

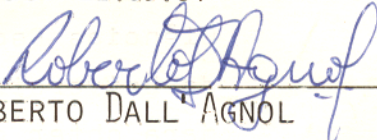
UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARÁ  
CURSO DE PÓS-GRADUAÇÃO EM CIÊNCIAS GEOFÍSICAS E GEOLÓGICAS

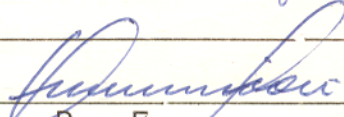
GEOLOGIA E PETROLOGIA DA REGIÃO CENTRAL DA SERRA DAS  
CORDILHEIRA - GOIÁS -

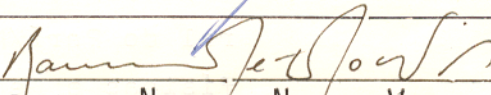
Tese Apresentada por  
NILSON PINTO TEIXEIRA  
como requisito parcial à obtenção do grau em  
MESTRE EM CIÊNCIAS  
Na área de  
GEOLOGIA

Conferido pelo Programa de Pós-Graduação em  
Ciências Geofísicas e Geológicas da  
Universidade Federal do Pará

Aprovado: 21.09.84

  
ROBERTO DALL AGNOL (ORIENTADOR)

  
ALBERTO PIO FIORI

  
RAIMUNDO NETUNO NOBRE VILLAS

Comitê de Tese

## FRUTO DO TEMPO

Aprendi que liberdade  
Não se ganha a gente faz  
Tendo ponte em vez de muro  
e horizonte em vez de cais  
Uma flor é uma flor  
Um canhão é um canhão  
A história de um povo  
Não se faz só de intenção

Esperar foi o ofício  
Que meu pai me ensinou  
Quem espera sempre alcança  
Já dizia meu avô  
Mas no tempo da colheita  
Quem lutar tem que vencer  
Eu não tive liberdade  
Mas quem vem de mim  
Eu vou fazer ter

Toda conta tem seu preço  
E um prazo de pagar  
E o dever de quem empresta  
É o direito de cobrar  
Uma escada a gente usa  
Pra sair e pra chegar  
E o chicote não tem dono  
É da mão de quem pegar

Toda noite tem seu dia  
Ou luar pra clarear  
Coração ao lado esquerdo  
Bate pra me confirmar  
Que na viração do tempo  
Quem lutar tem que vencer  
Hoje eu não colho o que planto  
Mas quem vem de mim  
Vai ter que colher

E assim termina este história  
Que a história me contou  
Esperando a sua aurora  
Que ainda não raiou  
Ver a terra dividida  
Irmão ajudando irmão  
Povo governando a vida  
Vida, terra, arado e pão.

(Beka)

À Sebastiana e Wilson, meus pais, pelo  
esforço e sacrifícios desprendidos na  
luta pela minha educação;

À Nanette e Orlando, meus sogros, aos  
quais muito devo;

A Fuzo, Kidú, Ina, Rita, Magela, Gó,  
Orlando, Xeroca, Tutuca e Jena, meus  
parceiros constantes que muito me aju  
daram;

Particularmente,

A Leopoldo meu filhote a quem muito amo  
e a Pituca, minha companheira, pela aju  
da, carinho, compreensão e amor sempre  
presentes na nossa relação.

O autor deste trabalho foi, durante o período de confecção do mesmo, bolsista do CNPq (março de 1980 a fevereiro de 1981) e da PRONUCLEAR (março de 1981 a agosto de 1983).

Esta pesquisa foi financiada pelos Recursos Financeiros do Projeto Faixa Orogênica Paraguai-Araguaia (Núcleo de Ciências Geofísicas e Geológicas), oriundos dos Convênios FINEP/FADESP:  
80/82-B/76/80/083/00/00  
82/84-3/3/83/0368/99

Quero expressar aqui o meu mais profundo protesto contra a política educacional do Governo que tem levado a educação brasileira a mais completa degradação e, particularmente, a política científica e tecnológica, onde está inserida a política de Pós-Graduação, que tem relegado os Pós-Graduados apenas desprezo e desvalorização.

## AGRADECIMENTO

Todo o tempo em que o Autor desta dissertação estudou e realizou as várias etapas que compuseram este trabalho, foi um período de busca de conhecimento e aprendizado em que dívidas eram contraídas por êle a um grande número de pessoas - seja nos trabalhos realizados no contexto da Universidade Federal do Pará, seja nos trabalhos de campo - que, muitas vezes, nem se quer se sabiam credoras. Muitas críticas e sugestões foram feitas, e por diversas vezes levaram o autor a meditar sobre novas idéias e mesmo fazer mudanças em suas hipóteses de trabalho. Críticas e sugestões nem sempre vindas somente do orientador ou contidas em livros e revistas científicas, nem apenas de conversas com especialistas, entre os quais se situam os professores com que o autor estudou e trabalhou, mas também vindas de colegas em igual nível de formação, de Técnicos dos diversos Laboratórios, além de colaborações diversas advindas dos setores Administrativo e de Reprografia, e da Biblioteca (do NCGG) e de moradores e Trabalhadores da zona rural onde foi executado este trabalho. A todos eles, cuja relação seria impossível fazer, o autor expressa seu reconhecimento.

# SUMÁRIO

Pag.

POEMA	
DEDICATÓRIA	
PROTESTO	
LISTA DE ILUSTRAÇÕES	
RESUMO .....	1
ABSTRACT .....	4
1 INTRODUÇÃO .....	7
1.1 <u>Apresentação</u> .....	7
1.2 <u>Localização e Acesso</u> .....	8
1.3 <u>Geomorfologia</u> .....	10
1.4 <u>Clima e Vegetação</u> .....	11
1.5 <u>Metodologia</u> .....	11
2 GEOLOGIA REGIONAL .....	14
3 GEOLOGIA DA ÁREA .....	25
3.1 <u>Estratigrafia</u> .....	25
3.2 <u>Complexo Colméia</u> .....	28
3.3 <u>Super Grupo Baixo Araguaia</u> .....	35
3.3.1 Formação Morro do Campo .....	35
3.3.2 Formação Xambioá .....	38
3.3.3 Corpos Ultrabásicos Metamorfisados .....	39
3.4 <u>Formação Pimenteiras</u> .....	44
3.5 <u>Cobertura Terciário-Quaternárias</u> .....	44
4 ESTRUTURAS .....	46
4.1 <u>Complexo Colméia</u> .....	47
4.2 <u>Super Grupo Baixo Araguaia</u> .....	52
4.3 <u>Descontinuidades</u> .....	65
4.3.1 Falhamento de Aragominas .....	65
4.3.2 Lineamento NNW-SSE .....	68
4.3.3 Falhamento da Porção SE da Área .....	69
4.3.4 Outras Descontinuidades .....	69
4.3.5 Discussão e Interpretação dos Falhamentos ..	71
5 PETROGRAFIA .....	76

	Pag.
5.1 Complexo Colméia .....	76
5.1.1 Gnaisses e Rochas Afins .....	76
5.1.2 Anfibolitos .....	86
5.1.3 Rochas Álcali-Alumino-Magnesianas .....	88
5.2 <u>Super Grupo Baixo Araguaia</u> .....	89
5.2.1 Formação Morro do Campo .....	89
5.2.2 Formação Xambioá .....	92
5.2.3 Corpos Ultrabásicos Metamorfisados .....	108
6 RELAÇÕES CRISTALIZAÇÃO-DEFORMAÇÃO .....	116
6.1 <u>Complexo Colméia</u> .....	117
6.2 <u>Super Grupo Baixo Araguaia</u> .....	118
7 QUIMISMO .....	126
7.1 <u>Complexo Colméia</u> .....	126
7.1.1 Gnaisses e Veios Quartzo-Feldspáticos .....	128
7.1.2 Rochas Álcali-Alumino-Magnesianas .....	150
7.1.3 Anfibolitos .....	150
7.2 <u>Super Grupo Baixo Araguaia</u> .....	157
7.2.1 Formação Morro do Campo .....	157
7.2.2 Formação Xambioá .....	162
7.2.3 Corpos Ultrabásicos Metamorfisados .....	174
8 METAMORFISMO .....	176
8.1 <u>Complexo Colméia</u> .....	177
8.2 <u>Super Grupo Baixo Araguaia</u> .....	184
9 ORIGEM DAS ESTRUTURAS DÔMICAS .....	188
10 EVOLUÇÃO GEOLÓGICA .....	193
11 BIBLIOGRAFIA .....	199
12 ANEXOS .....	208

## LISTA DE ILUSTRAÇÕES

FIGURAS		Pag.
1	Mapa de Localização da área .....	9
2	Coluna Estratigráfica da Porção Central da serra das Cordilheiras .....	27
3	Gnaisses trondhjemíticos do núcleo da estrutura de Cocalândia aflorante no leito do rio Muricizal .....	29
4	Veios discordantes e bandas félsicas desenvolvidos nos gnaisses trondhjemíticos do núcleo da estrutura de Grota Rica .....	30
5	Ondulações do bandamento 2 e da foliação $S'_2$ vistas nos gnaisses trondhjemíticos do núcleo da estrutura de Grota Rica .....	32
6	Estruturas pitigmáticas desenvolvidas nos gnaisses trondhjemíticos do núcleo da estrutura de Cocalândia .....	33
7	Veios concordantes(a) e discordantes(b) com o bandamento 2 e $S'_2$ desenvolvidos nos gnaisses trondhjemíticos do núcleo da estrutura de Cocalândia .....	34
8	Rochas alcali-alumino-magnesianas associadas aos gnaisses trondhjemíticos. Aba nordeste do núcleo da estrutura de Cocalândia .....	36
9	Acamamento $S_0$ em muscovita-plagioclásio-quartzitos da Formação Morro do Campo, na porção sudoeste da estrutura de Grota Rica (cachoeira Vêu de Noiva) .....	37
10	Detalhe do bandamento que acompanha a foliação $S_2$ dos plagioclásio-quartzo-micaxistos da Formação Xambioá .....	40

11	Detalhe da foliação irregular exibida pelas rochas ultrabásicas metamorfisadas ...	42
12	Detalhe da intensa deformação e dos fraturamentos observados nas rochas ultrabásicas metamorfisadas .....	43
13	Bandamento 1 (presimovelmente arqueano) de senhando dobras E-W e N-S com foliação plano axial $S'_1$ dobrada em N-S, exibidos pelos gnaisses trondhjemíticos do núcleo da estrutura de Cocalândia. Observa-se ainda veios concordantes com o bandamento 1 .	49
14	Dobras $D'_2$ reliquiarias do bandamento 1 e clivagem de crenulação diferenciada associada a $D'_2$ , desenvolvidas nos gnaisses trondhjemíticos do núcleo da estrutura de Cocalândia .....	50
15	Dobras $D'_2$ do bandamento 1 desenvolvidos nos gnaisses trondhjemíticos do núcleo da estrutura de Cocalândia. O bandamento 2 mostra-se pouco marcado .....	51
16	Mica-xistos da Formação Xambioá mostrando o forte mergulho dos planos de $S_2$ , com blocos de quartzo associados. Afloramento situado próximo a escarpa do Falhamento Inverso(?) de Aragominas .....	54
17	Dobras $D_3$ , fechadas, assimétricas, de $S_2$ , desenvolvidas nos mica-xistos da Formação Xambioá. Clivagem de crenulação( $S_3$ ) mostra-se desenvolvida paralelamente aos planos axiais de $D_3$ e clivagem de fratura pode ser observada no nível quartzoso que realça a dobra $D_3$ .....	56
18	Dobras fechadas ( $D_3$ ), assimétricas, de $S_2$ , desenvolvidas nos mica-xistos da Formação	

	Xambioá .....	57
19	Microdobramentos simétricos ( $D_3$ ) de $S_2$ , com paralelismo de seus limbos definindo uma clivagem de crenulação $S_3$ , desenvolvidas nos mica-xistos da Formação Xambioá .....	58
20	Microdobramentos apertados e assimétricos de $S_2$ , com o paralelismo de seus limbos diferenciados definindo uma clivagem de crenulação, desenvolvida nos mica-xistos da Formação Xambioá. Observa-se ainda a presença de ondulações de direção N-S afetando $S_2$ .....	60
21	Comportamento da xistosidade $S_2$ nos mica-xistos da Formação Xambioá .....	61
22	Comportamento de clivagem de crenulação $S_3$ nos mica-xistos da Formação Xambioá ..	62
23	Quadro resumo dos diversos dobramentos desenvolvidos nas rochas do Super Grupo Baixo Araguaia, mostrando as relações entre as diversas estruturas identificadas .....	63
24	Ondulações centimétricas de direção E-W desenvolvidas nos mica-xistos da Formação Xambioá .....	64
25	"Front" abrupto e subvertical que marca a escarpa do Falhamento Inverso(?) de Aragominas (Serra das Cordilheiras) .....	66
26	Aspecto de escarpa associada ao Falhamento Inverso(?) de Aragominas. No sopé depósitos de piemonte de forma aproximadamente trapezoidal (Serra das Cordilheiras) .....	67
27	Estrias e lineações minerais de muscovita desenvolvidas em quartzito da Formação Morro do Campo, na porção sudoeste da área, devido a falhamento inverso(?) .....	70

28	Falhas centimétricas preenchidas por material quartzo-feldspáticos, desenvolvidos nos gnaisses trondhjemíticos do núcleo da estrutura de Grotá Rica .....	72
29	Cristais estirados de quartzo, plagioclásio, microclina e biotita, definindo, nos gnaisses trondhjemíticos do Complexo Colméia, uma textura orientada .....	77
30	Cristais de grafita, muito mal recristalizados e posicionados sistematicamente entre os grãos de quartzo. São observados nos quartzitos grafitosos da Formação Morro do Campo .....	93
31	Intercrescimento mirmequíticos desenvolvido nos mica-xistos da Formação Xambioá .	95
32	Cordões de minerais opacos, crenulados e inclusos em grãos médios de plagioclásio dos mica-xistos da Formação Xambioá .....	96
33	Intercrescimento antipertítico desenvolvido nos mica-xistos da Formação Xambioá ...	98
34	Arcos poligonais desenvolvidos nos mica-xistos da Formação Xambioá .....	100
35	Migração de charneiras de "kink-bands" ocorrentes em cristais de muscovita e biotita que constituem os mica-xistos da Formação Xambioá .....	101
36	"Kink-bands" desenvolvidos em cristais de muscovita e biotita dos níveis micáceos que constituem os mica-xistos da Formação Xambioá .....	102
37	Restos de cristais muito grosseiros de olivina observados nos serpentina-antofilitaxistos dos Corpos Ultrabásicos Metamorfis	

- sados do Super Grupo Baixo Araguaia, na região central da serra das Cordilheiras . 111
- 38 Cristal de granulação média de granada con- tornando a xistosidade  $S_2$  e caracterizan- do o segundo momento de recristalização mi- neral (pré-cinemático a  $S_2$ ), nos mica-xis- tos da Formação Xambioá ..... 120
- 39 Cristal de granulação média de granada, portando inclusões helicíticas sigmoi- dais, que correspondem a xistosidade ex- terna  $S_2(S_1=S_e)$  e caracterizam o terceiro momento de recristalização mineral, nos mica-xistos da Formação Xambioá ..... 121
- 40 Cristal de granulação média de estauroli- ta estirado paralelamente a  $S_2$  e portando uma foliação interna  $S_1=S_e=S_2$ . Caracteri- za o terceiro momento de recristalização mineral nos mica-xistos da Formação Xam- bioá ..... 122
- 41 Síntese dos momentos de (re)cristalização dos minerais em relação às fases de defor- mação. Gnaisses trondhjemiticos do Comple- xo Colméia e mica-xistos da Formação Xam- bioá da região central da serra das Cordi- lheiras, GO ..... 125
- 42 Comparação de quimismo dos gnaisses trondh- jemíticos (composição médias) da região cen- tral da serra das Cordilheiras (Goiás) com a definição de trondhjemitos de Barker (1979 ..... 127
- 43 Diagrama triangular AFM mostrando as va- riações composicionais dos gnaisses trondh- jemíticos e suas variações petrográficas, gnaisses graníticos e veios quartzo-fel

	dsfáticos do Complexo Colméia, na região central da serra das Cordilheira, Goiás ..	136
44	Diagrama normativo Qz-Ab.Or mostrando a variação composicional das rochas gnáissicas e veios quartzo-feldspáticos do Complexo Colméia, na região central da serra das Cordilheiras, Goiás .....	138
45	Diagrama normativo Ab-An-Or mostrando as variações composicionais dos gnaisses trondhjemíticos e suas variações petrográficas, gnaisses graníticos e veios quartzo-feldspáticos do Complexo Colméia, na região central da serra das Cordilheiras, Goiás .....	139
46	Diagrama semi-log $K_2O-SiO_2$ mostrando as variações composicionais das rochas gnáissicas e veios quartzo-feldspáticos do Complexo Colméia, na região central da serra das Cordilheiras, Goiás .....	141
47	Diagrama Rb/Sr mostrando a distribuição composicional das rochas gnáissicas e veios quartzo-feldspáticos do Complexo Colméia, na região central da serra das Cordilheiras, Goiás .....	144
48	Diagrama K/Rb mostrando a distribuição das amostras de gnaisses trondhjemíticos e suas variações petrográficas, gnaisses graníticos e veios quartzo-feldspáticos do Complexo Colméia, na região central da serra das Cordilheiras, Goiás .....	146
49	Projeção das normas dos anfibolitos da região central da serra das Cordilheiras(Goiás) associados ao Complexo Colméia e à Formação Xambioá no diagrama $Ol'-Ne'-Q'$ (Yoder e Tilley, 1962, modificado por Irvine	

	e Baragar, 1971) .....	153
50	Diagrama $Al_2O_3$ (% peso) - Composição normativa de plagioclásio, mostrando os campos calco-alcalino e toleítico (Irvine e Baragar, 1971, figura 6) e a incidência dos anfibolitos associados ao Complexo Colméia e à Formação Xambioá. Região central da serra das Cordilheiras, Goiás .....	154
51	Diagramas triangular $TiO_2-K_2O-P_2O_5$ mostrando a distribuição das amostras de anfibolitos associados ao Complexo Colméia e à Formação Xambioá, na região central da serra das Cordilheiras, Goiás .....	155
52	Diagrama triangular $FeO_{(T)}-MgO-Al_2O_3$ mostrando a distribuição dos anfibolitos associados ao Complexo Colméia e à Formação Xambioá, na região central da serra das Cordilheiras, Goiás .....	156
53	Diagrama triangular $(MnO \times 10)-TiO_2-(P_2O_5 \times 10)$ mostrando a distribuição das amostras de anfibolitos associados ao Complexo Colméia e à Formação Xambioá, na região central da serra das Cordilheiras, Goiás .....	158
54	Diagrama ternários ACF e A'KF mostrando a Variação composicional dos mica-xistos da Formação Xambioá, na região central da serra das Cordilheiras, Goiás .....	168
55	Diagramas ternários $CaO-Al_2O_3-(FeO+Fe_2O_3+MgO)$ , $(Na_2O+k_2O)-Al_2O_3-(FeO+Fe_2O_3+MgO)$ , $(FeO+Fe_2O_3)-Al_2O_3-MgO$ , mostrando as variações composicionais dos mica-xistos da Formação Xambioá na região central da serra das Cordilheiras, Goiás .....	170
56	Diagrama ternário $CaO-Fe_2O_3-FeO$ mostrando as variações composicionais dos mica-	

	xistos da Formação Kambioá na região cen- tral da serra das Cordilheiras, Goiás ....	173
57	Diagrama ternários ACF e A'KF mostrando as variações composicionais das rochas ultra- básicas metamorfasadas do Super Grupo Bai- xo Araguaia na região central da serra das Cordilheiras, Goiás .....	175
58	Síntese esquemática da evolução geológica da região central da serra das Cordilhei- ras, Goiás .....	198

## TABELAS

1	Composição modal dos gnaisses trondhjemi- ticos do Complexo Colméia e das suas va- riações petrográficas, na região central da serra das Cordilheiras, Goiás .....	79
2	Composição modal dos gnaisses graníticos e veios quartzo-feldspáticos do Complexo Colméia na região central da serra das Cordilheiras, Goiás .....	85
3	Composições químicas em rocha total das гнаisses trondhjemiticos do Complexo Col- méia e das suas variações petrográficas na região central da serra das Cordilheiras, Goiás .....	129/30
4	Composições químicas em rocha total dos гнаisses graníticos, veios quartzo-felds- páticos e rocha álcali-alumino-magnesianas do Complexo Colméia, na região central da serra das Cordilheiras, Goiás .....	131
5	Normas C.I.P.W. dos gnaisses trondhjemi- ti	

	cos do Complexo Colméia e das suas variações petrográficas na região central da serra das Cordilheiras, Goiás .....	132
6	Normas C.I.P.W. dos gnaisses graníticos e veios quartzo-feldspáticos do Complexo Colméia, na região central da serra das Cordilheiras, Goiás .....	135
7	Composições químicas médias dos gnaisses trondhjemíticos do Complexo Colméia (região central da serra das Cordilheiras) comparadas com aquelas de gnaisses afins de outras áreas .....	147
8	Composições químicas e normas C.I.P.W. dos anfibolitos associados ao Complexo Colméia e à Formação Xambioá na região central da serra das Cordilheiras, Goiás .	151
9	Composições químicas das rochas da Formação Morro do Campo e de rochas ultrabásicas do Super Grupo Baixo Araguaia, na região central da serra das Cordilheiras, Goiás .....	160
10	Composições químicas dos mica-xistos da Formação Xambioá, na região central da serra das Cordilheiras, Goiás .....	163/165
11	Comparação entre as composições médias dos mica-xistos da Formação Xambioá da região central da serra das Cordilheiras, Goiás, com rochas afins de outras áreas .....	167

## RESUMO

A área em face foi mapeada na escala 1:100.000 e situa-se a oeste da cidade de Araguaína(Goiás) em região localizada nos distritos de Aragominas(antigo Pé do Morro) e Muriçilândia e nas suas adjacências. Está limitada pelos paralelos de  $7^{\circ}00'00''$  e  $7^{\circ}25'23''$  de latitude sul e pelos meridianos de  $48^{\circ}23'36''$  e  $48^{\circ}40'00''$  de longitude oeste, perfazendo um total de aproximadamente  $1395\text{Km}^2$ . Geologicamente, situa-se, em sua maior parte, no interior da Faixa de Dobramentos Araguaia.

