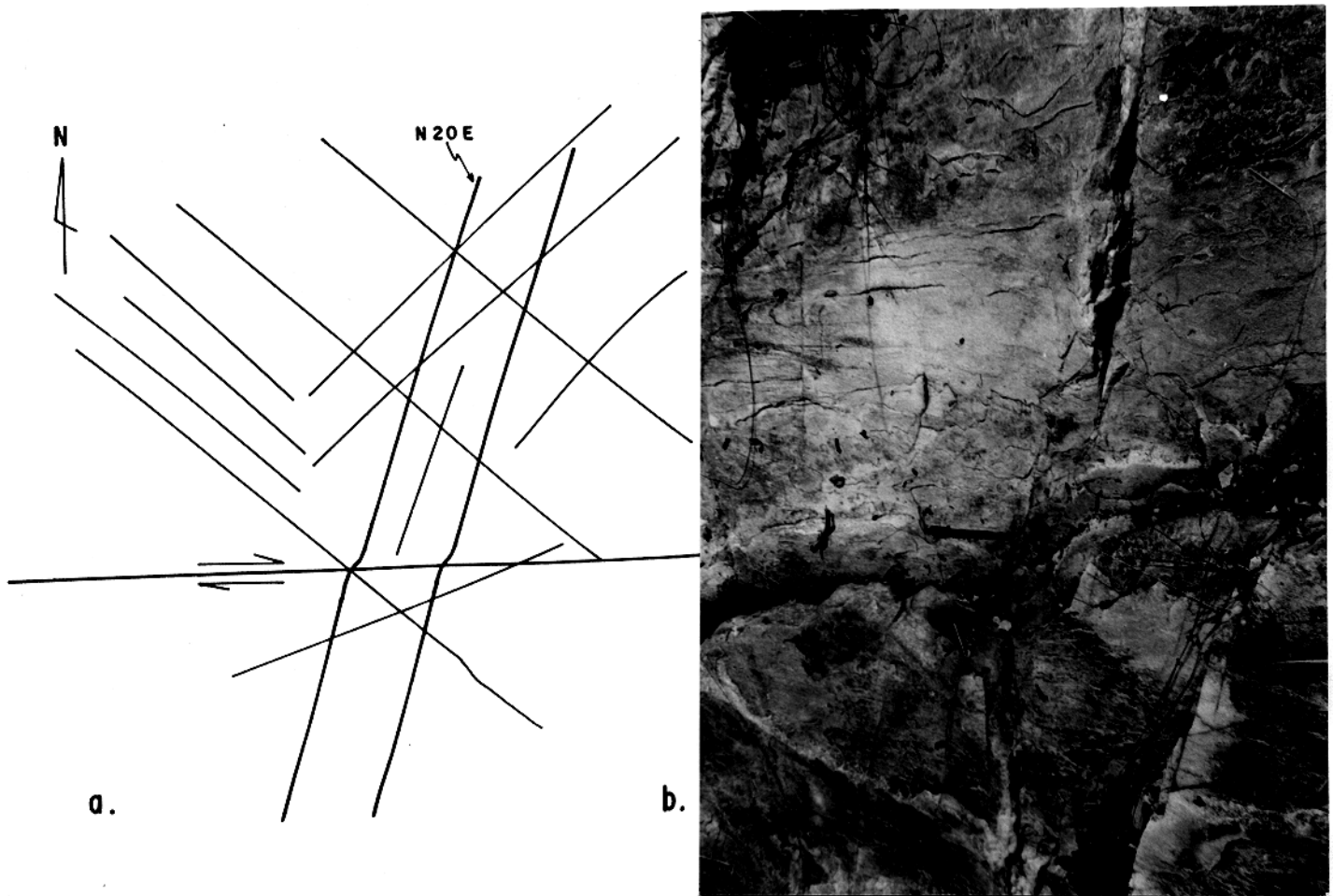


Figura 95 - a) Sistema de juntas e falhas associadas a transcorrência E-W; b) Transcorrência E-W, dextral em quartzito do Grupo Estrondo, mostrada no "sketch" a. Sul da Serra das Andorinhas.

sobressaem, mostrando desníveis superiores a 300 metros e expondo, desta maneira, "fronts" de antigos cavalgamentos, provavelmente reativados como falhas normais. O material coluvionar do tipo talus instalado nesses "fronts"; o regime encaixado do rio Araguaia ao seccionar a Serra dos Martírios/Andorinhas e de alguns de seus tributários, edificando terraços que ainda preservam antigos depósitos sedimentares, mas de provável idade cenozóica, deixados por esses cursos d'água, atestam esses movimentos.

Em termos globais, sabe-se que a Placa Sul-Americana, a partir do Terciário Inferior, esteve submetida a um binário dextral E-W (HASUI, 1990) e que grande parte dos arranjos morfo-estruturais, no seu interior, está intimamente relacionado com essa movimentação (Bemerguy & Costa apud COSTA et al., 1991a).

Na presente área as estruturas romboédricas, fraturas de dilatação, estruturas em rabo de cavalo e outras estruturas associadas a movimentações direcionais com feições de rotações horárias, nos quartzitos da Formação Morro do Campo e aqui descritas, devem estar relacionadas a essa tectônica cenozóica, e inclusive aos movimentos atuais.

Por fim, é bom salientar que essas estruturas poderiam também estar relacionadas com os eventos de transcorrência ligados a ação de um binário dextral no Proterozóico Médio; com a tectônica distensiva da reativação Sul-Atlântiana de idade mesozóica; e com a atual movimentação da Placa Sul Americana, conforme COSTA & HASUI (1988); além do evento Paleozóico, que originou a Bacia do Parnaíba. Com relação a reativação Sul-

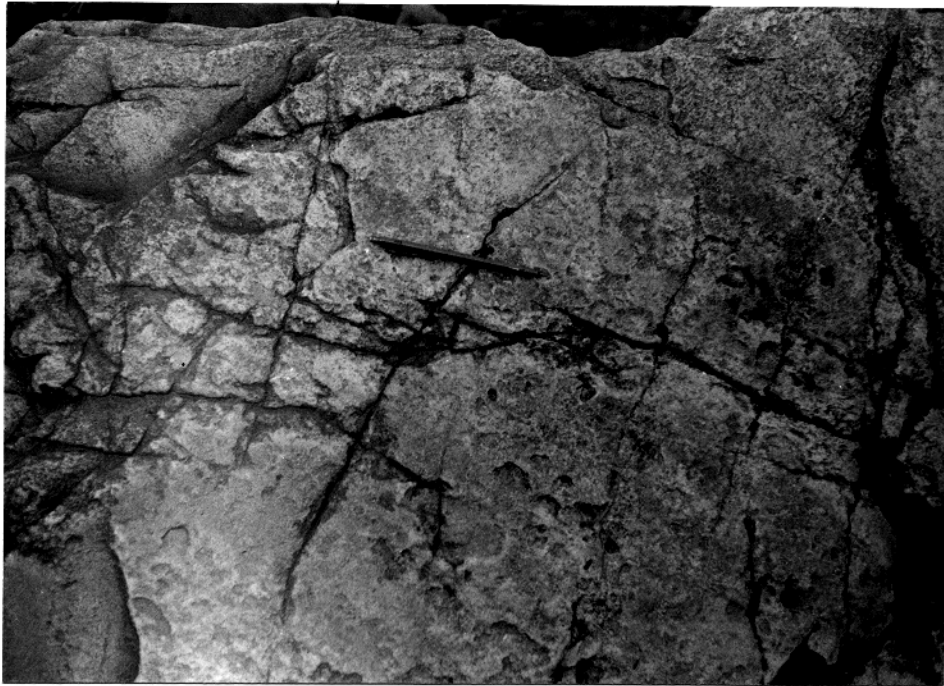


Figura 96a - Terminação em rabo de cavalo de sistema de transcorrência NW-SE, em quartzitos do Grupo Estrondo. Aba norte da estrutura de Xambioá.