Nessa área ocorrem as estruturas dômicas de Grota Rica e Cocalândia em cujos núcleos afloram rochas gnáissicas, anfibolitos e rochas álcali-alumino-magnesianas, que constituem o Complexo Colméia. Essas estruturas são semelhantes às descritas anteriormente nas regiões de Xambioá, Lontra, Colméia, Cantão, Rio Jardim e Rio Cunhãs, sendo realçadas pelos quartzitos e mica-xistos da Formação Morro do Campo. Esta passa gradativamente a mica-xistos da Formação Xambioá, que são os tipos litológicos dominante regionalmente- A Formação Xambioá contém ainda, localmente, lentes de anfibolitos. O conjunto das rochas constitutivas da Formação Morro do Campo(inferior) e Xambioá(superior) compõe o Grupo Estrondo. Corpos ultrabásicos Metamorfisados, ocorrem localmente, formando morros alinhados de disposição submeridiana. Esses corpos ultrabásicos, juntamente com as unidades do Grupo Estrondo, constituem o Super Grupo Baixo Araguaia. O Grupo Estrondo acha-se encoberto a leste pelos sedimentos da Formação Pimenteiras da Sinéclise do Parnaíba e a oeste por coberturas terciário-quadernárias.

Entre as rochas gnáissicas do complexo Colméia, foram identificadas gnaisses trondhjemíticos e graníticos, sendo os primeiros amplamente dominantes. Nos gnaisses trondhjemíticos, foram descritos dois bandamentos(1 e 2). O bandamento 1 tem ocorrências restritas e mostra-se dobrado em pelo menos duas fases deformativas, sendo que o primeiro dobramento, ausente nas demais unidades, apresenta orientação E-W e se relaciona a um ciclo termotectônico mais antigo(presumivelmente da arqueano), enquanto que o segundo com orientação N-S, está rela

cionado ao ciclo termo-tectônico gerador das rochas constitutivas do Super Grupo Baixo Araguaia (do Précambriano Superior). O bandamento 2 associa-se a esse ciclo, é fortemente penetrativo, trunca localmente o bandamento I, apresentando uma disposição paralela ao traço axial (em plano) do segundo dobramento. O bandamento 2 mostra-se no geral amoldado às estruturas dômicas. Associados ao primeiro ciclo (argueano) e concordantes com o bandamento 1, ocorrem veios quartzo-feldspáticos, ao que tudo indica relacionados com a fase mais antiga. Existem ainda outros veios quartzo-feldspáticos, ora concordantes, ora discordantes, com o bandamento 2.

Quimicamente os gnaisses trondjemíticos apresentam, quase sempre, composição pouco variável, ocorrendo o mesmo com os gnaisses graníticos. Os veios quartzo-feldspáticos concordantes e discordantes com o bandamento 2 têm sua origem atribuída a processos anatéxico, que ocorreram em profundidade, durante o segundo ciclo (do Précambriano Superior). Esses processos foram parciais e restritos, e aliados a outros fatores, permitiram a ascensão diápirica dos gnaisses do Complexo Colméia cujo alojamento gerou as estruturas dômicas, sob condições metamórficas equivalentes ao grau médio.

Na Formação Xambioá, as rochas dominantes - micaxistos - revelaram, através de suas características petrográficas e químicas, uma predominância, entre os sedimentos originais, de pelitos e grauvacas, com contribuições menores de carbonatos. No estudo petrográfico observou-se uma íntima relação entre a ausência de granada e a presença de epidoto e vice-versa embora não haja incompatibilidade entre ambos. As análises químicas mostraram que essas relações são controladas pelo teor de CaO de cada amostra. Quando ele ultrapassa um certo valor, é favorecida a cristalização de epidoto e inibida a cristalização de granada, ocorrendo o contrário em caso inverso. Essa variação composicional é observada mesmo em escala milimétrica e reflete-se na área através da distribuição errática da granada, que impossibilita o traçado de qualquer isógrada baseada no aparecimento desse mineral. Fenômeno análogo se verifica em relação à estauroлита, cuja cristalização só é possível em rochas de composição adequada, condições essa que não é satisfeita pela quase

totalidade de amostras dos xistos analisados. Nesse caso, o fator crítico é o conteúdo de FeO da rocha que deve ser elevado para permitir a formação da estauroлита. As paragêneses presentes nos diversos tipos litológicos do Super Grupo Baixo Araguaia indicam que o metamorfismo atingiu condições mínimas equivalentes ao grau fraco superior e máximas condizentes com o início do grau médio, com regime de pressão razoavelmente elevado (5 a 6Kb). A cristalização de granada, egidoto e estauroлита foi controlada pela composição dos sedimentos originais. Este fato foi também observado a poucos quilômetros ao norte na região de Xambioá e a quilômetros ao sul nas regiões de Cantão, Rio Jardim e Rio Cunhãs.

O estudo estrutural do Super Grupo Baixo Araguaia permitiu a caracterização de pelo menos cinco fases de deformacionais dentro de um processo progressivo de deformação, sendo que as quatro primeiras se desenvolveram em regime de compressão, gerando dobramentos diversos e falhamentos inversos(?), enquanto que a última se desenvolveu num estágio de relaxamento dos esforços. Um acidente de grande expressão é o Falhamento Inverso (?) de Aragominas de Orientação N-S coincidente com a serra das Cordilheiras, que secciona os mica-xistos da Formação Xambioá, afetando-os intensamente. Esta unidade aflora tanto a leste quanto a oeste da escarpa, podendo-se supor que as demais unidades também tenham sido afetadas pelo falhamento, embora não se achem expostos ao longo do mesmo no nível atual de erosão. Outros expressivos lineamentos com orientações NNW-SSE e NNE-SSW, melhor marcados nos domínios da Formação Xambioá, também ocorrem, sendo que alguns podem corresponder a falhamentos direcionais ao longo de  $S_2$ .

A partir da interpretação dos dados obtidos a de sua integração com os já existentes, concluiu-se que a evolução geológica da região estudada foi policíclica, distinguindo-se ainda diversas fases em cada ciclo.

## ABSTRACT

The area mapped in the 1:100.000 scale is located to the west of the Araguaína city (Goiás) and it encloses the districts of Aragominas (Called Pe do Morro, before) and Muri<sup>u</sup> cilandia and the surrounding regions. The area is limited between 7°00'00"-7°25'23" south latitude and 48°23'36"-48°40'00" west longitude, comprising approximately 1395 km<sup>2</sup>. It is geologically located in the domain of the Araguaia fold belt, in its greatest part.

In the mapped area the structural domes of Grota Rica and Cocalandia were recognized in which cores one can observe outcrops of gneissic rocks, amphibolites, and alcali-aluminous-magnesian rocks. These rocks compose the Colmeia Complex. These structures are similar to those described in the regions of Xambioá, Lontra, Colméia, Cantão, Rio Jardim e Rio Cunhãs. The quartzites and mica-schists of the Morro do Campo formation are responsible for the topographic features of these domes. This unit has a gradual contact with the mica-schists of the Xambioá Formation which are the main lithology regionally. The Xambioá Formation encloses also some lenses of amphibolites. The Morro do Campo (Lower) and Xambioá (Upper) formations comprise the Estrondo Group. Some metamorphic ultrabasic bodies can also be recognized forming a line of hills in a N-S trend. These bodies join the Estrondo Group to form the Baixo Araguaia Super Group. Sediments of the pimenteiras Formation belong to the Parnaíba Basin cover the eastern part of the Estrondo Group and by the west the Estrondo Group is covered by tertiary-quadernary sediments.

Among the gneissic rocks of the Colmeia Complex one can identify trondhjemitic gneisses and locally granitic gneisses. Two bandings could be identified in the trondhjemitic gneisses. The first banding occurs locally and has been folded by at least two deformation phases. The first folding phase is absent in the other units. It has a E-W orientation and it is related to an old thermotectonic cycle (probably arquean). The second folding phase is N-S orientated and it is related to the thermotectonic cycle that generated the Baixo Araguaia Super Group (Upper Precambrian).

The second banding is also associated to the Upper Precambrian. It is strongly penetrative and it crosscuts locally the first banding showing, on the map, an orientation parallel to the axial trace of the second deformation phase. Quartz-feldspathic veins appear orientated parallel to the first banding and associated to the Arquean. Some other veins can be seen. They are sometimes parallel to the second banding and in some places they cut this feature.

The trondhjemitic and granitic gneisses show little chemical variation. The second generation of quartz-feldspathic veins are generically associated to deep anatexis processes which had occurred during the second cycle (Upper Precambrian). These are partial and restricted processes which made it possible the upward diapiric movement of the Colmeia Complex gneisses generating the structural domes under metamorphic conditions of medium grade.

The petrographic and chemical characteristics of the Xambioá Formation mica-schists show original sediments composed mainly by pelites and graywackes with minor carbonates. Through petrographic study one can observe a relationship between the absence of garnets and the presence of epidote and vice versa although there is no incompatibility between them. The chemical analyses show these relationships to be controlled by the CaO content of each sample. When this content increases the epidote crystallization is favored while a reduction of this content favors the crystallization of garnet. This compositional variation is observed even in the millimetric scale and it is evidenced in the map by the erratic distribution of the garnet which makes it impossible to trace this mineral isograd. Staurolite behaves in a similar way. Its crystallization is only possible in certain compositions which are not present in almost all the analysed samples. In this case the main factor is the FeO content of the rock which has to be great enough to permit staurolite to crystallize. The parageneses of the Baixo Araguaia Super Group Lithotypes indicate the metamorphism to have reached the minimal conditions of the upper low grade and the maximum conditions of the medium grade, under a little high pressure (5-6 kbar). The crystallization of garnet, epidote, and staurolite

has been controlled by the composition of the original sediments. This fact was also observed a few kilometers to the north of the Xambioá region and a few kilometers to the south in the Cantão, Rio Jardim, end.

The structural study of the Baixo Araguaia Super Group permitted the characterization of at least five phases of deformation through a progressive process of deformation. The first four of these phases took place in a regime of compression. They generated several folding and inverse faultings (?) while the last phase took place during the stage of stress relaxation. The Aradminas inverse faulting(?) is of great geographic expression in the area. It trends N-S, parallel to the Cordilleran mountain chain, and it cuts the Xambioá Formation mica-schists. This unit occurs to the east and west of the fault scarp. The other units of the area should have also been affected by this faulting although they are not exposed at the same level of erosion. Other expressive lineaments also occur in the area whose trends are NNW-SSE and NNE-SSW. They are better characterized in the Xambioá Formation domain and they may represent directional faulting along  $S_2$ .

Based on the interpretation of the obtained data together with the integration with the preexisting ones it has been concluded that the geologic evolution of the studied region was multicyclic with several phases recognized in each cycle.

## 1 INTRODUÇÃO

### 1.1 Apresentação

A Faixa de Dobramentos Araguaia (Hasui et al., 1980), desenvolvida à margem oriental do Cráton Amazônico (Almeida et al., 1976), representa o segmento setentrional da Faixa de Dobramentos Paraguai-Araguaia (Almeida, 1967). É constituída em sua maior parte por uma seqüência de rochas pré-cambrianas, metassedimentares e metaígneas, que foram agrupadas em uma unidade lito-estratigráfica maior designada Super Grupo Baixo Araguaia (Abreu, 1978). Essa seqüência supracrustal forma uma série de estruturas dômicas do tipo braquianticlinal (originalmente denominadas por Barbosa et al., 1966), as quais formam um grande cordão com disposição submeridiana. No núcleo dessas estruturas afloram fundamentalmente rochas gnáissicas, consideradas como sendo de idade arqueana e pertencentes ao Complexo Colméia (Costa, 1980). Recentemente, Souza (1984) distinguiu no interior de estruturas dômicas no extremo norte da Serra do Estrondo um conjunto de ortognaisses distintos daqueles do Complexo Colméia, tendo-os denominado de Gnaisse Cantão. Rochas anfibolíticas, diabásicas e granitóides foram identificadas em diversos locais da Faixa de Dobramentos Araguaia. As unidades que a constituem apresentam uma evolução estrutural relativamente complexa, tendo sido caracterizada nas mesmas a atuação de várias fases de deformação, bem como uma evolução policíclica para a Faixa Araguaia como um todo (Abreu, 1978; Costa, 1980). O metamorfismo que afetou o Super Grupo Baixo Araguaia foi do tipo pressão média a alta e o grau metamórfico crescente de oeste para leste, variando desde condições anquimetamórficas junto ao Cráton Amazônico (Gorayeb, 1981), até o início do grau médio (facies anfibolito), melhor evidenciado nas proximidades das estruturas dômicas (Silva, 1980; Costa, 1980; Santos, 1983; Macambira, 1983; Souza, 1984). Os gnaisses do Complexo Colméia foram submetidos a condições mais severas de metamorfismo, apresentando inclusive evidências de anatexia (Costa, 1980; Santos, 1983; Macambira, 1983; Souza, 1984).

Os grandes traços da geologia da Faixa de Dobra

mentos Araguaia foram portanto, definidos ao longo da década de 1970 e no início da atual, tendo sido sintetizados por Hasui et al. (1984). Necessitava-se, no entanto, de estudos mais detalhados para esclarecer uma série de questões pendentes e fazer avançar o conhecimento geológico dessa Faixa. Uma das regiões menos conhecidas, até então, era a Serra das Cordilheiras. A sua porção oriental havia sido mapeada durante a execução do Projeto Araguaia (Sá et al., 1979) que, mesmo em se tratando de um primeiro estudo, permitiu uma visualização razoável dos problemas geológicos a serem enfrentados. Impunha-se por conseguinte uma melhor caracterização petrológica e estrutural dos gnaisses aflorantes no núcleo da estrutura domínica do Rio de Grotas Rica (Sá et al., 1979), bem como a confirmação da suspeitada existência de outras estruturas análogas mais para oeste. A grande área de exposição dos mica-xistos do Grupo Estrondo deixava antever boas perspectivas para o estudo mais aprofundado de sua evolução estrutural e metamórfica. Poderia se esperar, igualmente, uma definição mais acurada das Formações Xambioá e Canto da Vazante, caso as mesmas estivessem aí representadas. Finalmente, haveria condições de se buscar definir o significado geológico desse lineamento marcante, geograficamente conhecido como Serra das Cordilheiras, e daqueles de direções NNW-SSE e NNE-SSW, que muito pouca atenção haviam recebido. A tentativa de melhor esclarecer todas essas questões pendentes tornou-se o objetivo principal deste trabalho.

## 1.2 Localização e Acesso

A área estudada localiza-se no norte do Estado de Goiás, a oeste da cidade de Araguaia, em região circunvizinha às sedes dos distritos de Aragominas (antigo Pé do Morro) e Muricilândia. Está compreendida entre os paralelos de  $7^{\circ}00'00''$  e  $7^{\circ}25'23''$  de latitude sul e os meridianos  $48^{\circ}23'36''$  e  $48^{\circ}40'00''$  de longitude oeste, perfazendo um total de aproximadamente 1395 km<sup>2</sup> (Figura 1).

A principal via de acesso que serve a região norte de Goiás é a Rodovia BR-153 (Belém-Brasília), que conduz até a Cidade de Aragominas. Dessa cidade partem diversas rodovias estaduais que conduzem à área estudada, a exemplo das Estra

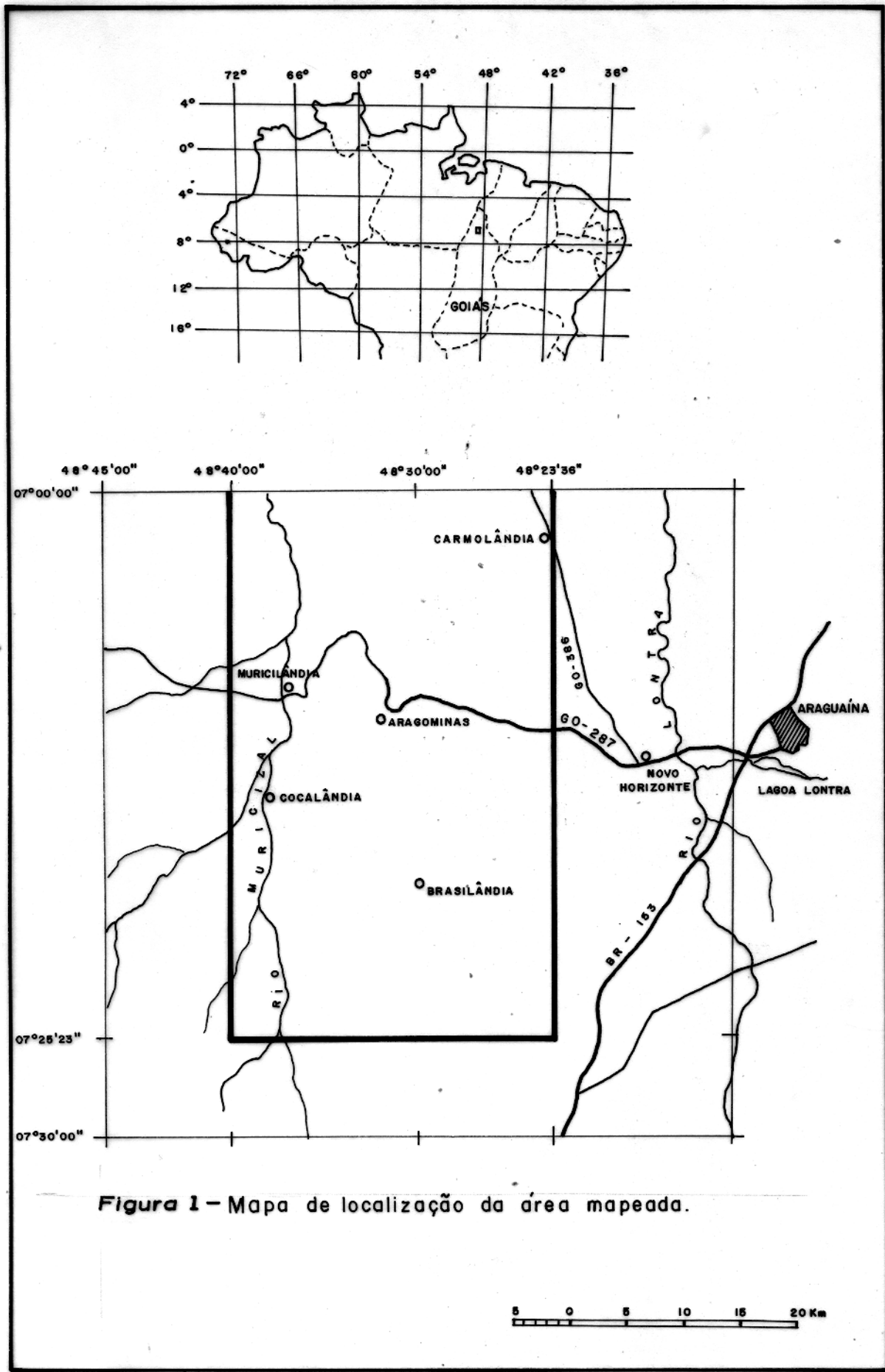


Figura 1 - Mapa de localização da área mapeada.

das Araguaína-Aragominas e Araguaína-Araguanã (GO-386) que cor tam a área transversalmente e alcançam a margem direita do Rio Araguaia. Existe ainda, no interior da mesma, um número consi derável de caminhos e trilhas que levam a povoados menores e a sedes de fazendas, permitindo assim a utilização de veículos nos diferentes pontos da área.