Figura 96b - "Tension gashes" associadas a sistema transcorrente. Quartzitos do Grupo Estrondo, limbo norte da estrutura de Xambioá.



Figura 96c - Duplex extensional associado a sistema transcorrente NW-SE. Quartzitos do Grupo Estrondo, aba norte da estrutura de Xambioá.



Figura 96d - Padrão romboédrico dextral em um sistema transcorrente. Quartzitos do Grupo Estrondo. Aba norte da estrutura de Xambioá.



Figura 96e - Padrão retangular de juntas e falhas em quartzitos do Grupo Estrondo. NE da estrutura de Xambioá.

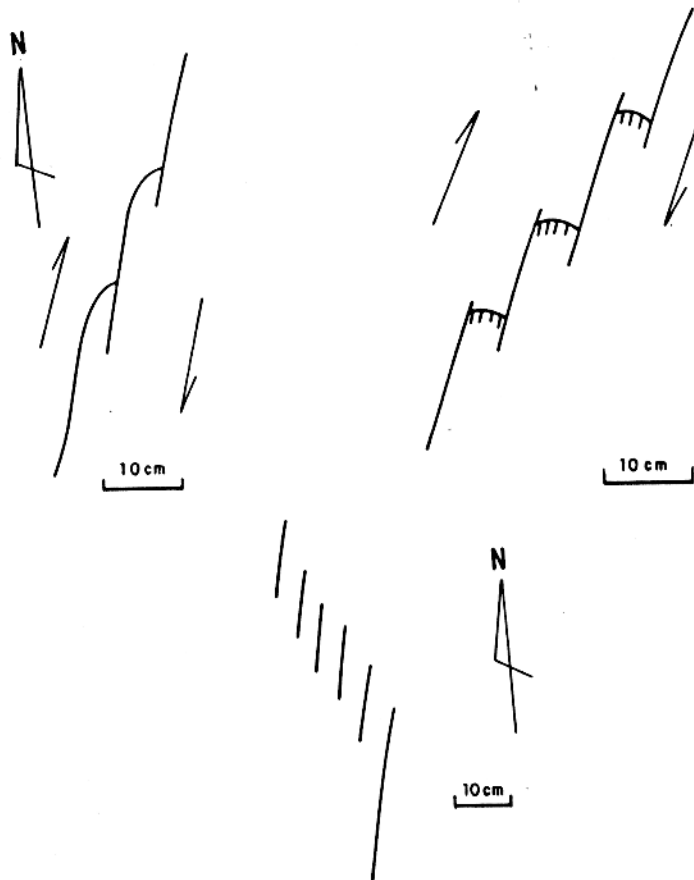


Figura 96f - Padrões "en echelon"; e transcorrência em degrau. Aba norte da estrutura dômica de Xambioá.



Figura 96g - Padrões romboédricos e "en echelon" associados, em transcorrência NW-SE dextral.
 Aba norte da estrutura dômica de Xambioá.



Figura 97 - "Shear band" sinistral em quartzitos do Grupo Estrondo.
 Proximidades da cidade de Xambioá.

Atlantiana, COSTA et al. (1991b) se referem a existência de "grabens" e hemigrabens, no interior do Cinturão Araguaia, que guardam frações de unidades paleozóicas da Bacia do Parnaíba e cuja arquitetura é definida por falhas normais verticais planares e de direções submeridianas. O "graben" do Araguanã (Anexo A), a oeste da estrutura do Lontra, margem direita do rio Araguaia, é referido por MACAMBIRA (1983). Afirma esse autor que a estrutura é o resultado de falhamentos ocorridos na área e que está preenchido por sedimentos da Formação Pedra de Fogo, pertencente à Bacia do Parnaíba.

Como se vê, a tectônica frágil que atuou na região, parece que atingiu um amplo intervalo de tempo, de modo que se pode distinguir pelo menos três (3) eventos, descartando-se o evento tectônico relacionado ao Proterozóico Médio, em função da indefinição da idade do Cinturão Araguaia. Assim restringe-se apenas ao Fanerozóico com o evento rúptil do Paleozóico, que deu origem a Bacia do Parnaíba; com a tectônica distensiva da reativação Sul-Atlântiana, do Mesozóico; e com a movimentação da Placa Sul-Americana, no Cenozóico.

4.7 - INDICADORES CINEMÁTICOS

As estruturas macro, meso e micro investigadas na área permitem demonstrar que a evolução do quadro deformacional desenvolveu-se em condições dúctil e não coaxial. O sentido do movimento cisalhante foi determinado com base nas observações de campo e de amostras orientadas que, em laboratório, foram

analisadas a partir de seções delgadas perpendiculares à foliação milonítica e paralelas a lineação de estiramento (item 4.4). A análise dos indicadores rotacionais, em diferentes pontos e tipos de rochas, possibilitou a caracterização dos movimentos relativos dentro das zonas de cisalhamento. Deste modo, um considerável número de feições assimétricas, com sentido de movimentação cisalhante sinistral, foram comumente observados.

Assim, além das macrofeições a nível de mapa, de movimentação predominantemente anti-horária, como as formas sigmoidais desenhadas pelo traço da foliação e a posição espacial da estrutura de Xambioá, as rochas miloníticas presentes, geradas sob um regime de médio a baixo grau metamórfico, apresentam várias estruturas assimétricas mesoscópicas e microscópicas, tais como: formas anastomóticas da foliação milonítica (Figuras 70 e 89) dentro das zonas de cisalhamento e em diferentes escalas; "budins" de quartzo com formas sigmoidais (Figura 67); porfiroblastos de granada e estaurolita (Figuras 78 e 92); trilhas de recristalização assimétricas (Figuras 32, 65 e 68); sombras de pressão assimétricas nas terminações de cristais de quartzo, feldspato, granada e estaurolita (Figuras 32, 35a, 63 e 65); arranjos do tipo S-C (Figuras 64 e 66); planos C' assimétricos e "shear bands" (Figura 88); formas sigmoidais de minerais deformados, a exemplo de mica pisciforme (Figura 81 e 82); foliação oblíqua ressaltada pelos agregados quartzo-feldspáticos recristalizados dinamicamente (Figuras 33 e 61); e dobras assimétricas. Cada uma destas feições encontra-se descrita no capítulo de microestruturas.

Quase a totalidade dessas feições apresenta geometria

consistente com a atuação de um binário sinistral, conforme observações realizadas anteriormente por HASUI & COSTA (1990), válidas para todo o Cinturão Araguaia. Algumas amostras estudadas, no entanto, apresentam feições dextrais, mas pela pouca incidência, não influenciaram na definição do sentido do transporte tectônico de SE para NW.

4.8 - MODELO TECTÔNICO

A história da deformação da região pesquisada pode ser contada a partir dos diversos parâmetros estruturais a nível macro, meso e microscópico, traduzindo-se principalmente nas feições planares e lineares. Na progressão do processo de deformação, tais feições interagem e produzem os mais diversos arranjos de estruturas, dentre as quais, muitas aqui foram estudadas.

No âmbito do quadro regional, a lineação de estiramento tem orientação regular ou direção NW-SE, mas o seu desenvolvimento deve estar relacionado a pelo menos quatro pulsos de movimentação cisalhante, dentro da tectônica de empurrão que originou o arcabouço estrutural do cinturão Araguaia na região de Xambioá-São Geraldo do Araguaia.

O primeiro pulso (Figura 98a) relaciona-se a uma importante movimentação interestratal inicial responsável pela formação dos cavalgamentos dúcteis, os quais impuseram imbricações nos pacotes rochosos. Neste instante da deformação deve ter iniciado a propagação incipiente das rampas laterais ou

oblíquas, segundo o modelo de DAHLSTRON (1970). No pulso seguinte (Figura 98b), a movimentação continuou gerando imbricações importantes, propiciando o soerguimento de consideráveis lascas do embasamento, impondo dobras quilométricas nos arranjos iniciais (segunda geração de cavalgamento de HASUI & COSTA, 1990), e ampliando a propagação das rampas laterais ou oblíquas. O envolvimento de lascas do embasamento deste modo caracteriza a estruturação do tipo "thick skinned", a exemplo de outras regiões, como os terrenos caledonianos da Escandinávia (HOSSACK & COOPER, 1986). Durante o terceiro pulso, as movimentações mais expressivas aconteceram em decorrência da necessidade do equilíbrio mecânico do sistema, estando assim expressas principalmente através da rotação dos eixos das megadobras do setor III devido à intensa movimentação nas zonas transcorrentes NW-SE. Não se descarta, contudo, a interpretação que considera a origem do sistema halomórfico de dobras quilométricas entre Xambioá e Chapada como vinculada a componente compressiva NNE-SSW das zonas transcorrentes sinistrais NW-SE. Durante o quarto pulso a evolução tectônica prosseguiu com a dominância das movimentações oblíquas (Figura 98c), sempre de SE para NW, ampliando principalmente as zonas de cavalgamentos, e gerando novas imbricações que se superpõem aos sistemas de rampas laterais na região centro-leste da área. Depreende-se então, que a deformação do Cinturão Araguaia está associada a um sistema de cavalgamento dúctil, com desenvolvimento essencialmente progressivo, conforme já mencionado por HASUI & COSTA (1990). As feições macro, meso e microscópicas originadas no interior das

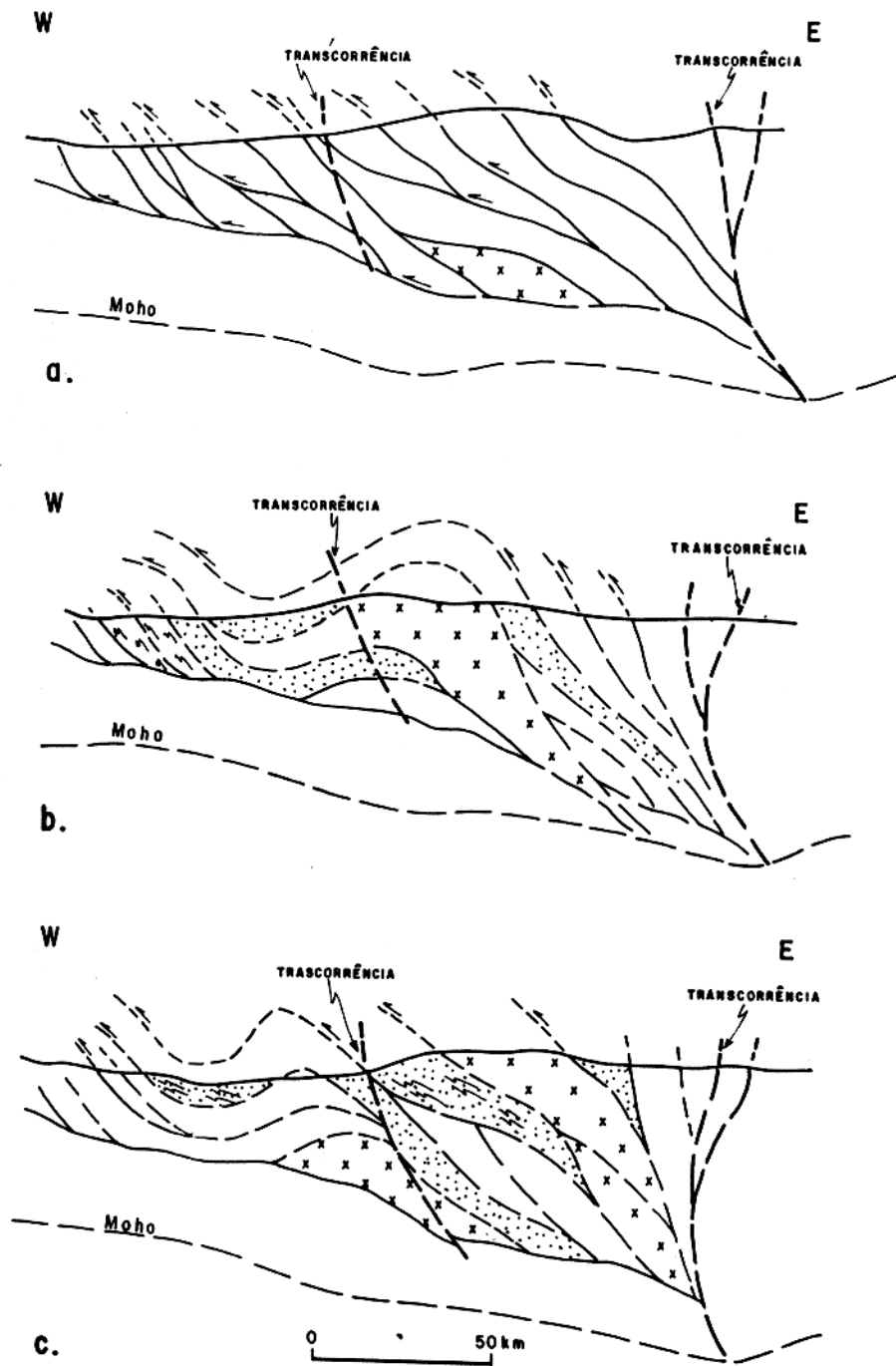


Figura 98 - Modelo de evolução tectônica para o Cinturão Araguaia, na área de Xambioá-São Geraldo do Araguaia: a) imbricação inicial dos corpos de rocha, originando os cavalgamentos dúcteis, a foliação milonítica e a incipiente propagação de rampas laterais; b) soerguimento de lascas do embasamento e ampliações das rampas laterais; c) ocorrência de movimentações mais expressivas, tendo havido a rotação das megadobras do setor III, com o prosseguimento das manifestações oblíquas e ampliação das rampas de cavalgamentos.

zonas de cisalhamento dúctil, associadas a geometria do sistema compressivo, atestam essa evolução.