As drenagens principais são representadas pelo Rio Muricizal, Ribeirões Laje, Alpercatas e Grotão e Córregos Água Amarela, Cachoeira, Felicidade e Laurentino, que correm em direção aproximadamente N-S.

Os polos mais importantes de ocupação humana na área, são os Distritos de Aragominas (antigo Pé do Morro), Muri cilândia e Carmolândia e os Povoados de Cocalândia e Brasilân dia (Carocol). Concentrações menores ocorrem nas sedes das gran des fazendas.

### 1.3 Geomorfologia

Associando-se aspectos topográficos, caracterís ticas litológicas e outros fatores de importância mais subor dinada, podem ser distinguidos diversos domínios geomorfológi cos na região estudada. O domínio das estruturas dômicas, cujo relevo é expresso por cristas de quartzito com desníveis que variam entre 30 m e 50 m, e que circundam um complexo gnáissico arrasado. O domínio das colinas e morros suaves em áreas de ocorrências de xistos e rochas ultrabásicas, o qual se caracte riza por uma série de morros abaulados, cujas altitudes variam em torno de 220 m e cujos desníveis locais situam-se em volta de 50 m. As ocorrências de rochas ultrabásicas se caracterizam ainda por formar um sistema de morros alinhados com disposição submeridiana. O domínio da Serra das Cordilheiras, em terreno de xistos, que possui grande destaque topográfico e marca de norte a sul a porção centro-oeste da área. Ele se apresenta co mo um sistema de blocos falhados, com cotas em torno de 490 m e desníveis locais entre 100 m e 300 m. Depósitos de piemontes e facetas trapezoidais variadas correlativas ao bloco soergui do, ocorrem ao longo de toda a porção frontal do escarpamento. Contrastando grandemente com os demais domínios e completan

do o quadro geomorfológico, aparecem, nas porções extremo leste e extremo oeste da área duas regiões sedimentares que se caracterizam por um abrandamento considerável no relevo, embora apresentem entre si diferenças expressivas. A região do extremo leste é ocupada por sedimentos da Sinéclise do Parnaíba, tem relevo ligeiramente ondulado, menor densidade de drenagem e altitudes variando entre 230 m e 290 m. Já na região do extremo oeste, onde ocorrem sedimentos terciários-quadernários, é marcante a monotonia do relevo, é maior a densidade de drenagem e as altitudes variam em torno de 210 m.

#### 1.4 Clima e Vegetação

A área estudada se caracteriza por um clima xeróquimênico, Bioclima Termoxeróquimênico Atenuado, cujo período de chuvas se inicia no mês de setembro, atinge o clímax entre meados de dezembro e março, encerrando-se em maio. Constitui um período seco o restante dos meses do ano. A precipitação anual fica em torno de 1650 mm, enquanto que a temperatura média do mês mais frio é superior a 20°C (Veloso et al., 1974).

Segundo Veloso et al. (1974) a região encerra diversos tipos de vegetação, entre as quais a mata e a floresta que têm grande predominância e ampla distribuição na área estudada. Nas regiões acidentadas as espécies mais características são o joão-mole (*Nea* sp.) e a samaúma (*Ceiba pentandra*). Grupos de babaçu (*Orbignya martiana*) predominam nos vales, enquanto que nas regiões mais aplainadas dominam a quina (*Geissospermum* spp.) e o breu sucuruba (*Trattinickia rhoifolia*), definindo uma floresta aberta mista. O cerrado e a caatinga ocorrem de maneira subordinada e local na porção extremo sudoeste da área. Os tipos mais representativas do cerrado são o faveiro (*Dimorphandra mollis*) nas baixas colinas e as linhas de buriti (*Mauritia vinifera*), envolvidas por grupos arbóreos dominados pelo guarubado-cerrado (*Vochysia* sp.), ao longo dos córregos. Culturas de banana, restritas a porção centro-oeste, e campos (IBGE, 1979) completam o quadro da vegetação da área.

#### 1.5 Metodologia

As atividades desenvolvidas durante a realização deste trabalho, compreenderam em primeiro lugar, o levantamento bibliográfico dos estudos realizados anteriormente. Posteriormente, foi efetuada uma interpretação geológica preliminar e preparado um mapa base, tendo como suporte as bases planimétricas 1122, 1201 e 1202, em escala 1:100.000, obtidas em 1957 durante a realização do Projeto Araguaia. Em seguida o mapa foi completado com os resultados proporcionados pela interpretação geológica de fotografias aéreas verticais na escala 1:60.000 (Brazil Project AF-6332A executado pelo Aerospace Cartographic and Geodesic Service dos EUA entre 1966 e 1968), imagens de satélite na escala 1:500.000 (INPE) e mosaico semi-controlado de Radar, executado pela LASA Engenharia e Prospecção S.A. em 1971-1972, na escala 1:400.000, ampliada para a escala 1:100.000 pela CPRM, em 1973. Todos esses dados foram posteriormente lançados em uma base plano-altimétrica, em escala 1:100.000, correspondente às Folhas Araguaia (SB-22-Z-D-III) e Muricilândia (SB-22-Z-D-II) elaboradas pelo IBGE em 1979 a partir de fotografias aéreas tomadas em 1967. Esse conjunto de informações adicionados aos dados obtidos nos levantamentos de campo, estudos petrográficos e estruturais, resultaram no mapa geológico final (anexo 1), acompanhado de um mapa de amostragem (anexo 2).

Os trabalhos de campo envolveram a execução de perfis em todas as estradas principais que cortam a área e em grande número de caminhos e trilhas, tendo os mais expressivos direção E-W e N-S. Ao longo desses perfis foram realizadas coletas sistemáticas de amostras (anexo 2) e tomadas de medidas estruturais, através da observação, levantamento e análise das macroestruturas, obedecendo-se os princípios recomendados por Ramsay (1967) e Hobbs et al. (1976). Estes estudos foram realizados em afloramentos tais como blocos, lajedos, escarpas de morros, cortes ao longo das estradas e, localmente, em pedreiras.

Os estudos petrográficos envolveram a confecção e exame de lâminas delgadas das amostras coletadas, incluindo descrições petrográficas e análises texturais. Foram efetuadas ainda análises modais de algumas das amostras submetidas a análises químicas. A análise textural baseou-se nos postulados

de Zwart (1960a, b), Spry (1969) e Bard (1980). Após a caracterização petrográfica dos vários tipos litológicos constitutivos das diversas unidades lito-estratigráficas da área, foram selecionados aqueles mais representativas e de maior interesse para este trabalho, afim de que se processassem análises químicas dos mesmos. Para os elementos maiores utilizou-se a técnica de análise por via úmida (permanganometria) para determinação de  $Fe^{+2}$ ; a espectrometria de fluorescência de raios-X para determinação de Si, Ti, Al, Ferro total, K, Ca e P; e a espectrometria de absorção atômica para determinação de Mg, Mn e Na. Os elementos traços (Rb, Sr e Zr) foram analisados através da técnica da espectrometria de fluorescência de raios-X, tendo o aparelho sido equipado com tubo de molibdênio. Para a determinação de wolfrâmio(W), fez-se inicialmente uma análise qualitativa, seguindo-se uma análise quantitativa, ambas por espectrometria de fluorescência de raios-X. Os aparelhos utilizados para essas análises foram o Espectrômetro de Fluorescência de raios-X, marca Philips, modelo PW1410/70 e o Espectrômetro de Absorção Atômica, marca Zeiss, modelo FMD4, do laboratório de análises químicas do Núcleo de Ciências Geofísicas e Geológicas da UFPa. Foram obtidas ainda as normas C.I.P.W. (conforme Hutchison and Lumptur, 1975) das amostras analisadas de gnaisses, veios quartzo-feldspáticos e anfibolitos.

Esses resultados foram lançados em uma série de diagramas petrológicos de interesse para os tipos litológicos em discussão, possibilitando assim estabelecer comparações entre as várias litologias ocorrentes na área e destas com rochas afins, sempre que possível apoiando-se em estudos de petrologia experimental e na bibliografia regional e internacional adequados. A partir daí, procurou-se definir não só as condições em que se formaram as rochas das várias unidades, a influência da composição química do material original na composição mineralógica das rochas atuais, como também elaborar um quadro evolutivo para a região com base em suas características petrológicas e estruturais.

## 2 GEOLOGIA REGIONAL

A área estudada faz parte de um contexto regional que vem sendo palco de inúmeras investigações. Ela situa-se em sua maior parte no interior da Faixa de Dobramentos Araguaia (Hasui et al., 1980) e engloba ainda pequenas porções da Sinéclise do Parnaíba e de uma sequência de sedimentos terciário-quaternários. Entretanto, como o interesse central deste trabalho volta-se essencialmente para o estudo das unidades da Faixa de Dobramentos Araguaia, nesta síntese sobre a geologia regional não serão abordados os dados bibliográficos existentes sobre a Sinéclise do Parnaíba e sobre os sedimentos terciário-quaternários. Além disso, devido ao número significativo de trabalhos publicados a respeito da Faixa de Dobramentos Araguaia, tornou-se necessária uma seleção dos mesmos, de modo que só serão mencionados aqui os mais expressivos ou aqueles que interessam mais diretamente à área em estudo.

Moraes Rego (1933), ao estudar a geologia ao longo do curso do Rio Tocantins, identifica, entre Alcobaça e a foz do Rio Araguaia, um conjunto de rochas metamórficas e eruptivas, ao qual chama de Série do Tocantins, comparando-a à Série de Minas devido à semelhanças litológicas. Aceita a existência de uma discordância, sugerida, anteriormente, por Hart (1870 in Moraes Rego 1933), e divide o Complexo do Tocantins em duas partes: sequência superior, que aflora em Alcobaça, compreendendo arenitos, xistos e intercalações de calcários; e sequência inferior, constituída pelos xistos de Arumateua.

Pflug (1962) alerta sobre a existência de um lineamento estrutural marcante, que se estende aproximadamente em linha reta por cerca de 3000 km, da zona central de Minas Gerais até o baixo Rio Tocantins. Denomina-o Lineamento Rio das Velhas.

Kegel (1965) confirma a existência do Lineamento Rio das Velhas de Pflug (1962) e adota a nomenclatura de Lineamento Tocantins-Araguaia para as estruturas tectônicas complexas submeridianas, existentes entre a borda ocidental da Sinéclise do Parnaíba e o Cráton Amazônico.

Barbosa et al. (1966) observam na região do Projeto Araguaia rochas semelhantes às da Série Araxá de Minas Gerais e do sul de Goiás e estendem essa designação à seqüência inferior de Moraes Rego (1933). Separam-na da seqüência superior, a qual denominam de Série Tocantins, baseando-se na diferença de grau metamórfico (facies xisto-verde superior, para a Série Araxá e facies xisto-verde inferior para a Série Tocantins). Reconhecem, ainda, associados aos mica-xistos da Série Araxá espessas lentes de quartzitos, dentre as quais as mais importantes são as que delineiam as estruturas dômicas de Lontra e Xambioá e o sinclinal recumbente da Serra dos Martírios, estruturas essas que são também pela primeira vez referidas. Posteriormente, essas séries passaram a ser enquadradas na categoria de grupos por se tratar em de unidades lito-estratigráficas (Almeida, 1967).

Puty et al. (1972) revelaram que rochas atribuídas por eles ao Pré-cambriano indiferenciado ocupam os núcleos das estruturas dômicas de Lontra e Xambioá, e a pequena área no centro leste da Folha Xambioá. Sua direção geral NNW-SSE é concordante com aquela dos mica-xistos do Grupo Araxá. Esse embasamento consistiria essencialmente de gnaisses, com intercalações de calco-biotita-leptitos e incluiria, ainda, granitos bastante cataclasados, cortados por pegmatitos. Reconhecem os Grupos Araxá e Tocantins, sendo o primeiro constituído de quartzitos e mica-xistos, com ocorrências subordinadas de xistos magnesianos e anfibolitos. O segundo corresponde a um pacote de metassedimentos pelíticos, constituído essencialmente de filitos, clorita-xistos, clorita-sericita-xistos e calco-xistos. Há pequenas intrusões ultramáficas no contato do Grupo Tocantins com o Pré-cambriano indiferenciado. Diques de diabásio e veios de quartzo cortam as duas unidades. Situa o metamorfismo que afetou o Grupo Araxá na zona da almandina enquanto que o Grupo Tocantins teria sido submetido a um grau inferior.

Silva et al. (1974) denominam a Faixa de Dobramentos Paraguai-Araguaia (Almeida, 1967) de Faixa Orogênica Araguaia-Tocantins e propõem a designação de Complexo Xingu para o embasamento regional exposto na Folha SB-22 Araguaia. Ele consistiria de uma série de rochas metamórficas e ígneas, além de "enclaves" de quartzitos, gnaisses e xistos micáceos, que se

enquadrariam nas facies metamórficas anfibolito e granulito. A dotam a designação de Grupo Araxá no sentido de Barbosa et al. (1966) e consideram que a passagem desse para o Grupo Tocantins se faz através de uma discordância, com base no contraste en tre seus graus metamórficos.

Almeida (1974) define mais precisamente a natu reza e posição do lineamento proposto por Kegel (1965). Reconhe ce uma longa geossutura marginal, desenvolvida na junção do Crá ton do Guaporé com a Faixa de Dobramentos Paraguai-Araguaia, de nominando-a Geossutura Tocantins-Araguaia. Afirma que se trata de uma faixa de falhamentos profundos exposta à margem do crá ton ao longo de 700 km entre a região ao norte de Tucuruí (PA) e o paralelo 9°30' de latitude sul, onde se oculta sob a bacia quaternária em que se situa a Ilha do Bananal, no Rio Araguaia. A geossutura apresenta-se como uma faixa de rochas epimetamór ficas pertencentes ao Grupo Tocantins, caracterizando uma zona de fraturas verticais profundas que, segundo Almeida (1974), per mitiu uma comunicação entre a parte inferior da crosta ou do próprio manto e a faixa de dobramentos. Sugere, ainda, uma ida de pós-Transamazônico para a geossutura, uma vez que ela não foi afetada pela tectogênese desse ciclo e sua direção discor da daquela das estruturas criadas durante o mesmo.

Hasui et al. (1975) propõem a substituição da denominação Araxá por Estrondo, no centro-norte de Goiás, por que nessa região as rochas apresentam vergências e decréscimo do grau metamórfico em direção W, verificando-se o inverso nas rochas do Grupo Araxá nas regiões próximas a sua área-tipo, em Minas Gerais e no sul de Goiás. Além disso, citam a existência de uma faixa do Complexo Basal Goiano separando a área-tipo do Grupo Araxá e as ocorrências de seu homônimo no centro-norte goiano. Obtêm, ainda, através de datações pelo método potássio-argônio, idades entre 426 e 615 milhões de anos, correspondentes ao Ciclo Brasileiro, para os gnaisses e xistos da Faixa de Do bramentos Araguaia. Sugerem, entretanto, que esses gnaisses po deriam ter se formado anteriormente, devendo esses valores se rem interpretados como idades mínimas, devidas a rejuvenescimen to isotópico.

Guerreiro e Silva (1976) posicionam os granitos

e gnaisses do núcleo da estrutura dômica de Colméia no Complexo Xingu, embora levantem a hipótese dos granitos serem formados "singeneticamente" com os metamorfitos suprajacentes, evidenciando a posição do "eixo térmico" durante a evolução da Faixa de Dobramentos Araguaia. Nesse caso, os gnaisses representariam apenas porções que adquiriram xistosidade durante a evolução tectônica. Descrevem, no trecho entre as Cidades de Pequizeiro e Couto Magalhães, um conglomerado polimítico, contendo predominantemente seixos alongados de clorita-xistos e/ou filitos, além de diversos tipos de "silexites" em matriz carbonática. Esse conglomerado assenta-se com uma nítida discordância angular sobre os metamorfitos do Grupo Tocantins e foi denominado Conglomerado Rio das Barreiras.

Hasui et al. (1977) propõem uma nova seqüência estratigráfica para a Faixa de Dobramentos Araguaia no centro-norte do Brasil. Reúnem todas as unidades em um grupo único que denominam Baixo Araguaia, composto da base para o topo pelas Formações Estrondo, Couto Magalhães e Pequizeiro. Esta última possuiria caráter "magmático-sedimentar" e se associaria à "faixa ofiolítica" relacionada à Geossutura Tocantins-Araguaia. Sugerem que a geossutura se manifesta em superfície através da falha de empurrão das cabeceiras do Rio Vermelho à Tucuruí (Trown et al., 1976). Posicionam estratigraficamente a "faixa de ofiolitos", os pequenos corpos graníticos presentes na faixa de dobramentos e a Formação Rio das Barreiras, a qual atribuem designação estratigráfica formal.

Abreu (1978) propõe uma nova coluna estratigráfica, elevando o Grupo Baixo Araguaia à categoria de Super Grupo e subdividindo-o nos Grupos Estrondo (inferior) e Tocantins (superior). Divide o Grupo Estrondo na Formação Morro do Campo (inferior), na qual inclui as rochas gnáissicas aflorantes nos núcleos das Braquianticlinais de Lontra, Xambioá e Colméia, e Formação Xambioá (superior). Da mesma forma, divide o Grupo Tocantins nas Formações Couto Magalhães (inferior) e Pequizeiro (superior). Associa ao Super Grupo Baixo Araguaia pequenos corpos graníticos e rochas máficas, e considera que a Formação Rio das Barreiras está sobreposta a essa unidade. Mostra ainda que o grau metamórfico na área varia de anfibolito a leste até xis

to verde baixo a oeste. Caracteriza três eventos magmáticos maiores: magmatismo máfico-ultramáfico anterior ao metamorfismo regional; intrusões tardi-tectônicas associadas à Braquianticlinal de Colméia; e um terceiro evento de caráter pós-tectônico, básico, correspondente às ocorrências do Igarapé Jacaré Grande. Com base em análises estruturais, estudos petrográficos e datações radiométricas, considera que a porção setentrional da faixa de dobramentos se desenvolveu durante o Ciclo Geotectônico Brasileiro, no Précambriano Superior.

Abreu e Hasui (1978) descrevem as estruturas mesoscópicas existentes na faixa de dobramentos a norte do paralelo 9° sul e propõem um modelo para a evolução estrutural, distinguindo seis fases de deformação. Concluem que a região sofreu uma evolução polifásica, de início com processos de âmbito regional e, depois, de atuação mais localizada em condições de rigidez crescente, com o Super Grupo Baixo Araguaia passando do nível estrutural inferior ao superior durante o Ciclo Brasileiro.

Sá et al. (1979) definem durante a execução do Projeto Araguaia, a sudoeste da cidade homônima, uma estrutura dômica, semelhante àquelas de Lontra, Xambioá e Colméia, a qual denominam Grota Rica. Descrevem no interior da mesma rochas gnáissicas migmatíticas que atribuem ao Complexo Xingu, embora não descartem a possibilidade de haver ocorrido uma remobilização das mesmas durante o processo de formação da Estrutura de Grota Rica. Evidenciam a existência de uma descontinuidade metamórfica, "textural" e estrutural entre o núcleo de gnaisses migmatíticos e a seqüência metamórfica situada acima (Grupo Estrondo). Não subdividem o Grupo Estrondo e incluem no mesmo quartzitos (na base) e xistos-feldspáticos, anfibólitos, granada-xistos e quartzo-mica-xistos (no topo). Os tipos litológicos do topo da unidade se intercalam, embora os xistos feldspáticos sejam as variedades de maior expressão areal. Os demais são interpretados como devidos provavelmente a variações químicas no material original.