Assim é que dentro do modelo idealizado, a foliação milonítica penetrativa, as dobras intrafoliais apertadas a isoclinais, juntamente com uma ampla assembléia de feições meso e microestruturais assimétricas, bem como a posição espacial das lineações de estiramento sugerem de fato, uma tectônica compressiva de caráter oblíquo, com vergência constante para NW, gerando zonas de cisalhamento dúctil de movimentação sinistral.

Resumidamente, e de acordo com o modelo cinemático proposto por HASUI & COSTA (1990), o quadro estrutural da área é produto de um estágio avançado de colisão continental envolvendo embasamento e cobertura, decorrente da aproximação oblíqua dos blocos Araguacema e Brasília.

5 - CONCLUSÕES

As pesquisas sobre os aspectos estruturais do Cinturão Araguaia, na região de Xambioá e São Geraldo do Araguaia, permitiram as seguintes conclusões:

- O Cinturão Araguaia é uma unidade geotectônica ligada a convergência oblíqua dos blocos Araguacema e Brasília (HASUI & COSTA, 1990). É caracterizado pelo empilhamento tectônico das sequências supracrustais do Supergrupo Baixo Araguaia, com edificação de rampas de cavalgamentos de baixo ângulo e "nappes", envolvendo porções do embasamento. Na área presentemente pesquisada, essas estruturas, aparecem raramente, como grandes estruturas dômicas de formas elípticas, tendo como exemplo as braquianticlinais do Lontra e Xambioá. A propósito, as formas elípticas dessas estruturas devem estar relacionadas a rotação devido aos movimentos direcionais que geraram as rampas laterais;

- As unidades litológicas do Supergrupo Baixo Araguaia, apresentam forte imbricação interna dos corpos rochosos, dificultando sobremaneira a restauração das relações estratigráficas originais, em todo o cinturão, muito embora frações de rochas quartzíticas da Formação Morro do Campo pareçam preservar essas relações em alguns locais;

- As feições lineares mais proeminentes do cinturão são as lineações de estiramento. Tais lineações são bons indicadores da direção do transporte tectônico. A análise de algumas feições rotacionais e a sua interpretação em conjunto com a lineação de

estiramento, revelaram a cinemática de deformação compressiva estabelecida e o seguinte modelo tectônico, delineado em quatro diferentes pulsos:

a. imbricação inicial dos corpos de rochas, que produziram importante movimentação interestratal, originando os cavalgamentos dúcteis e a foliação milonítica;

b. a progressão da movimentação continuou gerando imbricações generalizadas, quando então o soerguimento de consideráveis lascas do embasamento impuseram grandes dobras nos arranjos iniciais, e ampliaram as rampas laterais ou oblíquas iniciadas no pulso anterior;

c. no terceiro pulso, as movimentações ao longo das rampas laterais foram dominantes, sendo evidenciadas pela rotação das megadobras do setor III;

d. daí em diante a evolução tectônica prosseguiu com a dominância das movimentações oblíquas, sempre de SE para NW, ampliando as rampas de cavalgamentos, mas as rampas laterais também podem ter movimentado em função da necessidade do alívio compressional;

- A lineação de estiramento e a maioria das tramas lineares são de um modo geral paralelas ao transporte tectônico, que por sua vez, é grosseiramente oblíquo ao "trend" estrutural do cinturão. Sua definição nas rochas miloníticas é feita através de trilhas de minerais quartzo-feldspáticos, alongações de cristais de quartzo em sombra de pressão ao redor de feldspatos, granadas e estaurolitas; pela orientação preferencial da mica; e pela alongação dos grãos ou agregados de grãos de quartzo, as

vezes em forma de "ribbons", frequentemente paralelos a fina corrugação da superfície da foliação;

- As rochas miloníticas do embasamento e do Supergrupo Baixo Araguaia, geradas em função da deformação dúctil não-coaxial, são ricas em feições microestruturais, tais como: arranjos S-C, mica "fish", limites de grãos irregulares e/ou suturados, sub-grãos, poligonização, agregados de grãos neoformados, bandas de deformação, porfiroclastos e porfiroblastos rotacionados e "ribbons" de quartzo, indicando assim que foram geradas a níveis profundos da crosta e que sofreram expressivas transformações internas;

- A preservação frequente de microestruturas com feições rotacionais assimétricas em zonas de alto "strain", sugere que a região esteve submetida a um significativo regime não-coaxial, porém a identificação de ocasionais estruturas primárias ou a constatação da existência de zonas de alto "strain" cisalhante, limitando outras de baixo "strain", e a distribuição das feições estruturais em todas as escalas, permite demonstrar que a deformação foi por cisalhamento simples heterogêneo.

- Estruturas mesoscópicas reconhecidas dentro do Cinturão Araguaia, como é o caso de rampas de cavalgamentos de baixo ângulo, sugerem que os empurrões ou as superfícies de descolamento ("detachments"), devem ter tido trajetórias muito rasas através da crosta;

- As dobras de cisalhamento mostram relação espacial com as zonas de alto "strain", desenvolvidas dentro da área do setor III, por exemplo. Essas dobras, com o incremento da deformação, tornam-se apertadas e podem ser rotacionadas em direção ao eixo

de estiramento máximo do "strain" cisalhante, enquanto que se mostram menos deformadas fora destas zonas, sugerindo assim que a deformação por cisalhamento é um fator de controle dominante na geometria dessas dobras;

- Estudos de dobras em rochas miloníticas revelaram estruturas em olho; algumas caracterizando-se como seções normais aos eixos de dobras em bainha. Dobras em bainha dentro da área estão associadas aos quartzitos da Formação Morro do Campo, na Serra das Andorinhas e Serra dos Martírios; e ainda em restos de quartzitos da ZCVX. Morfologia de dobras em bainha também ocorre nos xistos da Formação Xambioá.

- As rochas nas zonas de cisalhamento (zonas de mais alto "strain") são de granulação fina e estão fortemente foliadas e estiradas em relação aos seus protólitos fora dessas zonas.

- A deformação está principalmente concentrada ao longo dos principais contatos entre as unidades lito-estruturais e no interior das unidades menos competentes, bem como nas zonas de cisalhamento direcionais tardias.

- As assembléias de indicadores cinemáticos registradas nas zonas de cisalhamento desenvolveram-se sob um regime compressivo que atuou essencialmente no sentido geral WNW.

- As observações de feições microestruturais em xistos miloníticos sugerem que o estiramento no plano XZ de deformação, foi muito mais forte que no plano YZ, de modo que o elipsóide de deformação tem seu eixo mais alongado no sentido de X, provavelmente caindo no campo de estiramento, de acordo com o diagrama de Flinn, onde $1 < K < 00$.

- A partir do estudo sistemático dos critérios rotacionais, conclui-se que houve predominância de movimentação sinistral na área, no entanto, algumas indicações de movimentação dextral, apontadas pelas relações S-C e budins sigmoidais de quartzo, devem representar acomodações sem expressão regional. Considerando a posição espacial da lineação de estiramento e a movimentação sinistral ao longo das estruturas mais importantes, pode-se classificar as zonas de cisalhamento como oblíquas e direcionais.

- As rochas miloníticas nas zonas de cisalhamento contêm uma assembléia distinta de estruturas assimétricas e texturas minerais sintectônicas que indicam sistematicamente um sentido de movimentação WNW para as lascas tectônicas, caracterizando ao mesmo tempo, o comportamento dúctil da deformação a níveis profundos da crosta.

- As principais estruturas macroscópicas observadas na área foram: as zonas de cisalhamento direcionais Irirí-Martírios e a do Vale do Xambica; a "nappe" Andorinha-Martírios; e as estruturas dômicas do Lontra e Xambioá. Existem outras feições de empurrão e direcionais menores que, apesar de destacadas em mapa, não receberam denominações.

- As orientações variáveis de eixos de dobras em algumas porções de xistos do Grupo Estrondo devem estar provavelmente relacionadas a movimentos diferenciais dentro das lascas de empurrão.

- Nas proximidades de Xambioá e São Geraldo do Araguaia (setor III), apesar do desenvolvimento progressivo da deformação, a complexidade das dobras demonstra que os arranjos estruturais

não são contemporâneos, havendo, em raros casos, interferência de estruturas.

- A deformação rúptil é caracterizada por sistemas de juntas e falhas de direções NE-SW, NW-SE e E-W ou ENE-WSW que se superimpõem as estruturas mais antigas de natureza dúctil, reativando-as ou criando outras mais recentes.

- A tectônica rúptil que atingiu a região, propiciou a movimentação vertical e direcional de blocos em um intervalo de tempo relativamente amplo, de modo que pela análise efetuada, se pode distinguir pelo menos (03) eventos: um evento extensional ocorrido no Paleozóico, que deu origem a Bacia do Parnaíba; a tectônica distensiva da reativação Sul-Atlântica, do Mesozóico; e a movimentação da Placa Sul-Americana, no Cenozóico.

6 - REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ABREU, F. de A.M. de. 1978. O Supergrupo Baixo Araguaia. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 30., Recife, 1978. Anais.... Recife, SBG. v.2, p.539-545.

ABREU, F. de A.M. de. 1979. Estratigrafia e Evolução do Segmento Setentrional da Faixa de Dobramentos Paraguai-Araguaia Belém, Universidade Federal do Pará. Núcleo de Ciências Geofísicas e Geológicas. 90p. Tese (Mestrado) - Curso de Pós-Graduação em Ciências Geofísicas e Geológicas - Núcleo de Ciências Geofísicas e Geológicas, UFPa, 1979.

ABREU, F. de A. M. de. 1990. Evolução Geotectônica do Pré-Cambriano da região Meio Norte do Brasil e sua correlação com a África Ocidental. Belém, Universidade Federal do Pará. Centro de Geociências. 440p. Tese (Doutorado) - Curso de Pós-Graduação em Geociências, Centro de Geociências, UFPa, 1990.

ABREU, F. de A.M. de & HASUI, Y. 1978. Evolução Estrutural do Super Grupo Baixo Araguaia. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 30., Recife, 1978. Anais...Recife, SBG. v.1, p. 257-269.

ABREU, F. de A.M. de; SILVA, J.M.R. da; FARIA Jr., L.E.C.
1978. Projeto Xambioá-Vanderlândia. Belém. Convênio
UFPa/DNPM, 83p. Inédito.

ABREU, F. de A.M. de; SILVA, J.M.R. da; HASUI, Y.
1980. Evolução do Grupo Estrondo na região de Xambioá.
In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 31., Camboriú,
1980. Anais... Camboriú, SBG. v.5, p.2542-2550.

ALMEIDA, F.F.M. de. 1965. Geossinclíneo Paraguaio.
In:SEDEGEO, 1., Porto Alegre, 1965. Porto Alegre,
Centro Acadêmico Estudantes de Geologia. p.87-101.

ALMEIDA, F.F.M. de. 1967. Origem e evolução da plataforma
brasileira. Rio de Janeiro, DNPM. Divisão de Geologia e
Mineralogia. 36p. (Boletim, 241).

ALMEIDA, F.F.M. de . 1974. Sistema tectônico marginal do
Cráton do Guaporé. In. CONGRESSO BRASILEIRO DE
GEOLOGIA, 28., Porto Alegre. 1974. Anais... Porto
Alegre, SBG. v.4, p.9-17.

ALMEIDA, F.F.M. 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. Núcleo do Nordeste.
p.363-391.

- BARBOSA, O.; RAMOS, J.R.; GOMES, F.A.; HELMBOLD, R.
1966. Geologia estratigráfica, estrutural e econômica da área do Projeto Araguaia. Rio de Janeiro, DNPM. Divisão de Geologia e Mineralogia. 94p.(Monografia,19).
- BARKER, A.J. 1990. Introduction to Metamorphic textures and Microstructures. Glasgow, Blackie; New York, Chapman and Hall. 170p.
- BELL, T.H. 1981. Foliation development - The contribution, geometry and significance of progressive, bulk, inhomogeneous shortening. *Tectonophysics*, 75 (3/4): 273-296.
- BELL, T.H. & ETHERIDGE, M.A. 1973 . Microstructure of Mylonites and Their descriptive terminology. *Lithos*, 6(4):337-348.
- BELL, T.H. & HAMMOND, R.L. 1984. On the Internal Geometry of Mylonite zone. *J. Geol.* 92:667-686.
- BELL, T.H.; FORDE, A.E.; HAYWARD, N. 1992. Do smoothly curving spiral - shaped inclusions trails signify porphyroblast rotation ? *Geology*, 20:59-62.