Silva (1980) apoiado em dados petrográficos petroquímicos e microestruturais, delimita no Super Grupo Baixo Araguaia, as zonas de clorita, biotita e granada que aparecem

sucessivamente, partindo-se da porção oeste da faixa de dobras em direção à estrutura dômica de Colméia. Caracteriza o regime metamórfico atuante como sendo progressivo e de pressão média a alta. Define as paragéneses minerais nas proximidades das estruturas dômicas de Lontra e Xambioá, e situa a isógrada da granada concentricamente a essas estruturas e envolvendo-as. Su gere nas adjacências da localidade de Pé do Morro (atual Arago minas-GO), uma isógrada de granada envolta por uma isógrada de biotita, tal como em Lontra e Xambioá. Usa o zoneamento regional da sericita, clorita e biotita, além das associações da zona da granada sem estauroлита, como indícios de um metamorfismo da facies xisto-verde médio a alto, e coloca a presença de cianita como indicativa de um metamorfismo do tipo pressão média. Es tuda o relacionamento entre metamorfismo e deformação, e conclui que o metamorfismo pode ser considerado como unicíclico e poli fásico.

Costa (1980) estuda a região de Colméia(GO), re conhecendo no interior da estrutura dômica homônima uma unidade mais antiga, a qual denomina Complexo Colméia. Ela é representa da por ganisses, granitos, migmatitos, xistos, quartzitos e an fibolitos associados. Caracteriza no Complexo Colméia duas fa ses de deformação que geraram, possivelmente no final do Arquea no, estruturas com orientação E-W. Adiciona ao Grupo Estrondo a Formação Canto da Vazante, posicionando-a acima da Formação Xam bioá. A separação entre essas duas Formações se faria fundamen talmente com base no contraste entre suas composições mineraló gicas, apresentando a primeira elevado teor em feldspato (ande sina e microclina). Caracteriza para o Super Grupo Baixo Ara guaia três fases principais de deformação que geraram estruturas com orientação N-S nas duas primeiras fases e NW-SE na terceira. Reconhece uma fase final,  $F_4$ , que relaciona à formação da es trutura dômica de Colméia, e duas fases de migmatização que for maram neossomas quartzo-feldspáticos internamente orientados e não orientados, relacionados, respectivamente, à  $F_1$  e à pós- $F_1$ -pré- $F_2$ , ambas no domínio do Complexo Colméia.

Cunha et al. (1981) caracterizam os tipos lito lógicos do Complexo Colméia como migmatitos, granitos, xistos, quartzitos e anfibolitos, complexamente deformados, estendendo sua área de ocorrência além dos limites do núcleo da estrutura.

dômica de Colméia. Observam a passagem, que julgam transicional, entre os migmatitos do Complexo Colméia e os xistos do Grupo Estrondo.

Gorayeb (1981) estuda o Grupo Tocantins e propõe uma inversão estratigráfica, colocando a Formação Pequizeiro abaixo da Formação Couto Magalhães. Fornece evidências de que a Formação Pequizeiro é uma sequência metassedimentar, com contribuição vulcânica insignificante ou nula, mudando, portanto, a sua definição original.

Matta (1982) estuda a região de Tucuruí (PA) e define um grupo com denominação homônima, englobando as Formações Caraibé (inferior, constituída por uma sequência de derrames basálticos) e Morrote (superior, constituída por um pacote de rochas grauváquicas). Associa esse grupo a um regime plataformal, interpretando a Formação Morrote como uma cobertura de plataforma, tipo Gorotire. Estuda em detalhe o Falhamento de Empurrão de Tucuruí, definido anteriormente por Trown et al. (1976), e elabora um modelo estrutural para a área, onde define três fases de deformação sucessivas.

Silva e Sá (1982) estudam uma porção da borda leste da Província Estrutural do Tapajós (Almeida et al., 1977), o segmento norte da Faixa de Dobramentos Paraguai-Araguaia (Almeida, 1967) e parte da borda oeste da Sinéclise do Parnaíba, interpretando, a partir de aerolevantamentos geofísicos, as características dos diversos domínios magnéticos e suas correlações litológico-estruturais com as unidades geotectônicas e suas sub-unidades, e confirmam a distribuição das grandes unidades e os lineamentos estruturais mais significativos da faixa de dobramentos.

Macambira et al. (1982) analisam quatro amostras de gnaisses do núcleo da megadobra com duplo caimento de Lontra, através do método Rb/Sr em rocha total. Obtêm uma idade de  $1972 \pm 46$  m.a. e uma razão inicial da ordem de 0,708. Sugerem, por considerarem essa razão relativamente elevada, que os gnaisses sejam produto de retrabalhamento de material crustal. Separaram a muscovita de uma dessas amostras e datam-na através do método K/Ar, obtendo uma idade de 513 m.a. Concluem, a partir desses dados, que o embasamento gnáissico é de idade transamazônica.

ca e interpretam as idades mais jovens (K/Ar) como indicativas de um evento térmico superimposto. Analisam, ainda, pelo método Rb/Sr em rocha total, amostras de xistos na região de Lontra, obtendo dados que lhes permitem construir uma isocrona de cinco pontos com boa linearidade e espaçamento. A razão inicial  $Sr^{87}/Sr^{86} = 0,7117$  determinada é compatível com o material analisado e a idade isocrônica resultante é da ordem de  $593 \pm 4,9$  m.a. Análises, através do método K/Ar, de biotita e muscovita desse mesmo conjunto de xistos fornecem, respectivamente, idades de 518 e 533 m.a., ao passo que anfibólitos de duas amostras de anfibolitos proporcionam idades de 568 e 565 m.a. Três amostras de granitos que constituem o núcleo da Braquianticlinal do ramal do Lontra, são também analisadas e, embora apresentem uma grande homogeneidade nos conteúdos de Rb e Sr, esboçam uma isócrona que define uma razão inicial  $Sr^{87}/Sr^{86} = 0,7053$  e uma idade de  $496,7 \pm 46,4$  m.a. para esses granitos.

Santos (1983) estuda a região de Xambioá e, com base em estudos petrográficos e químicos, caracteriza os gnaisses que afloram no núcleo da estrutura dômica homônima, como ortognaisses trondhjêmíticos, interpretando os neossomas dos migmatitos associados a esses gnaisses como produto de fusão parcial dos mesmos, incluindo-os no Complexo Colméia; considera que sedimentos pelíticos e grauváquicos originaram os mica-xistos do Grupo Estrondo. Interpreta os anfibolitos xistosos, aflorantes tanto no interior da estrutura dômica quanto externamente, como pretéritas soleiras de diabásio ou derrames basálticos de composição toleítica, enquanto que os anfibolitos maciços situados fora da estrutura seriam metagabros. Observa a distribuição concêntrica das zonas de granada e cianita em torno da megadobra de Xambioá e interpreta o metamorfismo como crescente em direção a essa estrutura, variando de facies xisto-verde até a facies anfibolito. Sugere para a origem da megadobra um processo diapírico dos gnaisses do Complexo Colméia e existência de apenas um ciclo termotectônico afetando as seqüências supracrustais da Faixa Araguaia (Ciclo Brasileiro). Situa a formação da megadobra, dos neossomas dos migmatitos e dos veios mineralizados no final ou logo após o metamorfismo do Super Grupo Baixo Araguaia.

Macambira (1983) estuda a região de Lontra e con

clui que o metamorfismo que atingiu as rochas aflorantes no núcleo da estrutura dômica homônima alcançou a facies anfibolito baixa a média, com temperaturas não superiores a 500°C, e que os migmatitos e granito-gnaisses injetados nas rochas gnaissicas aflorantes no núcleo dessa estrutura indicam que ocorreu fusão parcial dos mesmos, em profundidade. No Grupo Estrondo confirma a isógrada da granada (Silva, 1980), embora observe que a mesma não se fecha em torno das estruturas de Lontra e Xambioá, mas que as envolve juntamente com a estrutura do Ramal do Lontra e com a extremidade sul da Serra dos Martírios. Delimita as isógradas da cianita e da estauroлита, contornando a estrutura do Lontra. Menciona uma isógrada da silimanita que se estenderia por aproximadamente 5 km, na aba NW dessa estrutura, dentro da zona da cianita-estauroлита. Classifica o metamorfismo como de grau anfibolito médio a baixo e considera possível que o mesmo tenha se prolongado até quando já haviam cessadas as deformações e isso seria evidenciado pelo crescimento tardio de micas, figuras de "recuperação" de quartzo e recristalização de micas em "kink-bands". Com base em análises radiométricas pelo método Rb/Sr admite que as rochas gnaissicas que afloram no núcleo da estrutura do Lontra resultaram do embasamento transamazônico retrabalhado e afetado por um evento térmico superimposto no final do Ciclo Brasileiro.

Costa et al. (1983) estudam a região compreendida entre as Cidades de Paraíso do Norte, Cristalândia e Fátima, no Estado de Goiás. Delimitam a ocorrência de duas unidades litológicas e estruturas distintas, de idade arqueano, representadas pelo Complexo Colméia (constituído essencialmente de gnaisses tonalíticos, granito-gnaisses, gnaisses cálcio-silicáticos, com rochas supracrustais associados) e pelo Grupo Rio do Coco (constituído por uma seqüência de metassedimentos e metavulcânicas). Descrevem, no Proterozóico, os metamorfismos pertencentes ao Super Grupo Baixo Araguaia. Situam o metamorfismo que afetou as rochas do Complexo Colméia na facies anfibolito médio e identificam nessa unidade duas etapas de dobramentos orientados na direção ENE-WSW e pelo menos uma de orientação submeridiana. No que tange às rochas do Super Grupo Baixo Araguaia, elas teriam sido metamorfisadas sob condições das facies xisto-verde a anfibolito média e estariam dobradas em quatro epidóios. Descre

vem, ainda, o Granito Serrote, de caráter tardi-tectônico, cor  
tando as rochas do Complexo Colméia.

Souza (1984) estuda a porção norte da Serra do Estrondo e caracteriza três estruturas "dômicas" as quais denomi  
na de Cantão, Rio Jardim e Rio Cunhãs. No interior das mesmas individualiza duas unidades lito-estratigráficas. O Complexo Colméia (unidade mais antiga-Arqueano) de distribuição limitada e restrito geralmente às proximidades do contato com as rochas su  
pracrustais, é constituído de gnaisses com bandeamento marcante e estruturados na direção E-W e o Gnaisse Cantão (ortognaisses do Pré-cambriano Médio) com anfibolitos associados que ocupa a qua  
se totalidade do interior das estruturas, apresenta variações com  
posicionais indo de termos granodioríticos a graníticos e encer  
ra os mesmos eventos deformacionais observados nas rochas do Su  
per Grupo Baixo Araguaia. Discute os mecanismos capazes de ex  
plicar a formação das estruturas dômicas e considera como a mais viável a hipótese da ascensão diapírica das rochas que ocorrem  
nos núcleos das mesmas. A ascensão teria se dado durante o clí  
max de deformação e metamorfismo que afetou as rochas da região e teria sido possível devido a uma anatexia limitada dos gnais  
ses em profundidade. Descreve as paragêneses das rochas do Grupo Estrondo e classifica o metamorfismo como de grau fraco superior ou início do grau médio, atribuindo a ausência de estauroлита à inadequação composicional dos metamorfitos. Identifica uma dis  
tribuição errática da granada que impossibilita a definição de uma isógrada para esse mineral e conclui que sua cristalização é controlada pela composição química dos sedimentos originais.

Hasui et al. (1984) elaboram uma síntese do co  
nhecimento acerca do setor setentrional da Província do Tapajós (Almeida, 1977), tratando de aspectos petrográficos, estratigrá  
ficos, estruturais, geocronológicos e geoeconômicos. No que se refere ao Complexo Colméia, mantém a coluna estratigráfica pro  
posta por Costa (1980) e reafirmam a íntima associação das ro  
chas gnáissicas dominantes na unidade com anfibolitos, xistos e quartzitos, diferenciando-se dos tipos litológicos semelhantes  
pertencentes ao Grupo Estrondo. Com relação aos migmatitos des  
se complexo, distinguem três tipos de leucossomas, o primeiro sendo um tipo foliado concordante com os gnaisses, de granula

ção grossa e tende a exibir uma estrutura estromática; o segundo, subconcordante com o primeiro, possui textura granular e granulação média; o terceiro tem granulação média e grossa, é foliado e francamente discordante dos gnáisses. No que se refere ao Grupo Estrondo, presumem que esteja separado dos Complexos Goiano e Colméia e do Grupo Santo Antonio por uma discordância angular e mantém para as suas unidades a seqüência estratigráfica estabelecida por Costa (1980).

### 3 GEOLOGIA DA ÁREA

#### 3.1 Estratigrafia

A coluna estratigráfica adotada neste trabalho (figura 2) baseia-se fundamentalmente naquela proposta por Costa (1980) para a região de Colméia (GO), sendo as diferenças entre ambas discutidas mais adiante. Na região estudada se acham expostas rochas do Complexo Colméia, do Super Grupo Baixo Araguaia e unidade sedimentares do Fanerozóico. O Complexo Colméia ocorre no núcleo de estrutura dômica homônima e, tal como foi definido, é composto por gnaisses, migmatitos e, subordinadamente, por granitóides, anfibolitos, quartzitos e biotita-xistos feldspatizados. Apresenta uma estruturação muito antiga, presumivelmente arqueana, de orientação E-W, ausente no Super Grupo Baixo Araguaia. Esse fato, juntamente com evidências geocronológicas (idades da ordem de 2.7b.a.; Sá et al., 1980), levaram Costa (1980) a separar este conjunto litológico, do Super Grupo Baixo Araguaia (Abreu, 1978). Neste trabalho optou-se por incluir no Complexo Colméia as rochas gnáissicas migmatizadas, e os subordinados anfibolitos e rochas álcali-alumino-magnesianos associados, que ocorrem no núcleo das estruturas dômicas de Grota Rica e Cocalândia, uma vez que as mesmas apresentam similaridades petrográficas, texturais e estruturais, com as rochas descritas por Costa (1980) e ocorrem no mesmo ambiente geológico.

Separadas do Complexo Colméia por discordância estrutural e litológica, e sobrepostas a ele, ocorrem as rochas do Super Grupo Baixo Araguaia. Esse se faz representar apenas pelo Grupo Estrondo (Formações Morro do Campo e Xambioá) e por corpos ultrabásicos metamorfisados. A estratigrafia adotada neste trabalho, embora tenha por base aquela elaborada por Costa (1980), difere da mesma na medida em que suprime a Formação Canto da Vazante e inclui os xistos grafitosos, anteriormente colocados na Formação Xambioá, no topo da Formação Morro do Campo. A supressão da Formação Canto da Vazante se baseou na inexistência, na escala adotada, de diferenças petrológicas ou estruturais entre os mica-xistos ocorrentes na área que justificassem uma separação em duas unidades distintas. Os mica-xistos estudados são todos feldspáticos, porém isso não justificaria a sua in

clusão na Formação Canto da Vazante, porque os mica-xistos da Formação Xambioá são sistematicamente feldspáticos (Silva, 1980; Santos, 1983; Macambira, 1983; Souza, 1984), não sendo o teor em feldspatos um critério válido para a separação dessas unidades. Preferiu-se, em razão disso, manter o conjunto de mica-xistos na Formação Xambioá, respeitando a sua prioridade estratigráfica. Os xistos grafitosos que em outras áreas da Faixa de Dobramentos Araguaia (Hasui et al., 1980), incluindo a região de Colméia (Costa, 1980), foram descritos como intercalados na Formação Xambioá, mostram-se aqui no topo da Formação Morro do Campo, representando uma transição desta para a Formação Xambioá. Como denotam uma maior similaridade com as rochas dominantes na Formação Morro do Campo principalmente com aquelas ocorrentes nos domínios da estrutura de Cocalândia, optou-se por integrá-los à mesma. As rochas ultrabásicas metamorfasadas vêm sendo descritas ora como pertencentes ao Grupo Tocantins (Abreu, 1978; Silva, 1980; Gorayeb, 1981), ora como pertencentes ao Grupo Estrondo (Santos, 1983; Macambira, 1983). Como as características dessas rochas ultrabásicas nas diferentes ocorrências são muito similares entre si (incluindo aquelas estudadas nesse trabalho), é lógico supor que se trata de uma única unidade e por isso preferiu-se posicioná-las na coluna estratigráfica independente dos Grupos Estrondo e Tocantins, embora dentro do Super Grupo Baixo Araguaia. Por sua vez, o posicionamento cron-estratigráfico dessa mega-unidade ainda não se acha muito bem definido, relacionando-se, conforme os diferentes autores ora ao Ciclo Transamazônico (Silva et al., 1974; Cunha et al., 1981), ora ao Ciclo Uruaçuano (Costa, 1980; Hasui et al., 1984), ora ao Ciclo Brasileiro (Abreu, 1978; Silva, 1980; Gorayeb, 1981; Santos, 1983; Macambira, 1983). A hipótese de idade transamazônica para essa unidade parece a menos compatível com os dados existentes. Considerando que a indefinição permanece e como o presente trabalho não apresenta dados que permitam esclarecer essa questão, optou-se por posicioná-la no Pré-cambria no Superior, opção essa também feita por Souza (1984).

As unidades sedimentares fanerozóicas correspondem às rochas sedimentares da Formação Pimenteiras, da Sinéclise do Parnaíba (Almeida, 1967) e às coberturas terciário-quaternárias. A Formação Pimenteiras, de idade devoniana mé

PERÍODO	UNIDADES	SIMB.	CONSTITUIÇÃO LITOLÓGICA
Terciário-Quaternário	Coberturas Terciário - quaternárias	Ctq	Sedimentos arenosos a silteicos, de coloração cinza-clara, com estratificação plano-laminada e subordinadamente, lateritas, sedimentos aluvionares e depósitos de piemonte.
Devoniano Inferior a Médio	Formação Pimenteiras	Dp	Arenitos amarelos finos, algo argilosos, micáceos, com abundantes tubos de vermes, intercalados com folhelhos esverdeados, argiliticos e muito micáceos.
Pré-Cambriano Superior	Super Grupo Baixo Araguaia	PE <sub>ub</sub>	Discordância Serpentinitos, serpentina-antofilita-xistos, esfeattitos, talco-xistos, clorititos, clorita-xistos "silexitos" e clorita-tremolita-xistos.
			PE <sub>xa</sub>
	Grupo Estreito	PE <sub>mc</sub>	Quartzitos (muscovita-plagioclásio-quartzitos, quartzitos grafitosos, quartzitos com clorita e quartzitos com magnetita), muscovita-quartzo-xistos e muscovita-quartzito-xistos grafitosos.
Arqueano	Complexo Colméia	PE <sub>co</sub>	Discordância Gnaisses trondjemíticos com gnaisses graníticos subordinados; antíbolitos e rochas alcali-alumino-magnesianas.

Figura 2 - Coluna Estratigráfica da região central da serra das Cordilheiras (Goids).

dia (Aguilar, 1971). está sobreposta discordantemente às rochas do Complexo Colméia e às Formações Morro do Campo e Xambioá. O mesmo ocorre com as coberturas terciário-quaternárias que re pre sum ivel mente pre en chendo sobre as rochas daquelas unidades, pre sum ivel mente pre en chendo uma estrutura tipo graben. Seguem as descrições das unidades.

### 3.2 Complexo Colméia

As rochas constitutivas dessa unidade têm sua ocorrência limitada aos núcleos das estruturas dômicas de Grota Rica e Cocalândia. A primeira, definida por Sá et al. (1979) co mo uma bra qui anti cl inal, está localizada na porção leste da área e mostra-se exposta apenas em seu flanco noroeste. A outra, iden tifi cada e denominada nesse trabalho, está localizada na porção sudoeste da área (anexo 1), onde aflora apenas o seu flanco les te, embora tenha maior área de exposição que Grota Rica. A es tru tura de Cocalândia apresenta uma forma semi-elipsoidal, com eixo maior disposto aproximadamente na direção NNW-SSE. Por sua vez, a forma e a natureza da estrutura de Grota Rica são difí ceis de definir devido à sua reduzida área de exposição. As ro chas do Complexo Colméia consistem principalmente de gnaisses trondhjemíticos com variedades graníticas subordinadas e de an fibolitos e rochas álcali-alumino-magnesianas associadas.

Os gnaisses trondhjemíticos ocupam a quase tota lidade dos núcleos das duas estruturas e afloram sob a forma de lajedos, cujas dimensões podem atingir até 2.000 m<sup>2</sup>. No núcleo da estrutura de Cocalândia as melhores exposições situam-se pró ximo à sede da Fazenda Volta Grande (anexo 2), ao norte da estru tura, e no leito do Rio Muricizal (figura 3), ao sul da mes ma. Já no núcleo da estrutura de Grota Rica os afloramentos mais re presentativos ocorrem na margem da estrada Araguaína-Brasilândia (Caracol), próximo à sede da Fazenda Três Pacas. São rochas he terogêneas de granulação fina, localmente média, e coloração cin za-clara. Apresentam uma foliação (S'<sub>2</sub>) e um bandamento 2 mar cantes, com alternância de bandas félsicas e outras mais ricas em minerais máficos, de espessura em torno de 1 cm, embora local mente tornem-se mais espessas (figura 4). Geralmente essa folia ção paralela e esse bandamento são penetrativos, amoldando-se



Figura 3 - Gnaisses trondhemíticos do núcleo da estrutura de Coclândia aflorando no leito do rio Muricizal. Régião central da serra das Cordilheiras, Goiás.



Figura 4 - Veios discordantes e bandas félsicas de  
senvolvidos nos gnaisses trondhjemíticos  
do núcleo da estrutura de Grotá Rica. Re  
gião central da serra das Cordilheiras,  
Goiás.

ao contorno das estruturas.

Associados aos gnaisses trondhjemíticos, ocorrem localmente no núcleo das duas estruturas, gnaisses graníticos que afloram sob a forma de pequenos blocos, não sendo nítidos os contatos entre as duas variedades. Apresentam uma granulação média a grossa, chegando às vezes a desenvolver uma estrutura do tipo oftalmítica (Mehnert, 1971), com "augens" de microclina da ordem de 2 cm. A coloração é rósea nas porções mais grosseiras a róseo-acinzentada nas porções de granulação média.

Os gnaisses trondhjemíticos são estruturalmente complexos, tendo sido identificados nos mesmos, além da foliação  $S'_2$  e do bandamento 2 já mencionados, um bandamento 1 e uma foliação  $S'_1$  interpretados como reliquiários e mais antigos, possivelmente do Arqueano, de ocorrência localizada. O bandamento 2 e a foliação  $S'_2$  mostram-se, na estrutura de Grota Rica, localmente ondulados (figura 5). Estruturas ptigmáticas (Mehnert, 1971), equivalentes às "ptygmatic folds" de Hobbs et al. (1976), mostradas na figura 6, e "schlieren" de biotita (lentes máficas) foram observadas ocasionalmente na estrutura de Cocalândia. Vários dobramentos afetaram esses gnaisses, sendo que um deles, registrados pelo bandamento 1, apresenta planos axiais com direção E-W e não foi observado nas demais unidades. Esses gnaisses exibem ainda uma série de veios quartzo-feldspáticos com comportamento diversificado em relação às demais estruturas (figura 7).

Tanto os gnaisses trondhjemíticos quanto os graníticos exibem fraturas em diversas direções e foram afetados por pequenas falhas dúcteis e rígidas transcorrentes, estando por vezes os planos de falha destas últimas preenchidos por material quartzo-feldspático.

Os anfibolitos ocorrem associados aos gnaisses trondhjemíticos, tanto no núcleo da estrutura de Grota Rica quanto na de Cocalândia e seus contatos com os mesmos não se acham expostos. Em afloramento, apresentam-se geralmente sob a forma de blocos, que cobrem por vezes continuamente uma superfície considerável. Os anfibolitos são mais freqüentes na porção norte do núcleo da estrutura de Cocalândia. Apresentam uma granulação fina e coloração variável de verde-escura a negra e exibem uma



Figura 5 - Ondulações do bandamento 2 e da foliação  $S_2'$  vistas nos gnaisses trondhjemíticos do núcleo da estrutura de Grotá Rica. Região central da serra das Cordilheiras, Goiás.

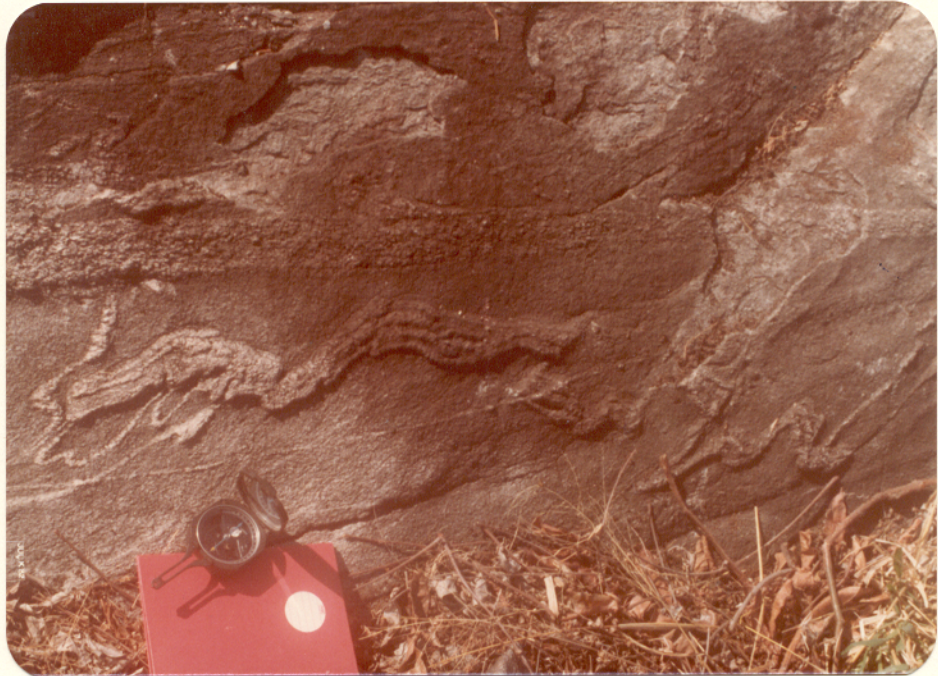


Figura 6 - Estruturas ptigmáticas desenvolvidas nos gnaisses trondhemíticos do núcleo da estrutura de Cocalândia. Região central da Serra das Cordilheiras, Goiás.

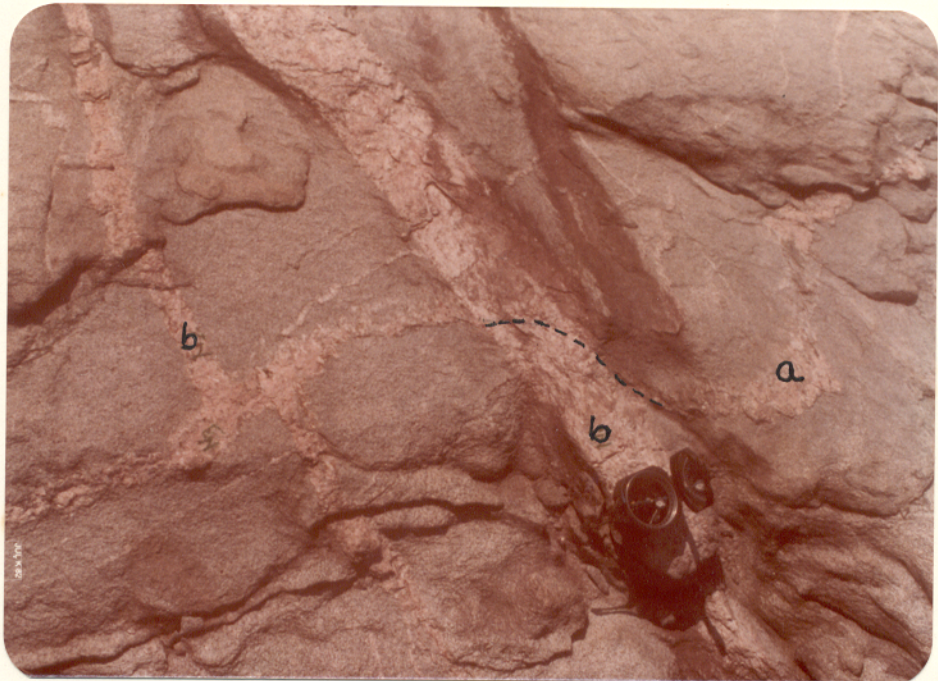


Figura 7 - Veios concordantes(a) e discordantes(b) com o bandamento 2 e  $S'_2$  desenvolvidos nos gnais ses trondhjemíticos do núcleo da estrutura de Cocalândia. Região central da serra das Cordilheiras, Goiás.

foliação bem marcada, concordante com o bandamento 2 e com  $S_2$  dominantes nos gnaisses trondhjêmíticos.

As rochas álcali-alumino-magnesianas foram amostradas apenas na aba norte do núcleo da estrutura de Cocalândia, onde ocorrem sob a forma de pequenos blocos situados entre os principais afloramentos de gnaisses trondhjêmíticos (próximo da sede da Fazenda Volta Grande) e as cristas de quartzitos da Formação Morro do Campo que desenham a estrutura. Apresentam-se com uma massa matricial micácea (flogopita) de granulação média a grossa na qual estão imersos cristais de até 10 cm de cianita (figura 8). Possuem uma coloração cinza-claro e são untuosas ao tato.

### 3.3 Super Grupo Baixo Araguaia

#### 3.3.1 Formação Morro do Campo

As ocorrências dessa unidade restringem-se quase sempre ao domínio das estruturas de Grota Rica e Cocalândia, as quais circunscreve a realça (anexo 1). Aparece fora desse contexto apenas na porção extremo sudeste, onde se acha afetada por falhamento inverso (anexo 1) e, localmente, no contato com as rochas ultrabásicas metamorfisadas.

Consiste essencialmente de quartzitos (muscovita-plagioclásio quartzitos, quartzitos grafitosos, quartzitos com clorita e quartzitos com magnetita), muscovita quartzo-xistos e muscovita-quartzo-xistos grafitosos. Os muscovita-plagioclásio-quartzitos foram descritos somente nos afloramentos das abas norte e sudoeste da estrutura de Grota Rica, onde são dominantes. Eles ocorrem sob a forma de lajedos na interseção da estrada Araguaína-Brasilândia (Caracol) com o vale do Ribeirão Alpercatas e no balneário Vêu-de Noiva (figura 9). Apresentam uma granulação variável de fina a média, coloração creme-esbranquiçada e em geral, aspecto maciço, embora algumas vezes, notadamente nos afloramentos da Cachoeira Vêu-de-Noiva, exibam dobramentos do acamamento  $S_0$  com vergência para o núcleo da estrutura de Grota Rica. Nesses afloramentos pode-se também observar diversas famílias de juntas (figura 9). Os quartzitos grafitosos são raros, só tendo sido observados nos domínios da estrutura de Cocalândia.



Figura 8 - Rochas álcali-alumino-magnesianas associadas aos gnaisses trondhjemíticos. Aba nordeste do núcleo da estrutura de Cocalândia. Região central da serra das Cordilheiras, Goiás.



Figura 9 - Acamamento  $S_0$  em muscovita - plagioclásio-quartzitos da Formação Morro do Campo, na porção sudoeste da estrutura de Grotta Rica (Cachoeira Vêu de Noiva). Paredão de aproximadamente 20 m de altura. Região central da serra das Cordilheiras, Goiás.

Ocorrem aparentemente sob a forma de lentes e afloram às margens da estrada Cocalândia-Fazenda Ipiranga (anexos). Exibem uma granulação fina, coloração cinza-escuro e aspecto placoso. Os quartzitos com clorita e os quartzitos com magnetita têm ocorrências muito localizadas. Os muscovita-quartzo-xistos são dominantes na aba leste da estrutura de Cocalândia, aflorando principalmente às margens da estrada Cocalândia-Três Marquinhos (marcos topográficos). Apresentam uma granulação fina a média, coloração creme-esbranquiçada, aspecto placoso e diversas famílias de juntas. Observa-se o desenvolvimento de turmalina entre as placas, assim como de lineações minerais, principalmente de muscovita. Os muscovita-quartzo-xistos grafitosos embora afluam nos domínios da estrutura de Grotta Rica, no leito da estrada Araguaína-Brasilândia (Caracol), foram melhor observados nos domínios da estrutura de Cocalândia, no leito da estrada Cocalândia-Fazenda Volta Grande (anexo 2), não sendo, no entanto, freqüentes. Apresentam uma granulação fina nos níveis pelíticos e fina a média nos níveis quartzosos, e uma coloração cinza-escuro cintilante quando frescos e avermelhada-fosca quando alterados. Exibem uma foliação marcante, correlacionável a  $S_2$ , caracterizada pela alternância de níveis mais ricos em micas com níveis quartzosos. A grafita ocorre em grãos muito finos que se desprendem da rocha a um simples contato com as mãos, manchando-as.

### 3.3.2 Formação Xambioá

É a unidade de mais ampla distribuição na área mapeada, ocupando mais de 80% da mesma. Aflora tanto a leste, quanto a oeste da escarpa da Serra das Cordilheiras, encontrando-se excelentes exposições ao longo das estradas Araguaína-Aragominas, Aragominas-Muricilândia e Muricilândia-Cocalândia. Bons afloramentos podem ser vistos ainda em grande parte das estradas e caminhos secundários que cortam a área em direções diversas. Ocorre sob a forma de lajedos, em blocos, em cortes de estradas e, localmente em pedreiras. Consiste principalmente de plagioclásio-quartzo-mica-xistos com epidoto+carbonato+microclina, plagioclásio-quartzo-mica-xistos com granada e plagioclásio-quartzo-mica-xistos com granada e estaurolita + cianita. Subordinadamente ocorrem anfibólitos.

Os mica-xistos possuem granulação fina a média e

coloração cinza-clara a cinza-escura. Exibem uma foliação fortemente penetrativa ( $S_2$ ; ver adiante) muitas vezes acompanhada por um nítido bandamento (figura 10), que consiste na alternância de níveis quartzo-feldspáticos com níveis ricos em micas. Mostram-se bastante deformados e registram diversas fases de dobramentos. Bolsões, veios e boudins de quartzo são freqüentes e um grande número de fraturas pode ser observado. Dentre as variedades descritas, os plagioclásio-quartzo-mica-xistos com epidoto+carbonato+microclina e os plagioclásio-quartzo-mica-xistos com granada ocupam quase que totalmente a área de exposição da Formação Xambioá, com leve predominância dos primeiros. Ambos têm os seus afloramentos mais representativos ao longo das estradas das Araguaína-Aragominas e Aragominas-Muricilândia (anexo 2). A variedade com estauroлита e cianita tem ocorrência restrita às porções sudoeste e sul da área, aflorando próximo à aba nordeste da estrutura de Cocalândia e também a leste da escarpa Serra das Cordilheiras (anexo 2).

Os anfibolitos ocorrem preferencialmente na porção centro-oeste da área nas proximidades da Serra das Cordilheiras (tanto a leste quanto a oeste da escarpa da mesma), formando lentes alongadas de direção aproximada NNW. Fora desse contexto, suas ocorrências são raras. São concordantes com os xistos e parecem controlados pelos expressivos lineamentos NNW. São rochas de granulação fina, raramente média, que apresentam uma coloração verde-escura a negra e exibem também uma foliação marcante, concordante com  $S_2$  dos mica-xistos, e que parece levemente ondulada.

### 3.3.3 Corpos Ultrabásicos Metamorfisados

Esses corpos têm distribuição limitada, concentrando-se notavelmente às proximidades da escarpa da Serra das Cordilheiras (a oeste da mesma) e, sobretudo, no trecho compreendido entre a referida escarpa e a estrutura de Cocalândia, onde ocorrem suas melhores exposições. Bons afloramentos são vistos também na estrada que liga Muricilândia e Cocalândia, assim como no corpo situado a sul desse último povoado (anexos 1 e 2). Eles acham-se em contato - geralmente não exposto - com os mica-xistos da Formação Xambioá ou, em certos locais, recobertos pelos



Figura 10 - Detalhe do bandamento que acompanha a foliação  $S_2$  dos plagioclásio-quartzo-mica-xistos da Formação Xambioá, aflorando na margem da estrada Novo-Horizonte-Aragominas. Região central da Serra das Cordilheiras, Goiás.

sedimentos terciário-quaternários. Apresentam-se sob a forma de morros abaulados com disposição submeridiana. Foram identificados nesses corpos serpentinitos, serpentina-antofilita-xistos, esteatitos, talco-xistos, clorititos, clorita-xistos, clorita-tremolita-xistos e "silexitos". Embora não tenha sido feita uma amostragem sistemática desses corpos (principalmente por fugir aos objetivos deste trabalho), há indicações de que, para o interior dos mesmos, predominam os serpentinitos e serpentina-antofilita-xistos. As demais variedades foram amostradas quase sempre próximo às bordas dos corpos, parecendo relacionadas a transformações complexas aí ocorridas e tendo distribuição bem mais restrita. Gorayeb (1981) descreve corpos semelhantes associados ao Grupo Tocantins e caracteriza um zoneamento que consiste de faixas irregulares constituídas, do centro para a borda, por serpentinitos, actinolititos, talco-actinolita-xistos, talco-xistos, esteatitos, clorititos, clorita-xistos e "silexitos" (cherts). Tanto esse autor, quanto Santos (1983) e Macambira (1983), não localizaram variedades com antofilita entre as rochas por eles estudadas, contrariamente ao observado por Souza (1984). A quase totalidade dos tipos litológicos citados pode ser observada conjuntamente na estrada Muricilândia-Cocalândia (anexo 2), onde apenas as variedades silicificadas ("silexitos") estão ausentes. Essas aparecem apenas na estrada que liga a sede da Fazenda Pedra Azul à Fazenda Ipiranga (anexo 2), ocorrendo sempre próximo ao contato com as rochas encaixantes. Essas rochas ultrabásicas apresentam geralmente uma foliação muito irregular, porém concordante com a xistosidade ( $S_2$ ) dos mica-xistos da Formação Xambioá.

Os serpentinitos e serpentina-antofilita-xistos são rochas de granulação fina e coloração verde-clara quando frescas e esbranquiçada quando alteradas. Exibem uma foliação muito irregular, realçada por cristais de magnetita desenvolvidos sobre os planos de foliação (figura 11) e freqüentemente mostram-se muito deformados e fraturados (figura 12). Os esteatitos e talco-xistos apresentam uma granulação variável com os grãos de talco sendo ora muito finos, ora grosseiros. São rochas de coloração clara muito alteradas e fraturadas, que exibem ocasionalmente clivagem de crenulação (no sentido de Hobbs et al. 1976). Os clorititos e clorita-xistos exibem uma granulação fina



Figura 11 - Detalhe da foliação irregular exibida pelas rochas ultrabásicas metamorfasadas, aflorando na margem da estrada que liga as fazendas Pedra Azul-Ipiranga. Região central da serra das Cordilheiras, Goiás.



Figura 12 - Detalhe da intensa deformação e dos fraturamentos observados nas rochas ultrabásicas metamorfasadas. Afloramento da borda de um corpo aflorante na margem da estrada Muricilândia - Cocalândia. Região central da serra das Cordilheiras, Goiás.

e uma coloração verde-escura intensa, sendo uma característica deles o desenvolvimento de fenoblastos milimétricos a centimétricos de magnetita envolvidos pela matriz, essencialmente clorítica. Os tipos silicificados ("silexitos") afloram sob a forma de blocos muito compactos, têm granulação fina a média e coloração creme-escura. Ocasionalmente podem-se observar, ainda, estruturas radiais de serpentinas que foram presumivelmente substituídas pelo "chert". Os clorita-tremolita-xistos, por sua vez, ocorrem muito localmente, na estrada que liga a sede da Fazenda Ipiranga aos Três Marquinhos (marcos topográficos), sob a forma de blocos encaixados nos muscovita-quartzo-xistos da Formação Morro do Campo, na aba nordeste da estrutura de Cocalândia. Apresentam granulação fina a média, coloração verde-escura e foliação marcante, paralela a dos quartzitos.

### 3.4 Formação Pimenteiras

Essa formação aflora na porção leste-sudeste da área e assenta-se discordantemente sobre as rochas do Complexo Colméia, expostas no núcleo da estrutura de Grota Rica, da Formação Morro do Campo, circunscrita a esta estrutura, e da Formação Xambioá. A Formação Pimenteiras não foi estudada em detalhe, uma vez que isso não constava entre os objetivos deste trabalho. Entretanto, com base nos dados coletados no campo e nas observações contidas em Sá et al. (1979), pode-se afirmar que a Formação Pimenteiras consiste, na região estudada, de intercalações de arenitos (amarelos, finos, argilosos, micáceos, com abundantes tubos de vermes) com folhelhos (esverdeados, algo sílticos e muito micáceos).