- BERTHÉ, D.; CHOUKROUNE, P.; JEGOUZO, P. 1979. Orthogneiss, mylonite, & non-coaxial deformation granites: the example of the South American shear zone. *Jour. Struct. Geol.*, 1:31-42.
- BOUCHEZ, J.L. & PECHER, A. 1981. The Himalayan Main Central Thrust pile & its quartz-rich tectonites in Central Nepal. *Tectonophysics*, 78(1-4):23-50.
- BOULLIER, A.M. & BOUCHEZ, J.L. 1978. Le quartz en rubans dans les mylonites. *Bull.Soc.Geol.Fr.*, 7:253-262.
- 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(1-4):161-177.
- CARRERAS, I.; ESTRADA, A.; WHITE, S. 1977. The effects of folding on the c-axis fabrics of a quartz mylonite. *Tectonophysics*, 39:3-24.
- CARVALHO, J. da S. & SAUCK, W.A. 1990. Levantamento Gravimétrico do Setor Setentrional do Cinturão Orogênico Araguaia, Região Centro - Norte do Brasil. *Revista Brasileira de Geofísica*, 8(2):67-76.

- COBBOLD, P.R., & QUINQUIS, H. 1980. Developmend of sheath in shear regimes. *Jour. Struct. Geol.*, 2:119-126.
- COSTA, J.B.S. 1980a. *Evolução Geológica da Região de Colméia-Go.* Belém, Universidade Federal do Pará. Núcleo de Ciências Geofísicas e Geológicas. 78p. Tese (Mestrado) - Curso de Pós-Graduação em Ciências Geofísicas e Geológicas, Núcleo de Ciências Geofísicas e Geológicas, UFPA, 1980.
- COSTA, J.B.S. 1980b. *Estratigrafia da região de Colméia-Go.* In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 31., Camboriú, 1980. *Anais... Camboriú, SBG.* v.2, p.720-728.
- COSTA, J.B.S. 1985. *Aspectos lito-estruturais e evolução crustal da reg. centro-norte de Goiás.* Belém, Universidade Federal do Pará. 209p. Tese (Doutorado) - Curso de Pós-Graduação em Ciências Geofísicas e Geológicas, Centro de Geociências, UFPA, 1985.
- COSTA, J.B.S. & HASUI, Y. 1988. *Aspectos do lineamento transbrasiliano na região de Porto Nacional-Natividade. Go.* In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 35., Belém, 1988. *Anais... Belém, SBG.* v.5, p.2208-2213.

COSTA, J.B.S.; BORGES, M.S.; BEMERGUY, R.L.; IGREJA, H.L.S.; PINHEIRO, R.V.L. 1991a. Aspectos da Tectônica Cenozóica na Região do Salgado. Litoral NE do Estado do Pará. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 3., Belém, 1991. Anais... Belém. p.156-165.

COSTA, J.B.S.; GORAYEB, P.S.S. de; BEMERGUY, R.C.; GAMA Jr., T.; KOTSCHUBEY, B.; LEMOS, R.L. 1983. Projeto Paraiso do Norte; relatório final. Belém, conv. CVRD/UFPa. 125p. (inédito).

COSTA, J.B.S.; HASUI, Y.; GORAYEB, P.S.S. 1988a. Relações estruturais entre o Cint. Orogênico Araguaia e o Maciço Goiano na reg. de Paraiso do Norte-Gurupi-Go. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 35., Belém, 1988. Anais... Belém, SBG. v.5, p.487-496.

COSTA, J.B.S.; HASUI, Y.; HARALYI, N.L.E. 1988b. A zona de articulação dos blocos Brasília e Araguaia no centro - norte de Goiás. In. CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 35., Belém, 1988. Anais... Belém, SBG. v.5, p.2197-2205.

COSTA, J.B.S.; IGREJA, H.L.S.; BORGES, M.S.; HASUI, Y. 1991b. O Quadro Tectônico Regional do Mesozóico na Região Norte do Brasil. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 3., Belém, 1991. Anais... Belém. p. 166-178.

- COSTA, J.B.S.; MARTINS, J.P.A.; LEMOS, R.L.; BELTRÃO, J.F.; HASUI, Y. 1983. Geologia da Região de Porto Nacional. Rev. Bras. de Geociências, 14:3-11.
- COWARD, M.P. 1980. The Caledonian thrust and shear zones of NW Scotland. Jour. Struct. Geol., 2:11-17.
- DAHLSTROM, C.D.A. 1970. Structural Geology in the Eastern Margin of the Canadian Rocky Mountains. Bull. of. Canadian Petroleum Geology, 18(3):332-406.
- DALL'AGNOL, R.; TEIXEIRA, N.P.; MACAMBIRA, J.B.; KOTSCHOUBEY, B.; GORAYEB, P.S.S.; SANTOS, M.D. 1988. Petrologia dos gnaisses e micaxistos da porção norte da Faixa de Dobramentos Araguaia - Goiás - Brasil. In: CONGRESSO LATINO-AMERICANO DE GEOLOGIA, Belém, 1988. Anais... Belém. v.1, p.1-19.
- GORAYEB, P.S.S. 1981. Evolução Geológica da Região de Araguacema-Pequizeiro-Goiás-Brasil. Belém, Universidade Federal do Pará. Núcleo de Ciências Geofísicas e Geológicas. 99p. Tese (Mestrado) - Curso de Pós-Graduação em Ciências Geofísicas e Geológicas, Núcleo de Ciências Geofísicas e Geológicas, UFPA, 1981.

GORAYEB, P.S.S. 1989. Corpos serpentínicos da Faixa Araguaia na região de Araguacema - Pequizeiro - Conceição do Araguaia (Goiás-Pará). Rev. Bras. Geociências., 19 (1):51-62.

GORAYEB, P.S.S.; BEMERGUY, R.L.; GAMA Jr., T.; KOTSCHUBEY, B.; LEMOS, R.L. 1983. Projeto Paraíso do Norte; relatório Final. Belém, D.N.P.M/UFPa. 125p.

GOSCOMBE, B. 1991. Intense non-coaxial shear and the development of mega-scale sheath folds in the Aounta Block, Central Austrália. Jour.Struct.Geol., 133:299-318.

GUERREIRO, M.G.S. & SILVA, J.M.R. da. 1976. Projeto Guaraf-Conceição; rel. Final. Belém, Conv. DNPM/UFPa.

HANMER, S.K. 1984. The potencial use of planar and elliptical structures as indicators of strain regime and kinematics of tectonic flow. Geol. Surv. Canadá, Curr. Res. 84-1b:133-142.

HARALYI, N.L.E. & HASUI, Y. 1981. Anomalias gravimétricas e estruturais maiores do sul de Goiás. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO CENTRO-OESTE, Goiânia, 1981. Atas... Goiânia, SBG. p.53-72

- HASUI, Y. 1990. Neotectônica e tectônica ressurgente no Brasil. In: WORK-SHOP SOBRE NEOTECTÔNICA E SEDIMENTAÇÃO CONTINENTAL CENOZÓICA DO SUDESTE DO BRASIL, 1., Belo Horizonte, 1990. Anais... Belo Horizonte, SBG. p.1-31.
- HASUI, Y. & COSTA, J.B.S. 1988. Curso de Zonas e Cinturões de Cisalhamento. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 35., Belém, 1988. Anais... Belém, SBG.p.1-86.
- HASUI, Y. & COSTA, J.B.S. 1990. O Cinturão Araguaia: um novo enfoque estrutural-estratigráfico. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 36., Natal, 1990. Anais... Natal, SBG. v.6, p.2535-2549.
- HASUI, Y. & COSTA, J.B.S. 1991. Zonas e Cinturões de Cisalhamento. Belém, Ed. Universitária UFFa. 144p.
- HASUI, Y.; ABREU, F.A.M.; COSTA, J.B.S.; SILVA, J.M.R. 1981. A faixa de dobramentos Araguaia - estado de conhecimento. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO CENTRO-OESTE, 1., Goiânia, 1981. Atas... Goiânia, SBG. p.177-194.
- HASUI, Y.; ABREU, F.A.M. de.; SILVA, J.M.R. da. 1977. Estratigrafia da Faixa de Dobramentos Paraguai-Araguaia no Centro-Norte do Brasil. Bol. Inst.Geoc. USP. São Paulo, 8:107-118.