### 3.5 Cobertura Terciário-Quaternárias

Os sedimentos mais representativos dessa unidade distribuem-se por toda a porção extremo oeste da área, presumivelmente preenchendo uma estrutura do tipo graben, e sobrepõem-se discordantemente às rochas do Complexo Colméia, aflorantes no núcleo da estrutura de Cocalândia, à Formação Morro do Campo que circunscreve essa estrutura, à Formação Xambioá e, localmente, às rochas ultrabásicas. Esses sedimentos são arenosos e sílti

cos, têm coloração cinza-claro e exibem uma estratificação plano-laminada. Excelentes exposições podem ser observadas na margem do Rio Muricizal, junto ao distrito de Muricilândia. Não foi feita, até o momento, nenhuma referência na literatura a esses sedimentos. É possível, que esses sedimentos sejam correlacionáveis àqueles afloramentos na Ilha do Bananal, conforme descrição de Cunha et al. (1981). Foram incluídos ainda nessa unidade: lateritas associadas principalmente às rochas ultrabásicas e à Formação Pimenteiras, sedimentos aluvionares presentes junto aos leitos dos rios, ribeirões e córregos da área; depósitos de piemonte presentes principalmente junto à escarpa da Serra das Cordilheiras.

#### 4 ESTRUTURAS

Durante a execução deste trabalho, houve uma preocupação muito grande em relação ao estudo das estruturas exibidas pelos gnaisses do Complexo Colméia e pelos metamorfitos do Super Grupo Baixo Araguaia, representados na área pelas Formações Morro do Campo e Xambioá, e pelos corpos ultrabásicos metamorfisados. As estruturas estudadas podem ser divididas em dois grupos: estruturas primárias reliquias e estruturas tectônicas. Entendem-se como estruturas primárias reliquias, as estruturas sedimentares que, mesmo após terem sofrido deformação e metamorfismo, foram preservadas. As estruturas tectônicas seriam aquelas formadas durante os processos de deformação e metamorfismo. Embora se considere que a deformação atuante na área tenha sido progressiva em cada ciclo, não devendo portanto existir necessariamente hiatos temporais significativos entre os efeitos deformacionais registrados nas várias unidades, preferiu-se designá-los como fases de deformação para evidenciar mais claramente as superposições de estruturas e, conseqüentemente, suas relações mútuas. As diferentes fases de deformação e as estruturas associadas serão indicadas por símbolos conforme o proposto por Turner e Weiss (1963), Whitten (1966) e Ramsay (1967). Assim, F significará qualquer fase de deformação crescendo seu índice ( $F_1$ ,  $F_2$ ,  $F_3$ , etc.) segundo a sua ordem relativa; da mesma forma, S representará as diferentes estruturas planares primárias ou tectônicas e D as diferentes dobras. Algumas dessas estruturas foram lançadas em diagramas de igual área (Schmidt-Lambert), tomando-se o hemisfério inferior como aquele de referência.

As estruturas primárias reliquias são raras e de ocorrência localizada, só tendo sido encontradas nos quantos da Formação Morro do Campo, ao passo que as estruturas tectônicas são extremamente marcantes nas unidades em discussão, podendo ser separadas em função de suas características geométricas em estruturas planares e lineares. Dentre as estruturas planares conhecidas foram observadas bandamento, xistosidade, clivagem de crenulação e de fratura, falhas e fraturas. Estrias e lineações representam as estruturas lineares. Serão descritas, a seguir, separadamente, as feições estruturais das duas grandes unidades pré-cambrianas ocorrentes na região, o Complexo Colméia

e o Super Grupo Baixo Araguaia. Isso é feito visando-se a obter uma maior clareza no texto e tendo-se consciência de que alguns dos eventos descritos afetaram simultaneamente ambas as unidades. O Super Grupo Baixo Araguaia é discutido em conjunto, porque certamente as suas várias sub-unidades foram submetidas aos mesmos processos deformacionais, embora o registro desses difira substancialmente em função das características litológicas específicas de cada uma dessas sub-unidades.

#### 4.1 Complexo Colméia

Nessa unidade só foram observadas estruturas planares, destacando-se o bandamento e a xistosidade, embora clivagem de crenulação, falhas e fraturas também ocorram. Bandamento e xistosidade são feições estruturais marcantes dos gnaisses trondhjêmíticos. O bandamento se caracteriza pela alternância de níveis claros (constituídos quase que exclusivamente por minerais félsicos) e escuros (com teores expressivos de minerais máficos), que apresenta espessura variável desde milimétrica até centimétrica e, da mesma forma que para a xistosidade, podem ser distinguidas pelo menos duas gerações as quais são discordantes entre si e a primeira geração é truncada pela mais nova. O bandamento 1 é a estrutura planar mais antiga reconhecida na região e tem, conjuntamente à xistosidade  $S'_1$ , ocorrência localizada, uma vez que ambos foram quase que completamente mascarados pelas deformações posteriores, que geraram um bandamento 2, acompanhado por uma xistosidade  $S'_2$  concordante com o mesmo. Essas duas estruturas são as mais comumente observadas nessa unidade. O bandamento 1 se caracteriza pela alternância de bandas félsicas e máficas de espessura pouco variável, não superior a 5 cm. A foliação  $S'_1$  é marcada tanto por cristais estirados de minerais félsicos, quanto por lamelas de biotita orientadas preferencialmente.

O bandamento 1 foi afetado por dois dobramentos ( $D'_1$  e  $D'_2$ ). O primeiro dobramento ( $D'_1$ ) apresenta dimensões centimétricas, é apertado e a orientação de seus traços axiais (em planta) é aproximadamente E-W (figura 13). Concomitantemente a esse dobramento ocorreu o desenvolvimento da xistosidade  $S'_1$ , paralelamente aos traços axiais de  $D'_1$ , definindo-se, assim, uma

primeira fase de deformação,  $F'_1$ , ausente nas rochas do Super Grupo Baixo Araguaia (Grupo Estrondo). Essa fase é correlacionável à fase  $F'_1$  descrita na área-tipo do Complexo Colméia (Costa, 1980) e nas suas ocorrências da porção norte da Serra do Estrondo (Souza, 1984).

O segundo dobramento ( $D'_2$ ) é aberto, centimétrico a métrico, com leve espessamento apical e seus planos axiais (em planta) presumivelmente, subverticais, orientam-se aproximadamente na direção N-S (figuras 13, 14 e 15). Observa-se, por vezes, claramente uma clivagem de crenulação diferenciada disposta em posição plano-axial dessas dobras (figura 14). O bandamento 2 e a xistosidade  $S'_2$  desenvolveram-se também naquela direção, sendo, ao que tudo indica ligeiramente posteriores a essas dobras e relacionados a uma mesma fase de deformação, aqui designada como  $F'_2$ . Essa é provavelmente contemporânea com a segunda fase de deformação ( $F_2$ ) que afetou o Super Grupo Baixo Araguaia, conforme será visto mais adiante.

O bandamento 2 e a xistosidade  $S'_2$  são concordantes, fortemente penetrativos e, de modo geral, mostram-se conformados às estruturas de Grota Rica e Cocalândia, desenhando-as juntamente com os quartzitos da Formação Morro do Campo. Definem, assim, na estrutura de Cocalândia, um dobramento descontínuo,  $D'_3$ , amplo, aberto, de dimensões quilométricas, com duplo caimento, apresentando eixos maiores na direção NNW-SSE e eixos menores com direção aproximada ENE-WSW. A estrutura de Grota Rica é interpretada como análoga a essa, embora, por estar em grande parte encoberta, não se possa chegar a uma conclusão a respeito. Esse dobramento mostra-se também desenvolvido nas rochas do Grupo Estrondo, como será visto mais adiante. Abreu (1978), Costa (1980) e Souza (1984) descrevem dobramentos semelhantes nas rochas do Super Grupo Baixo Araguaia, sendo que os dois primeiros autores as relacionam a uma fase mais tardia ( $F'_4$ ) enquanto que o último associa as mesmas a uma fase  $F_2$ . Localmente o bandamento 2 e  $S'_2$  mostram-se ondulados (figura 5). Essas ondulações exibem traços axiais (em planta) aproximadamente ortogonais ao contorno da estrutura dômica e aquelas observadas orientam-se na direção E-W e relacionam-se provavelmente com a formação das mega-estruturas ( $D'_3$ ).



Figura 13 - Bandamento 1 (presumivelmente Arqueano) desenhando dobras E-W e N-S com foliação plano-axial  $S'_1$  dobrada em N-S, exibido pelos gnaisses trondhjemíticos do núcleo da estrutura de Cocalândia. Observa-se ainda, veios concordantes com o bandamento 1. Região central da serra das Cordilheiras, Goiás.



Figura 14 - Dobras  $D'_2$  reliquias do bandamento 1 e clivagem de crenulação diferenciada associada a  $D'_2$ , desenvolvidas nos gnaisses trondhjemíticos do núcleo da estrutura de Cocalândia. O cabo do martelo aponta para o norte. Região central da serra das Cordilheiras, Goiás.



Figura 15 - Dobras  $D'_2$  do bandamento 1 desenvolvida nos gnaisses trondhemíticos do núcleo da estrutura de Cocalândia. O bandamento 2 mostra-se pouco marcado. O cabo do martelo aponta aproximadamente para o norte. Região central da serra das Cordilheira, Goiás.

Com base no comportamento estrutural, podem ser distinguidos diferentes tipos de veios quartzo-feldspáticos: (1) veios concordantes com o bandamento 1 (figura 13); (2) veios concordantes com o bandamento 2 (figura 7); (3) veios discordantes com o bandamento 2 (figuras 4 e 7). Os primeiros foram observados unicamente nos afloramentos da porção norte da estrutura de Cocalândia, sendo que os demais ocorrem em ambas as estruturas.

#### 4.2 Super Grupo Baixo Araguaia

As estruturas planares desenvolvidas nessa unidade são: bandamento, xistosidade, clivagem de crenulação e de fratura, falhas e juntas. As estruturas lineares observadas incluem apenas lineações minerais e estrias de falha.

Conforme mencionado anteriormente, só foram observadas estruturas primárias nos quartzitos da Formação Morro do Campo, mais precisamente nos afloramentos da porção sudoeste da estrutura de Grotta Rica, na Cachoeira Véu de Noiva. Observa-se nos mesmos camadas de diferentes espessuras, centimétricas a métricas, definidas por planos muito regulares, paralelos e contínuos sugestivos de variações na sedimentação (figura 9). Essas estruturas foram interpretadas como estratificação primária do tipo acamamento. Só muito localmente são identificadas dobras afetando esse acamamento, observando-se apenas os ápices espessos das mesmas em cortes perpendiculares e seus planos axiais (figura 24a) pois o caráter geralmente maciço desses quartzitos dificulta uma melhor visualização. Essas dobras são designadas como  $D_1$ , tendo sido geradas numa fase  $F_1$  de deformação progressiva. Os planos axiais de  $D_1$  parecem desenhar a megadobra(?) da estrutura de Grotta Rica e acredita-se que o mesmo deva acontecer na estrutura de Cocalândia. Abreu (1978), Costa (1980) e Souza (1984) descrevem, nessa mesma unidade, dobras semelhantes, porém acompanhadas pelo desenvolvimento de uma xistosidade plano axial ( $S_1$ ), não observada na área em estudo. Isso não invalida, no entanto, a correlação entre as dobras  $D_1$ , que parecem relacionadas a um mesmo evento, atuante em escala regional.

A xistosidade é uma estrutura marcante nas rochas do Grupo Estrondo. Ela ocorre em pelo menos duas gerações

( $S_1$  e  $S_2$ ), sendo  $S_2$  a estrutura planar de maior penetratividade e de maior expressão, caracterizando-se assim como uma feição constante nos mica-xistos da Formação Morro do Campo e da Formação Xambioá.

A xistosidade  $S_1$  só raramente é observada macroscopicamente, ocorrendo apenas localmente nos mica-xistos da Formação Xambioá. Isso se deve à intensa transposição que a mascarou quase que completamente. Ela aparece com mais frequência em seções delgadas, onde, inclusive, suas relações com  $S_2$  podem ser visualizadas com mais clareza. Trata-se de uma foliação residual, acusada ora pela disposição alinhada de inclusões presentes principalmente em porfiroblastos de plagioclásio, as quais, algumas vezes, desenham microdobramentos de crenulações (figura 24b), ora pela existência de ápices de microdobramentos de  $S_1$  truncados por  $S_2$  (figura 24c e d). Essas microdobras são designadas como  $D_2$  e definem uma segunda fase  $F_2$ . Observações semelhantes foram feitas por Souza (1984), que admitiu uma correlação entre essa xistosidade e aquela  $S_1$  que secciona os ápices de  $D_1$  nos quartzitos da Formação Morro do Campo. Essa hipótese também é admitida no presente trabalho, embora não se tenha visto diretamente a relação  $S_1 \times D_1$ .

A intensa transposição de  $S_1$ , ocorrida durante a fase  $F_2$  gerou a xistosidade  $S_2$ . Essa xistosidade grada por vezes nos mica-xistos da Formação Xambioá a um bandamento (figura 10), caracterizado pela alternância de níveis irregulares, ora a base essencialmente de minerais félsicos, ora ricos em máficos. Essa xistosidade apresenta, de modo geral, uma direção entre NNW-SSE e NNE-SSW e mergulho, ora para NE, ora para SE, em torno de  $30^\circ$  (figura 21). O mergulho aumenta notavelmente na altura do Falhamento Inverso de Aragominas, onde chega a atingir  $84^\circ$  (figura 16). Nas proximidades das estruturas de Grota Rica e Cocalândia essa orientação geral muda, pois  $S_2$  tende a amoldar-se ao formato das mesmas. Esse comportamento estrutural de  $S_2$  foi anteriormente descrito por Abreu (1978), Costa (1980) e Souza (1984). Os dois primeiros definiram essas dobras como  $D_4$ , geradas em uma fase de deformação  $F_4$ , causada pela intrusão de corpos graníticos não aflorantes. Souza (1984) relaciona esses dobramentos a processos diapíricos e os associa à fase  $F_2$  de defor



Figura 16 - Mica-xistos da Formação Xambioá mostrando o forte mergulho dos planos de  $S_2$ , com blocos de quartzo associados. Afloramento situado próximo a escarpa do Falhamento inverso de Aragominas, na antiga estrada Aragominas-Muricilândia. Região central da serra das Cordilheiras, Goiás.

mação, concomitante com o clímax do metamorfismo. Neste trabalho essas dobras também foram interpretadas como relacionadas a processos diapíricos desenvolvidos durante o clímax do metamorfismo que, pelas evidências petrológicas, deve ter ocorrido próximo ao desenvolvimento de  $S_2$ . Como, entre a mobilização em profundidade das rochas constituintes do diápiro e a sua colocação final, deve ter havido um hiato de tempo, cuja duração é difícil de precisar, não se pode definir com exatidão a relação entre essas megadobras e as crenulações ( $D_3$ ). Devido a essas indefinições as estruturas dômicas foram designadas como  $D'_3$ . Elas são correlacionáveis temporalmente às dobras  $D'_3$  do Complexo Colméia, desenhadas pelo bandamento 2 e por  $S'_2$ .

A foliação  $S_2$  mostra-se, principalmente nos mica-xistos da Formação Xambioá, freqüentemente dobrada e localmente crenulada. As dobras e as crenulações foram relacionadas a uma mesma fase de dobramentos  $D_3$ . Elas apresentam dimensões variáveis desde milimétricas (principalmente as crenulações) até decimétricas, e estilos diversificados, observando-se dobras fechadas e abertas, ora simétricas, ora assimétricas, com leve espessamento apical (figuras 17, 18, 23e, f, g, h). Seus planos axiais apresentam, de modo geral, direções aproximadas N-S e mergulhos ora para NE, ora para SE. Essas dobras parecem estar relacionadas aos grandes dobramentos lineares holomórficos da Faixa de Dobramentos Araguaia, com vergência para W, sendo atribuídas a uma terceira fase de deformação ( $F_3$ ).

As clivagens de crenulação relacionadas aos microdobramentos  $D_3$  são estruturas não penetrativas, e, em geral, podem ser definidas na área em questão tanto pelo paralelismo dos limbos das microdobras (crenulações), quanto pelo paralelismo dos flancos diferenciados das mesmas, coerentemente com o esquema proposto por Cosgrove (1976) e Hobbs et al. (1976). Determinam uma nova superfície  $S_3$ , e mostram-se desenvolvida apenas nos mica-xistos das Formações Morro do Campo e Xambioá. Essa clivagem de crenulação  $S_3$  (figuras 19, 23h) é relativamente freqüente, ocorrendo de modo, esporádico em diversos locais da área, e apresenta atitude muito variável (figura 22), podendo traduzir mudanças na direção dos esforços compressivos, ou ser, efeito dos inúmeros falhamentos que cortam a área ou, ain-



Figura 17 - Dobras  $D_3$ , fechadas, assimétricas, de  $S_2$ , desenvolvidas nos mica-xistos da Formação Xambioá. Clivagem de crenulação ( $S_3$ ) mostra-se desenvolvida paralelamente aos planos axiais de  $D_3$  e clivagem de fratura pode ser observada no nível quartzoso que realça a dobra  $D_3$ . Afloramento situado na margem da estrada que liga 3 Marguinhos à Fazenda Buriti Alegre. Região central da serra das Cordilheiras, Goiás.



Figura 18 - Dobras fechadas ( $D_3$ ), assimétricas, de  $S_2$ , desenvolvidas nos mica-xistos da Formação Xambioá. Afloramento situado na margem do Córrego Água Amarela. Região central da serra das Cordilheiras, Goiás.



Figura 19 - Microdobramentos simétricos ( $D_3$ ) de  $S_2$ , com o paralelismo de seus limbos definindo uma clivagem de crenulação,  $S_3$ , desenvolvida nos mica-xistos da Formação Xambioá aflorando na margem da estrada Novo Horizonte-Aragominas. Região central da Serra das Cordilheiras, Goiás.

da, resultado de anisotropias impressos nesses litotipos pelas deformações anteriores (conforme pode ser visto em Łoczy & La deira 1976). Clivagens de fratura são igualmente não penetrativas e ocorrem muito localmente em níveis quartzosos, dobrados dos mica-xistos da Formação Xambioá (figura 17). Definem, juntamente com as clivagens de crenulação, uma superfície  $S_3$ . Além de clivagem de crenulação associada a  $D_3$ , foi identificada muito localmente uma outra que, por suas características - subhorizontal (leve mergulho para E) e com direção N-S (figuras 20, 23I) -, difere substancialmente daquela. Como essa segunda clivagem só ocorre nas imediações do Falhamento Inverso (?) de Aragominas, é bem possível que sua formação esteja relacionada com o mesmo.

Na figura 23 são apresentadas de modo esquemático as principais dobras identificadas nas rochas do Super Grupo Baixo Araguaia.

As ondulações observadas podem ser separadas em dois grupos. O primeiro se refere a ondulações centimétricas, com ampla distribuição, principalmente nos mica-xistos da Formação Xambioá. Elas são desenhadas por  $S_2$ , apresentam planos axiais orientados aproximadamente na direção E-W e mergulho vertical a subvertical (figura 24). A orientação sistemática dos planos axiais dessas ondulações na direção E-W exclui um possível relacionamento das mesmas tanto com as dobras de crenulação  $D_3$  (essas mostram uma dispersão muito grande na orientação de seus planos axiais), quanto com os demais dobramentos  $D_3$ , pois os planos axiais desses oscilam em torno de N-S. Essas ondulações podem estar relacionadas aos movimentos geradores dos lineamentos NNW-SSE. As ondulações do segundo grupo são desenhadas também por  $S_2$ . Suas dimensões são decimétricas a decamétricas, seus planos axiais orientam-se aproximadamente N-S e mergulham para E (figura 20). Parecem estar relacionadas ao Falhamento Inverso (?) de Aragominas, pois são marcantes nos mica-xistos da Formação Xambioá aflorantes próximo à escarpa do mesmo.

As estruturas lineares presentes nos tipos litológicos do Grupo Estrondo são lineações minerais e estrias. Essas estão relacionadas aos falhamentos que afetaram essa unidade e serão discutidas juntamente com os mesmos. As lineações

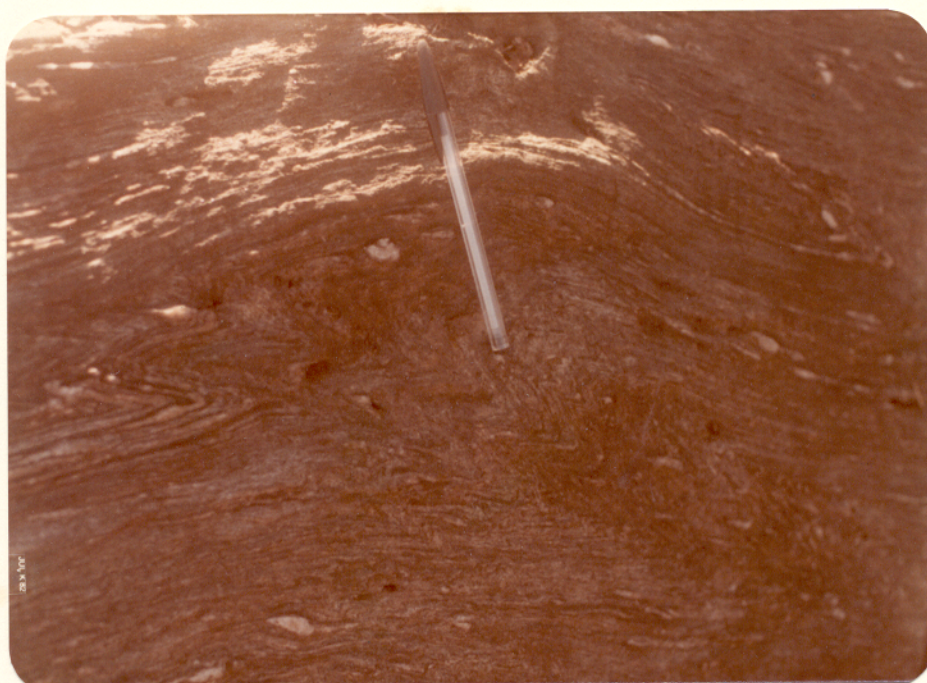
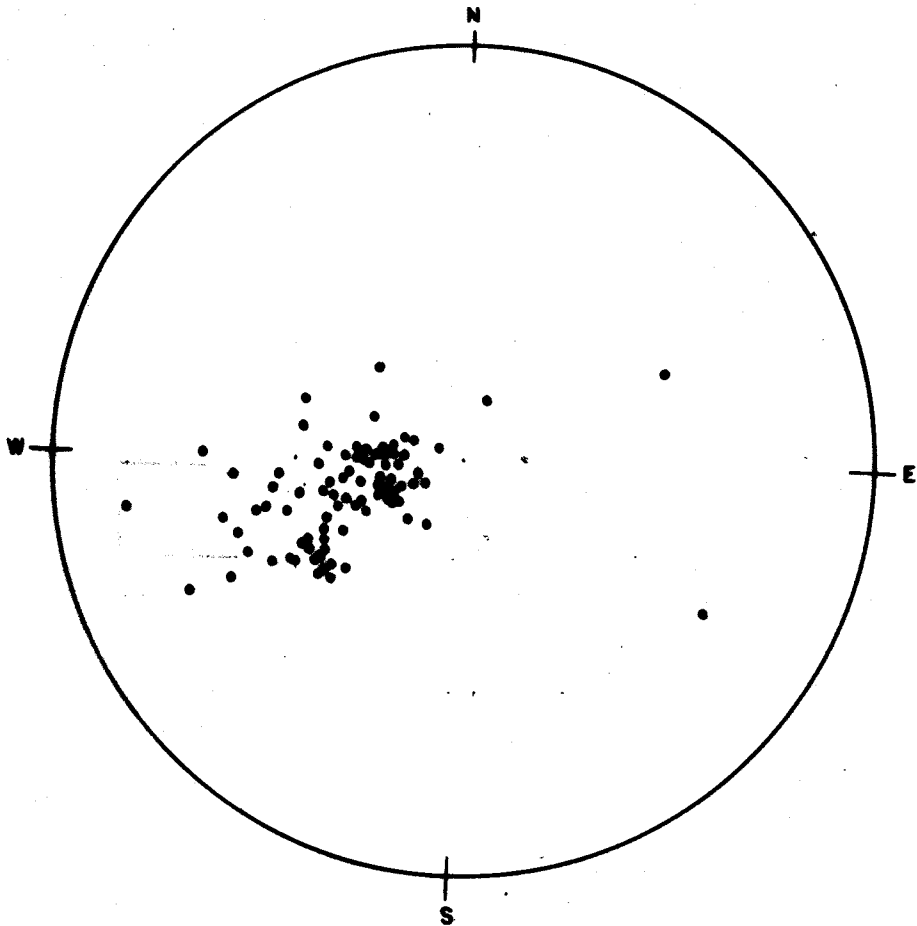
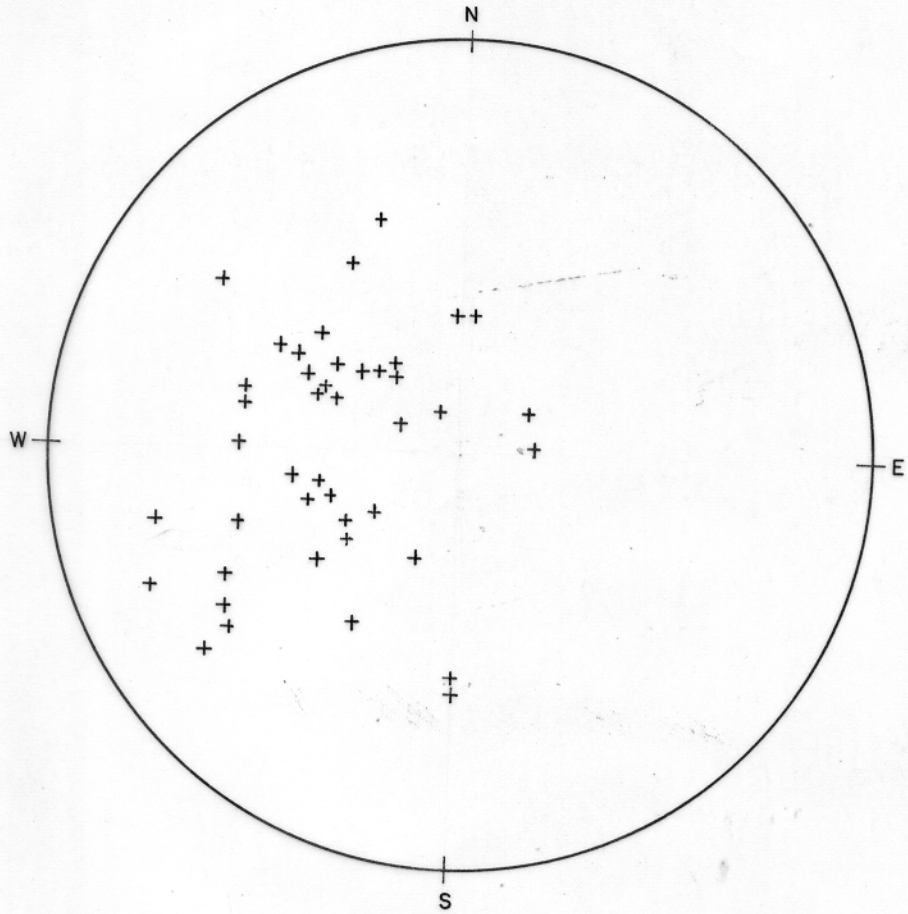


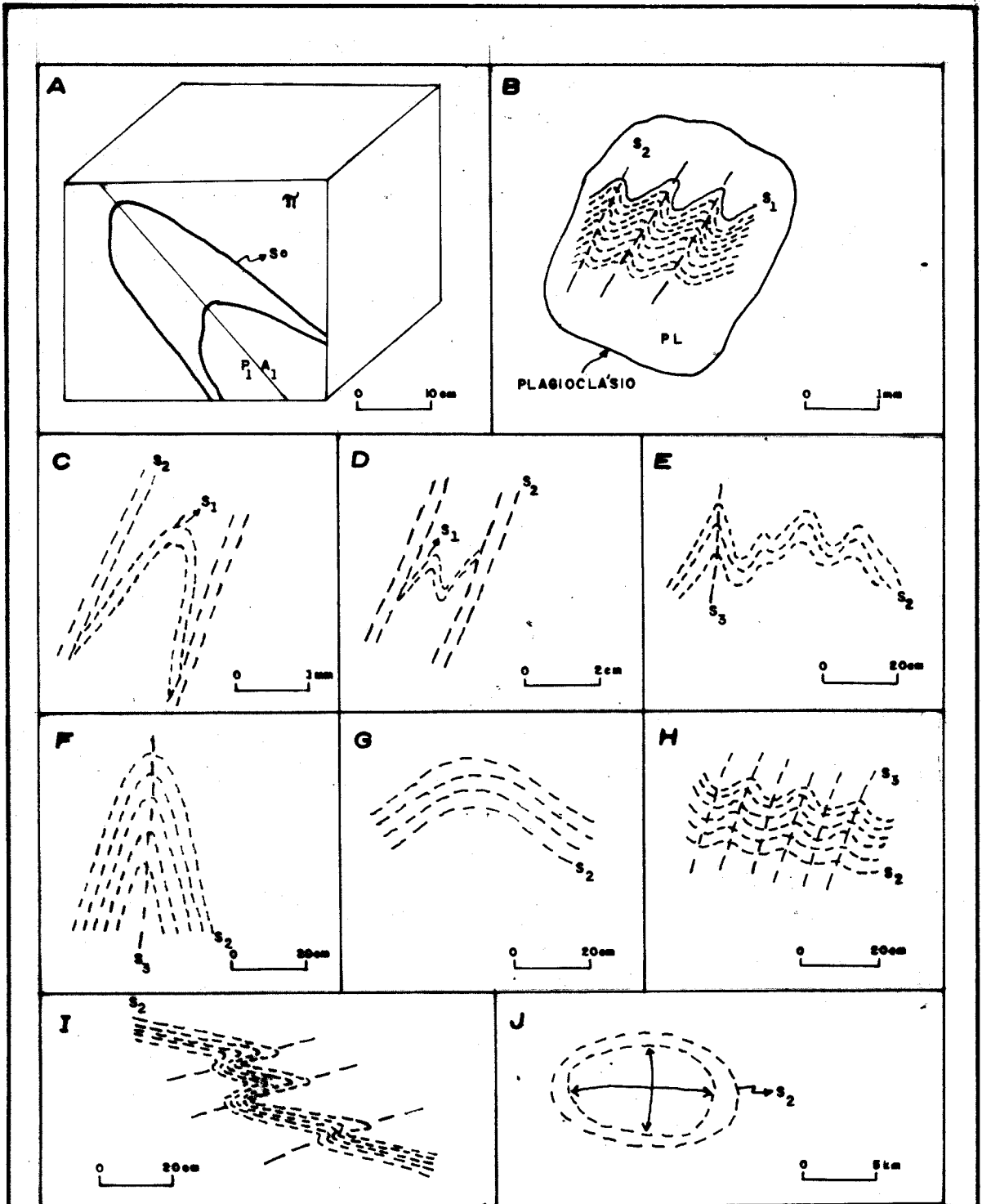
Figura 20 - Microdobramentos apertados e assimétricos de  $S_2$ , com o paralelismo de seus limbos diferenciados definindo uma clivagem de crenulação, desenvolvida nos mica-xistos da Formação Xambioá. Observa-se ainda a presença de ondulações de direção N-S afetando  $S_2$ . Afloramento situado na margem da estrada Miricilândia-Cocalândia. Região central da serra das Cordilheiras, Goiás.



**Figura 21** - Comportamento da xistosidade  $S_2$  nos mica-xistos da Formação Xambioá, na região central da serra das Cordilheiras, Goiás.



**Figura 22** - Comportamento da clivagem de crenulação  $S_3$  nos mica-xistos da Formação Xambioá, na região central da serra das Cordilheiras, Goiás.



**Figura 23**-Quadro-resumo dos diversos dobramentos desenvolvidos nas rochas do Super Grupo Baixo Araguaia, mostrando as relações entre as diversas estruturas identificadas. A- Dobras  $D_1$ ; B; C e D- Dobras  $D_2$ ; E, F e G- Principais dobras  $D_3$ ; H- Microdobramentos (crenulações)  $D_3$ ; I- Segundo tipo de crenulações; J- Megadobras com duplo calmento. Região central da serra das Cordilheiras, Goiás.



Figura 24 - Ondulações centimétricas com direção E-W desenvolvidas nos mica-xistos da Formação Xambioá aflorando na margem da estrada que liga as fazendas Buriti Alegre - Pedra Azul região central da serra das Cordilheiras, Goiás.

minerais (muscovita) mostram-se bem desenvolvidas nas superfícies de  $S_2$  dos mica-xistos da Formação Morro do Campo, que ocorrem nos domínios da estrutura de Cocalândia. Elas apresentam comportamento centrífugo em relação ao núcleo dessa estrutura e parecem estar relacionadas a um movimento relativo dos planos de  $S_2$ , que se deu durante o dobramento flexural causado pela ascensão do diápiro gnáissico.

#### 4.3 Descontinuidades

Foram identificadas na região mapeada diversas descontinuidades de grande expressão, destacando-se entre elas o falhamento de Aragominas, os marcantes lineamentos NNW-SSE e um falhamento de menor parte na porção SE da área. Além dessas estruturas foram observadas, ainda, diversos falhamentos menores e várias famílias de juntas.

##### 4.3.1 Falhamento de Aragominas

Existe na área mapeada um lineamento muito marcante, seccionando-a longitudinalmente, de norte a sul, em sua porção média. Esse lineamento corresponde geomorfologicamente a escarpa da serra das Cordilheiras, a qual situa-se inteiramente nos domínios da Formação Xambioá (anexo 1), apresenta um relevo topográfico expressivo e caracteriza-se por uma série de escarpas alinhadas, abruptas e subverticais (figuras 25 e 28). São comuns ao longo das encostas dessas escarpas, facetas triangulares e trapezoidais, formadas por depósitos de piemente. Observa-se também, tanto a leste, quanto a oeste da escarpa principal, grande quantidade de veios e bolsões de quartzo leitoso que atingem vários metros de espessura e são ausentes ou inexpressivos no restante da área mapeada. Muitos blocos rolados de quartzo apresentam-se fortemente estriados, porém não foi possível obter medidas de direção de estrias em blocos "in situ". Outras feições particulares dessa área são a presença de microdobramentos e clivagens de crenulação associada diferentes daquelas relacionadas a  $D_3$  (conforme já discutido) e a existência de ondulações decimétricas a decamétricas com planos axiais N-S, mergulhando para E.



Figura 25 - Vê-se ao fundo o "front" abrupto e subvertical que marca a escarpa do Falhamento inverso de Aragominas. Vista da estrada que liga a fazenda Ipiranga a 3 Marguinhos. Região central da Serra das Cordilheiras, ' Goiás.



Figura 26 - Aspecto da escarpa associada ao Falhamento inverso de Aragonitas. Observa-se no sopé depósitos de piemonte de forma aproximadamente trapezoidal. Região central da serra das Cordilheiras, Goiás.

O conjunto de feições descritas, somada à interpretação de fotografias aéreas e imagens de radar e de satélite, permitem concluir que a serra das Cordilheiras está relacionada a um grande falhamento e que o lineamento N-S deve corresponder a uma escarpa recuada dessa falha. Por estar melhor exposta nas adjacências de Aragominas foi denominado de falhamento de Aragominas. A natureza desse falhamento será discutida mais adiante.

#### 4.3.2 Lineamento NNW-SSE

Existe em toda a região de ocorrência da Formação Xambioá um lineamento marcante de direção NNW-SSE, o qual é ainda mais acentuado na porção da área compreendida entre as vilas de Aragominas e Muricilândia e, sobretudo, nas proximidades de escarpa da falha de Aragominas (anexo 1). Também foram observadas lineamentos orientados na direção NNE-SSW, sendo, no entanto, muito menos expressivos. Consta-se uma freqüente coincidência entre a direção de lineamento NNW-SSE e a da xistosidade  $S_2$  dos mica-xistos da Formação Xambioá. Além disso as ocorrências de rochas anfibolíticas pertencentes a essa unidade, os corpos ultrabásicos metamorfisados e o eixo maior da estrutura de Cocalândia dispõem-se paralelamente a esse lineamento (anexo 1). As direções dos dois lineamentos referidos fazem entre si ângulos variáveis entre aproximadamente,  $45^\circ$  e  $60^\circ$ . Por sua vez os ângulos entre a direção geral de traço da falha de Aragominas e aquelas desses dois lineamentos oscilam entre  $15^\circ$  e  $30^\circ$ . A fotointerpretação e os dados de campo mostram que essa falha foi afetada pelos dois lineamentos descritos, pois os mesmos deslocam-se em vários pontos (anexo 1). Isso permite deduzir que os principais lineamentos NNW-SSE e NNE-SSW devam corresponder a falhamentos, sendo provável, no entanto, que os lineamentos menos expressivos assinalem fraturas ou falhas de menor importância. No trecho entre Aragominas e Muricilândia, além da escarpa da falha de Aragominas, ocorrem outras escarpas menores e descontínuas, possivelmente relacionadas aos falhamentos NNW-SSE. Nas proximidades de escarpa da falha de Aragominas, na estrada antiga entre Aragominas e Muricilândia, observa-se uma brusca mudança no comportamento de mergulho da xis

tosidade  $S_2$  dos mica-xistos da Formação Xambioá, o qual atinge valores de até  $84^\circ$  (figura 16), destoantes completamente das medidas no restante da área. A principal evidência disso é o fato de que há um claro aumento dos valores de mergulho de  $S_2$  ao longo das regiões em que o lineamento NNW-SSE é mais marcante, mantendo-se aproximadamente constantes esses valores ( $20^\circ$  a  $40^\circ$ ) no restante da área, mesmo nas proximidades da escarpa da falha de Aragominas (anexo 1). Nos planos de  $S_2$  dos mica-xistos que apresentam os valores mais elevados de mergulho, foram observadas estrias, cujas atitudes, medidas em diferentes pontos, são  $N60^\circ W$  e  $N10^\circ W$ , com mergulhos, respectivamente, de  $30^\circ$  e  $22^\circ$  para SE. O número de medidas foi muito reduzido não permitindo nenhum tratamento estatístico. Não foi igualmente possível definir o sentido de movimento.

#### 4.3.3 Falhamento da Porção SE da Área

Na porção SE da área ocorrem quartzitos da Formação Morro do Campo em contato com xistos da Formação Xambioá, estando ambas as unidades mergulhando para E, traduzindo uma inversão estratigráfica, uma vez que os quartzitos estariam sobrepostos aos mica-xistos (anexo 1). A formação Pimenteiras recobre parcialmente o Grupo Estrondo. O contato entre as Formações Xambioá e Morro do Campo é aí aproximadamente retilíneo e orienta-se na direção NNE-SSW. Em alguns planos próximos a esse contato e com orientação geralmente coincidentes com aquelas de  $S_2$ , foi observado o desenvolvimento de estrias orientadas  $N20^\circ W$  e mergulhando  $65^\circ$  para SE, com uma lineação mineral (muscovita) paralela as mesmas (figura 27).

Essas feições foram interpretadas como indicativas de que o contato entre os mica-xistos e os quartzitos se dá através de uma falha inversa, embora tenha-se compreensão que mais dados são necessários para a comprovação dessa hipótese.

#### 4.3.4 Outras Descontinuidades

Além das grandes descontinuidades descritas anteriormente, a presença de falhas de menor porte foi deduzida também a partir da fotointerpretação. Essas falhas foram inter



Figura 27 - Estrias e lineações minerais de muscovita desenvolvidas em quartzito da Formação Morro do Campo, na porção sudeste da área, devido a falhamento inverso(?). Região central da Serra das Cordilheiras, Goiás.

pretadas como sendo dos tipos normal e radial. As falhas consideradas normais apresentam direções variadas e não coincidentes com aquelas dos lineamentos NNW-SSE e NNE-SSW. Elas ocorrem tanto nos domínios da escarpa de falhamento de Aragominas, quanto em outras porções da área (anexo 1). No primeiro caso, os deslocamentos observados no mapa (anexo 1) devem representar apenas efeitos erosivos. As falhas radiais, por sua vez, estão presentes apenas nos domínios da estrutura de Cocalândia, cortando as rochas do Complexo Colméia e da Formação Morro do Campo, e adentrando-se na Formação Xambioá (anexo 1). Mostram uma disposição aproximadamente divergente, do centro da estrutura em direção ao Grupo Estrondo e deslocam as rochas das diversas unidades mencionadas acima. A sua origem está relacionada, ao que tudo indica, com o arqueamento das encaixantes do Complexo Colméia durante a formação da estrutura. Feições semelhantes foram descritas em estruturas análogas por Costa (1980), Santos (1983) e Souza (1984).