- HASUI, Y.; COSTA, J.B.S.; ABREU, F.A.M. de. 1980.
Evolução estrutural da região de Colméia, Go. In:
CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 31., Camboriú, 1980.
Anais... Camboriú, SBG. v.5, p.1648-2658.
- HASUI, Y.; COSTA, J.B.S.; ABREU, F.A.M. de. 1984.
Província Tocantins. In: ALMEIDA, F.F.M. de & HASUI, Y.
Pré-Cambriano do Brasil. São Paulo, Ed.Blucher. 187-204
- HASUI, Y.; HENNIES, W.T.; IWANUCH, W. 1975. Idades
potássio-argônio do Pré-Cambriano da região Centro-
Norte do Brasil. Bol.Inst.Geoc.USP, 6:77-83.
- HASUI, Y.; TASSINARI, C.C.G.; SIGA JR., O.; TEIXEIRA, W. ;
ALMEIDA, F.F.M.; KAWASHITA, K. 1980. Datação Rb-Sr e K-
Ar do Centro-Norte do Brasil e seu significado
geológico-geotectônico. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE
GEOLOGIA, 31., Camboriú, 1980. Anais... Camboriú,
SEG. v.5, p. 2659-2676.
- HERZ, N.; HASUI, Y.; COSTA, J.B.S.; MATTA, M.A. da S.
1989. The Araguaia fold belt, Brazil: a reactivated
Brasiliano-Pam-Africano cycle (550 Ma) geosuture.
Precambrian Res., 42:371-386.

- HOBBS, B.E.; MEANS, W.D.; WILLIAMS, P.W., 1976, An Outline of Structural Geology. New York, J. Wiley & Sons. 571p.
- HOLDSWORTH, R. E. 1989. The geology and structural evolution of a Caledonian fold and dúctil thrust zone, Kyle of Tongue region, Stherland, northern Scotland. Jour. of the Geological Society, London, 146:809-823.
- HOSSACK, J.R. & COOPER, M.A. 1986. Collision in the Scandinavian Caledonides. In: COWARD, M.P. & RIES, A.C. Colission Tectonics. London, p.227-304. (Geological Society Special Publication, 19)
- KATZER, F. 1933. Geologia do Estado do Pará. Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi da Hist. Nat. e Etnogr. Belém, 9:270
- KEGEL, W. 1965. A estrutura geológica do Nordeste do Brasil. Rio de Janeiro, DNPM. Divisão de Geologia e Mineralogia. 47p. (Boletim, 227)
- LAFON, J.M.; MACAMBIRA, J.B.; MACAMBIRA, M.J.B.; MOURAM, C.A.V.; GAUDETTE, H.E.; SOUZA, A.C.C. 1990. A Faixa de Dobramentos Araguaia (TO), novos dados geocronológicos. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 36., Natal, 1990. Anais... Natal, SBG. v.6. p.2550-2563.

LISTER, C.S. & SNOKE, A. 1984. S-C mylonites. Journal of Structural Geology, 6:617-638.

LÖFGREN, A. 1936 - Reconhecimento geológico nos rios Tocantins e Araguaia. Rio de Janeiro, DNPM. Serviço Geológico e Mineralógico. 61p. (Boletim, 80).

MACAMBIRA, J.B. 1983. Geologia e ocorrências minerais da braquianticlinal do Lontra - Go. Belém, Universidade Federal do Pará. Núcleo de Ciências Geofísicas e Geológicas. 108p. Tese (Mestrado) - Curso de Pós-Graduação em Ciências Geofísicas e Geológicas, Núcleo de Ciências Geofísicas e Geológicas, UFPA, 1983.

MACAMBIRA, J.B.; KAWASHITA, K.; SOUZA, A.C.C. 1982. Geocronologia na região da braquianticlinal de Lontra - Goiás. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 32., Salvador, 1982. Resumos e breves comunicações. Salvador, SBG. p.12.

MATTA, M.A. de S. 1982. Evolução Geologia da Região de Tucuruí - Pará. Belém, Universidade Federal do Pará. Núcleo de Ciências Geofísicas e Geológicas. 109. Tese (Mestrado) - Curso de Pós-Graduação em Ciências Geofísicas e Geológicas, Núcleo de Ciências Geofísicas e Geológicas, UFPA, 1982.

- MAWER, C.K. 1987. Shear criteria in the Grenville Province
Ontário, Canadá. *Jour.Struc.Geol.*, 9 (5/6):531-539).
- MARSHAK, S. & MITRA, G. 1988. **Basic methods of structural
geology.** Ney Jersey, Prentice-Hall. 446p.
- McCLAY, K. 1989. The mapping Geological Structures.
Geological Society of London Handbook. New York, J.
Wiley & Sons. 161p.
- MORAES REGO, L.F. de. 1933. Notas geográficas
e geológicas sobre o rio Tocantins. *Boletim do Museu
Paraense Emílio Goeldi de Hist.Nat.e Etnog.*, Belém,
9:271-288.
- MOURA, C.A.V. & GAUDETTE, H.E., 1992. Evidence
of Brasiliano/Panafrican Deformation in The Araguaia
Belt: Implications for Gondwana Evolution. In:
CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 37., São Paulo, 1992.
Boletim de Resumos Expandidos. São Paulo, SBG. Núcleo
São Paulo. v.1, p.316-317.
- NICOLAS, A. 1984. *Principes de tectonique.* Paris, Masson.
196p.
- PARK, R.G. 1989. *Foundations of Structural Geology.* New
York, Chapman & Hall. 148p.

- PASSCHIER, C.W. & SIMPSON, C. 1986. Porphyroclast systems as kinematic indicators. *Jour. of Struct. Geol.*, 8 (8):831-843.
- PRICE, N.J. & COSGROVE, J.W. 1990. *Analysis of Geological Structures*. Cambridge, University Cambridge Press. 502p
- PUTY, C.O.F.; MARTINS, R.C.; MONTALVÃO, R.M.E.; JOÃO, X.S.J.; CARRERA, J.M.; SILVA, G.A.; NEVES, A.P.; GIFFONI, L.E.; LOURENÇO, R.S.; FRIZZO, S.J. 1972. *Projeto Marabá*. Belém, CPRM-DNPM. v.1, v.6.
- RAMSAY, J. 1967. *Folding and fracturing of rocks*. New-York, McGraw-Hill. 568p.
- RAMSAY, J.G. 1980. Shear zones Geometry; a review. *Jour. Struct. Geol.*, 2(1/2): 83-99.
- RAMSAY, J.G. & HUBER, M.I. 1983. Strain analyses. In: _____. *The techniques of modern structural geology*. London, Academic Press. v.1.
- RAMSAY, J.G. & HUBER, M.I. 1987. Folds and fractures. In: _____. *The techniques of modern structural geology*. London, Academic Press. v.2.

- RATTEY, P.R. & SANDERSON, D.J. 1982. Patterns of folding within nappes & thrust sheets: examples from the Variscan of southwest England. *Tectophysics*, 88:247-267.
- SANTOS, M.D. 1983. *Geologia e ocorrências minerais da braquianclinal de Xambioá - Goiás*. Belém, Universidade Federal do Pará. Núcleo de Ciências Geofísicas e Geológicas. 124p. Tese (Mestrado) - Curso de Pós-Graduação em Ciências Geofísicas e Geológicas, Núcleo de Ciências Geofísicas e Geológicas, UFPA, 1983.
- SANTOS, M.D.; MACAMBIRA, J.B.; KOTSCHOUBEY, B. 1984. Uma proposta para a origem das braquianticlinais de Xambioá e Lontra(Go) - possíveis domos gnaissicos. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 33., Rio de Janeiro, 1984. *Anais...* Rio de Janeiro. v.5, p.3400-3414.
- SANTOS, R.O.B. dos. 1989. *Reconhecimento Geológico da Serra dos Martírios e Adjacências; relatório interno*. Belém, DNPM. 5fl.
- SIBSON, R.H. 1977. Fault rocks and fault mechanisms. *Bull.Geol.Soc.*, London, 133:191-213.

SILVA, G.G., da et al. 1974. Geologia das fôlhas SB.22 Araguaia e parte da SC.22 Tocantins. In: BRASIL. Departamento Nacional de Produção Mineral. Projeto RADAM. Folha SB.22 e parte da folha SC.22 Tocantins; geologia, geomorfologia, solos, vegetação, uso potencial da terra. Rio de Janeiro. cap.1, p.1-202. (Levantamento de Recursos Naturais, 4)

SILVA, J.M.R. da. 1980. Metamorfismo das rochas pelíticas do segmento setentrional da Faixa Paraguai-Araguaia. Belém, Universidade Federal do Pará. Núcleo de Ciências Geofísicas e Geológicas. 48p. Tese (Mestrado) - Curso de Pós-Graduação em Ciências Geofísicas e Geológicas, Núcleo de Ciências Geofísicas e Geológicas, UFPA, 1980.

SILVA, J.M.R. & HASUI, Y. 1978. Evolução metamórfica do Supergrupo Baixo Araguaia. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 30., Recife, 1978. Anais... Recife, SBG. v.1, p.435-443.

SILVA, R.M.S. & SÁ, J.H. da S. 1982. Feições geológicas e magnetométricas da região do baixo Araguaia. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 1., Belém, 1982. Anais... Belém. v.1, p.259-269.

- SIMPSON, C. 1985. Deformation of granitic rocks across the brittle - ductile transition. *Jour. Struct. Geol.* 7 (5):503-511.
- SIMPSON, C. 1986. Determination of Movement Sense in Mylonites. *Jour. of Geological Education*, 34:246-261.
- SIMPSON, C. & SCHMID, S. 1983. An evaluation of criteria to deduce the sense of movement in sheared rocks. *Geol. Soc. America Bull.*, 94:1281-1288.
- SOARES, P.C. & FIORI, P.A. 1976. Lógica e Sistemática na análise e interpretação de fotografias aéreas em geologia. *Notas Geomorfológicas. Campinas*, 16(32): 71-104.
- SPRY, A. 1963. *Metamorphic textures*. Oxford, Pergamon Press, 350p.
- SUPPE, J. 1983. Geometry and Kinematics of fault-bend folding. *Am. J.Sci.* 283:684-721.
- SUPPE, J. 1985. *Principles of Structural Geology*. Englewood Cliffs, Prentice-Hall. 537p.

- SOUZA, A.C.C. 1984. **Geologia e petrologia do extremo norte da Serra do Estrondo (Go)**. Belém, Universidade Federal do Pará. Núcleo de Ciência Geofísicas e Geológicas. 189p. Tese (Mestrado) - Curso de Pós-Graduação em Ciências Geofísicas e Geológicas, Núcleo de Ciências Geofísicas e Geológicas, UFPA, 1984.
- TEIXEIRA, N.P. 1984. **Geologia e petrologia da região central da Serra das Cordilheiras - Goiás**. Belém, Universidade Federal do Pará. Núcleo de Ciências Geofísicas e Geológicas. 208p. Tese (Mestrado) - Curso de Pós-Graduação em Ciências Geofísicas e Geológicas, Núcleo de Ciências Geofísicas e Geológicas, UFPA, 1984.
- TEIXEIRA, N.P.; SOUZA, A.C.C.; DALL'AGNOL, R. 1988. **Petrologia dos micaxistos da Formação Xambioá (Faixa Araguaia-Go): Controle Composicional em paragênese de micaxistos**. *Rev. Bras. de Geociências*, 18(2): 109-121.
- TROW, R.A.J.; VAZ, L.F.; SLONG, T.T.; NAKASATO, N. 1976. **Geologia da Região de Tucuruí, Baixo Tocantins, Pará**. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 29., Ouro Preto, 1976. *Anais... Ouro Preto, SBG. v.2, p.137-148.*

- TUBIA, J.M., & CUEVAS, J. 1986. High-Temperature
implacement of the los Reales peridotite nappe (Betic
Cordillera, Spain). *Jour.Struc.Geol.*, 8 (3/4):473-482.
- WHITE, S.H. 1977. Geological significance of recovery &
recrystallization processes in quartz. *Tectonophysics*,
39:143-170.
- WHITE, S.H. 1982. Faults rocks of the Moine Thrust Zones
a guide to their nomenclature. *Text. and Microst.*,
4:211-221.
- WHITE, S.H.; BORROWS, S.E.; CARRERAS, J.; SHAW, N.D.;
HAMPHREYS, F.J. 1980. On mylonites in ductile shear
zones. *Jour. Struct. Geol.*, 2:175-188.
- WILSON, G. 1982. Introduction to small-scale geological
structures. London, G. Allen & Unwin. 128p.
- WISE, D.U.; DUN, D.E.; ENGELDER, J.T.; GEISER, P.A.;
HATCHER, R.D.; KISH, S.A.; ODOM, A.L.; SCHAMEL, S.
1984. Fault-related rocks: suggestion for terminology.
Geology, 12 (7):395-398.
- YARDLEY, B.W.D. 1990. An Introduction to metamorphic
petrology. New York, Longman Scientific & Technical.
248p.