Além desses tipos descritos, foram observados, nos gnaisses trondhjemíticos do Complexo Colméia, microfalhamentos dúcteis e rígidos de caráter transcorrentes e de dimensões centimétricas, sendo que os últimos mostram-se algumas vezes preenchidos por material quartzo-feldspático (figura 28).

Juntas de direções variadas foram observadas no campo, sendo mais freqüentes e melhor visualizadas nos quartzitos e muscovita-quartzo-xistos da Formação Morro do Campo (figura 9), embora também ocorram nos mica-xistos da Formação Xambioá e nos gnaisses do Complexo Colméia. Na Formação Morro do Campo distinguiu-se quatro famílias subverticais de juntas com orientações preferenciais NE-SW, NW-SE, N-S e E-W, sendo as duas últimas menos freqüentes, embora todas possam ser observadas simultaneamente. Famílias de juntas inclinadas (ângulos de até 45°) ocorrem associadas às anteriores. Na Formação Xambioá e no Complexo Colméia algumas dessas famílias também estão presentes, porém as juntas costumam ser mais irregulares e podem ou estarem preenchidas por material quartzoso.

#### 4.3.5 Discussão e Interpretação dos Falhamentos

A falha de Aragominas e as falhas associadas aos



Figura 28 - Falhas centimétricas rígidas, transcorrentes, preenchidas por material quartzo-feldspático e desenvolvidas nos gnaisses trondhjemíticos do núcleo da estrutura de Grota Rica. Região central da serra das Cor  
dilheiras, Goiás.

lineamentos NNW-SSE são as principais descontinuidades existentes na área. A interpretação da gênese desses falhamentos fica dificultada por não se conhecer com precisão a natureza dessas falhas e o sentido de movimento ao longo de seus planos de falha. Esses planos, exceto em número reduzido de casos, não puderam ser observados diretamente no campo, e que constitui uma limitação séria para a discussão, sendo particularmente grave no caso da falha de Aragominas. Outra informação que não se dispõe é a idade dessas falhas, importante para definir se estão ou não relacionadas a um mesmo episódio de deformação. O mapeamento executado indica que os falhamentos NNW-SSE são posteriores à falha de Aragominas, porém eles poderiam ser apenas ligeiramente defasados no tempo e associados a um mesmo evento.

Embora conscientes dessas limitações, alguns modelos podem ser propostos:

1. Considerando-se que a direção predominante dos esforços atuantes durante a evolução da Faixa de Dobramentos Araçuá deve ter sido aproximadamente E-W, conforme revelam as inúmeras estruturas que apresenta, o falhamento de Aragominas poderia estar relacionado ao momento em que as rochas do Grupo Estrondo passaram a reagir de modo rúptil a essa deformação. Esse falhamento seria gerado, portanto, após as dobras  $D_3$  e seria, muito provavelmente, do tipo inverso, com o bloco leste cavalgando o bloco oeste. Os lineamentos NNW-SSE e aqueles NNE-SSW subordinados poderiam estar associados diretamente a esse falhamento maior, representando, então, falhamentos direcionais relacionados a uma componente intermediária N-S de esforço principal. A intensidade desse esforço intermediário cresceria à medida que fosse se atenuando o efeito de esforço principal. As ondulações E-W seriam causadas igualmente por esse esforço intermediário. A xistosidade  $S_2$ , pré-existente, teria facilitado o desenvolvimento das falhas e fraturas NNW-SSE, conforme atestam a coincidência entre as suas direções e a presença de estrias de falhas nos planos dessa foliação.

2. Ainda assumindo que os esforços principais sejam próximos de E-W, porém com direção WNW-ESE, pode-se adotar um modelo de falhamento semelhante as propostas de Moody e Hill (1956) e discutido por Loczy e Ladeira (1976, cap. 12). Nesse caso a

falha de Aragominas poderia corresponder a uma falha de empurrão ou inversa causada pelos esforços de primeira ordem, ao passo que os falhamentos NNW-SSE representariam falhas transcorrentes laterais esquerdas de primeira ordem e aquelas NNE-SSW falhas transcorrentes laterais direitas de segunda ordem.

3. A falha de Aragominas e os lineamentos NNW-SSE não seriam contemporâneos, estando a primeira relacionada às principais fases de deformação do Grupo Estrondo, com esforços predominantemente E-W. Os últimos seriam gerados em eventos mais tardios e estariam possivelmente relacionadas ao lineamento Irirí-Martírios (Silva et al., 1974), embora suas direções não sejam perfeitamente coincidentes.

4. Outra alternativa seria a de que a falha de Aragominas não represente um falhamento inverso. Nesse caso os modelos propostos anteriormente ficariam prejudicados.

Não obstante as indefinições existentes, considerou-se que o primeiro modelo é o que melhor se adapta às feições estruturais observadas na região, embora a segunda e a terceira não possam ser inteiramente descartadas nesse estágio de conhecimento. A quarta hipótese é vista, portanto, como sendo pouco provável. Em razão disso interpretou-se a falha de Aragominas como de tipo inverso, assinalando-se a dúvida existente sobre a sua classificação. Essa falha, os lineamentos NNW-SSE e NNE-SSW e o falhamento de SE da área foram relacionados a uma quarta fase de deformação ( $F_4$ ) do Grupo Estrondo. Os falhamentos normais e as juntas descritas estariam, por sua vez, relacionadas a uma fase de relaxamento dos esforços, mais tardia, denominada  $F_5$ .

Pelo menos um falhamento inverso ou de empurrão já foi descrito em detalhe na Faixa de Dobramentos Araguaia. Trata-se da Falha de Tucuruí (Trown et al, 1976; Matta, 1982). A Falha da Serra das Andorinhas e a escarpa situada a leste da região de Xambioá (de orientação N-S) também foram interpretadas em mapa geológico por Abreu (1978) como falhas inversas, embora o mesmo não as tenha discutido pormenorizadamente. Só recentemente as notáveis escarpas de orientação N-S, conhecidas geograficamente como Serra das Cordilheiras e Serra do Estrondo, mereceram maior atenção. Elas foram interpretadas igualmente co

mo tendo sido geradas por falhamentos inversos embora com reservas, a primeira neste trabalho e a segunda por Souza (1984).

Considerando os dados existentes, é notável a ocorrência na Faixa de Dobramentos Araguaia de um conjunto de escarpas escalonadas, nos domínios do Grupo Estrondo, possivelmente relacionadas com falhamentos inversos(?). Sucedem-se de W para E e de S para N, a escarpa da Serra do Estrondo, aquela da Serra das Cordilheiras e, finalmente, a situada a leste da região de Xambioá. Elas são orientadas sempre na direção N-S e a separação lateral entre uma e outra é de aproximadamente 15km. Souza (1984) interpretou a separação entre as Serras das Cordilheiras e do Estrondo como produto de um deslocamento de grande extensão de direção NW-SE que deve estar relacionado àqueles com essa mesma direção, que seccionam o "plano da falha inversa" cujo traço coincide com a Serra do Estrondo. Essa hipótese foi aventada com reservas por falta de evidências diretas, uma vez que a região entre as duas serras acha-se recoberta por sedimentos fanerozóicos. Neste trabalho preferiu-se interpretar essa série de escarpas como resultado de falhamentos inversos (?) escalonados, gerados dentro de um processo global de deformação e atribuídos à fase  $F_4$  de deformação do Super Grupo Baixo Araguaia. A possível relação entre esses falhamentos inversos (?) escalonados e a Falha de Tucuruí ainda não é bem evidente.

## 5 PETROGRAFIA

### 5.1 Complexo Colméia

#### 5.1.1 Gnaisses e Rochas afins

Com base nas observações de campo, em estudos petrográficos e em análises químicas, pôde-se separar três variedades distintas entre as rochas gnáissicas: gnaisses trondhjemíticos, gnaisses graníticos e veios quartzo-feldspáticos.

##### a) Gnaisses Trondhjemíticos

Essas rochas, como já foi visto, são a variedade amplamente dominante nos núcleos das estruturas de Grotá Rica e Cocalândia e a sua classificação foi feita com base em critérios petrográficos e químicos, adotando-se as proposições a respeito, de Streckeisen (1976) e Barker (1979). Esses Gnaisses mostram, além da alternância de bandas félsicas e máficas, algumas variações locais tais como estrutura do tipo "Schlieren" (Mehnert, 1971), de forma lenticular, à base de biotita (essas estruturas são discutidas a seguir como lentes máficas).

De modo geral, os gnaisses trondhjemíticos exibem uma textura essencialmente grano-lepidoplástica e granulação fina (preeminente) a média. Sua estrutura é bandada, sendo caracterizada pela alternância de níveis constituídos por quartzo, plagiocácio e muito subordinada microclina (bandas félsicas), com níveis ricos em mica, onde a biotita é dominante sobre a muscovita (bandas máficas). Grãos estirados de quartzo e plagioclásio, algumas vezes de microclina, juntamente com lamelas de biotita e muscovita, dispostos segundo uma orientação dimensional preferencial dão à rocha uma textura orientada (figura 29). A composição mineralógica varia dentro de certos limites tanto no que se refere aos minerais essenciais - quartzo e plagioclásio - e varietais - biotita e subordinadamente, muscovita - quanto em relação aos minerais acessórios - epidoto, alanita, apatita e titanita - e secundários - carbonato, sericita-muscovita e clorita. A microclina acha-se presente em todas as amostras, porém é totalmente subordinada em relação ao pla-



Figura 29 - Cristais estirados de quartzo, plagioclásio, microclina e biotita, definindo nos gnaisses trondhjémíticos do Complexo Colméia uma textura orientada (L.P.). Região central da serra das Cordilheiras,

Goiás.  
0 0,72 mm 100x

gioclásio, podendo ser considerada um constituinte acessório. Os grãos minerais mostram-se em geral bem recristalizados mas carando muitas vezes os efeitos de formacionais que lhes foram impressos.

A tabela 1 fornece os resultados das análises mo dais efetuadas nesse conjunto de gnaisses, incluindo as suas va riações petrográficas mais significativas. Foi realizada apenas uma análise para cada amostra não tendo, portanto, os resultados. Valor estatístico. Eles permitem, no entanto, uma visualização mais clara das variações composicionais desses gnaisses (na rea lidade notavelmente homogêneos) e são muito coerente com os dados químicos, discutidos adiante. A granulação fina, o cará ter equigranular desses gnaisses deve ter contribuído muito pa ra tornar as análises modais representativas (Chayes, 1956; Jung, 1959).

O quartzo ocorre em quantidades variáveis, apre sentando dimensões com uma distribuição bimodal, notando-se em quase todas as amostras grãos finos (inferiores a 0,5mm) e mé dios (1 a 2mm). De modo geral, os grãos mostram-se bastante fra turados e raramente exibem inclusões. Os contornos dos grãos são freqüentemente xenoblásticos e suas relações de contatos com o plagioclásio e algumas vezes, com a microclina tendem a ser poligonizados, enquanto que com as micas variam de retos a irregulares. Desenvolvem localmente textura em mosáico, com a bundantes pontos tríplices. Nas porções lenticulares ricas em biotita (lentes máficas), seu teor tende a diminuir.

O plagioclásio apresenta-se em quantidades variá veis com os grãos normalmente exibindo contornos xenoblásticos a subidioblásticos. De modo geral, ocorre sob a forma de grãos finos (<1mm, a maioria) a médios (<2mm), pouco alterados, ora bem maclados, ora com maclas ausentes ou raras. São observados tanto grãos não zonados, quanto zonados, tendo esses, ora zonea mento normal, ora reverso (conforme definido por Smith, 1974). Ocorre algumas vezes como grãos superiores a 2mm, geralmente bem maclados, profundamente alterados a sericita-muscovita e, subordinadamente, a carbonatos. A sericita e a muscovita mostam se comumente dispostas segundo duas direções dimensionais prefe renciais, aproximadamente ortogonais, presumindo-se que essas

Tabela 1 - Composições modais dos gnaisses trondjemíticos do Complexo Colméia e das suas variações petrográficas (em percentagem). Média de 1200 pontos por amostras. Região central da serra das Cordilheiras, Goiás.

VARIETADES	LENTES MÁFICAS		BANDAS MÁFICAS		GNAISSES TRONDJEMÍTICOS "NORMAIS"						BANDAS FÉLSICAS	
	F/N/48W	F/N/48BM	F/N/30BM	F/N/30BMG	F/N/147	F/N/30C	F/N/48PG	F/N/150	F/N/149	F/N/30BF	F/N/30N <sub>1</sub> M	
MINERAIS	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	
QUARTZO	47,80	46,11	49,80	53,30	44,17	38,43	50,60	44,50	44,00	45,80	42,67	
PLAGIOCLÁSIO	30,00	28,76	34,40	36,67	40,17	42,71	34,40	44,50	41,70	40,40	40,64	
MICROCLINA	0,40	1,87	0,50	1,06	5,17	5,00	1,00	0,30	Traços	5,50	12,98	
BIOTITA	20,60	19,52	14,90	8,32	9,33	11,14	5,60	6,80	2,80	6,60	2,70	
MUSCOVITA	Traço	0,51	0,40	0,64	0,70	2,57	7,20	3,70	9,50	1,20	0,67	
ACESSÓRIOS e SECUNDÁRIOS	1,20	3,22	Traços	Traços	0,50	0,14	1,20	0,20	2,00	1,60	0,33	
COMPOSIÇÃO do PLAGIOCL.	AN17	AN10-16	AN24	-	AN13-17	AN12-21	AN15	AN8-17	AN0-16	AN-15-19	AN13-16	

orientações estejam controladas por planos cristalográficos do cristal hospedeiro. As geminações são quase sempre segundo as leis da albita e albita-Carlsbad, havendo algumas seções adequadas para determinação da composição do mineral. Os grãos não zonados apresentam composições variadas entre  $An_0$  e  $An_{15}$ , sendo o oligoclásio sódico mais freqüente que a albita. Os que exibem zoneamento normal mostram no centro uma composição média em torno de  $An_{15}$  e nas bordas  $An_{10}$ . Aqueles com zoneamento reverso apresentam no centro teores em torno de  $An_{13}$  e nas bordas próximos de  $An_{17}$ . Nos grãos mais alterados observa-se um decréscimo no teor de An e, algumas vezes, no contato com a microclina, desenvolve-se uma borda albítica. Nas lentes e bandas máficas, o plagioclásio tende a se tornar mais rico em anortita, podendo sua composição situar-se no domínio do oligoclásio cálcico ( $An_{24}$ ).

A microclina desenvolve cristais de granulação predominantemente fina (<1mm), mostra-se em geral com contornos xenoblásticos a subidioblásticos, freqüentemente pouco alterada, pouco fraturada e com sua típica geminação albita-periclina bastante nítida. Nas bandas e lentes máficas suas proporções tendem a diminuir em relação àquelas observadas nos gnaisses "normais", ocorrendo o inverso nas bandas félsicas onde podem atingir proporções superiores a 10% (tabela 1).

A biotita ocorre em quantidade variáveis, estando suas lamelas geralmente bem orientadas, embora algumas dispõem-se discordantemente à foliação. Apresenta-se em lamelas predominantemente finas (inferiores a 1mm), eventualmente médias (1 a 2mm), e exibe um pleocroísmo que varia de castanho pálido (X) a castanho-esverdeado ou, por vezes, marrom algo avermelhado (Z e Y). Os seus contactos com quartzo, plagioclásio e microclina são retos ou irregulares, enquanto que com muscovita e clorita se fazem de maneira interpenetrativa e/ou reta. As lamelas de biotita apresentam forma xenoblástica a subidioblástica e às vezes, no contato com epidoto, exibem halos pleocróicos. Nas bandas e lentes máficas a biotita é bem mais abundante, sendo que nas primeiras e sua orientação tende a tornar-se pouco nítida.

A muscovita pode se apresentar como mineral varietal ou como mineral acessório, sendo mais abundante nos gnaiss

ses "normais" (tabela 1). Possui dimensões variáveis de fina a média (0,1 a 2mm) e exibe contornos xenoblásticos a subidioblásticos. Ocorre tanto sob a forma primária, quanto secundária, sendo as lamelas primárias mais regulares, dispendo-se concordantemente com a foliação de rocha. As lamelas secundárias têm distribuição aleatória, são mais finas, confundido-se com a sericita, e estão intimamente associadas aos grãos de plagioclásio, os quais substituem parcialmente.

Os minerais acessórios são pouco abundantes. O epidoto é o mais freqüente dentre eles, ocorrendo ainda allanita, apatita e titanita. Apresentam granulação fina e, em geral, contornos xenoblásticos. O epidoto mostra-se quase sempre muito fraturado e tem na allanita seu sócio mais comum. Essa, por sua vez, mostra-se quase sempre alterada, assumindo uma coloração vermelho amarelada. Ambos mostram-se associados aos níveis micáceos. A titanita acha-se comumente bastante alterada configurando agregados que ocorrem preferencialmente associados aos níveis micáceos. A apatita é mais rara, mostra-se bastante fraturada e apresenta uma forma variável de xenoblástica a subidioblástica.

Os minerais secundários também são pouco abundantes, têm ocorrência local e incluem carbonatos, clorita e sericita-muscovita. Os carbonatos são raros e formam grãos finos, xenoblásticos, presentes no interior de grãos de plagioclásio. A clorita ocorre em finas lamelas (inferiores a 1mm) e está freqüentemente associada à biotita, sendo provavelmente produto de alteração dessa. Apresenta um pleocroísmo variando de verde-claro a verde escuro e normalmente exibe cor de interferência anômala, violácea.

#### b) Gnaisses Graníticos

Estas rochas representam uma variedade de ocorrência restrita dentro do Complexo Colméia. Exibem uma textura porfiroblástica com fenoblasto de microclina com granulação média ou grossa, envoltos, respectivamente, em uma matriz de granulação fina ou média, constituída essencialmente por quartzo, plagioclásio e microclina, aparecendo a biotita e muscovita co

mo minerais varietais. Epidoto, allanita e opacos são constituintes acessórios. Grãos estirados de quartzo, plagioclásio e microclina juntamente com lamelas de biotita e muscovita, dispostos em orientação dimensional preferencial, dão à rocha uma textura orientada. Pode-se observar textura em mosaico tanto na matriz, quanto em microfraturas na microclina. Os grãos minerais mostram-se em geral muito bem recristalizados, conforme evidência a sua extinção fracamente ondulante, ficando, assim, obliterados por vezes os efeitos da intensa deformação a que foram certamente submetidos.

A tabela 2 apresenta os resultados das análises modais efetuadas, sendo válida as limitações discutidas anteriormente a respeito das mesmas. Além, disso o caráter inequigranular das amostras analisadas deve aumentar o grau de imprecisão dos resultados. Apesar disso, eles permitam uma visão mais clara das proporções dos principais minerais constituintes das rochas.

O quartzo é normalmente um constituinte da matriz, exibindo granulação fina ou média (<1 a 2mm), porém alguns fenoblastos desse mineral (aproximadamente 3mm) ocorrem ao lado da microclina em certas amostras. Na matriz seus contatos com o plagioclásio e com a microclina tendem a ser polygonizados e aqueles com as micas variam de retos a irregulares. Os fenoblastos apresentam contatos irregulares e retos com os demais minerais. Localmente o quartzo mostra-se intercrescido com o plagioclásio, desenvolvendo uma textura mirmequítica semelhante à "bulbous mirmekite" (Phillips e Carr, 1973).

O plagioclásio apresenta-se em quantidade variáveis como de grãos finos a médios (<1 a 2mm) e muito localmente mais grosseiros (3mm), com poucas maclas (segundo as leis da albíta-Carlsbad), zonados e algo alterados à sericita e/ou muscovita. O zoneamento observado é ora de reverso (Smith, 1974) e irregular, com composição no centro em torno de  $An_{14}$  e nas bordas  $An_{16}$ , ora normal ( $An_{19}$  no centro e  $An_{16}$  na borda). Nos grãos não zonados a composição oscila entre  $An_{14}$  e  $An_{19}$ . No contato com a microclina, exhibe, por vezes, bordas albíticas ( $An_0$ ).

A microclina ocorre em quantidades bem mais expressivas que nos gnaisses trondhjemiticos. Ela apresenta-se na

mãtriz em grãos finos ou médio (<1 ou 1 a 2mm) e em fenoblastos médios ou grosseiros (3mm ou até 20mm). Os feñoblasto acham-se intensamente deformados e cortados por microfraturas preenchidas por grãos finos, recristalizados, de microclina, plagioclásio e quartzo que mostram uma textura em mosaico. Localmente, nas bor das desses porfiroblastos, observa-se a presença de plagioclásio, englobando gotículas de quartzo, as quais juntamente com l<sub>a</sub>me las de biotita, parecem invadir os fenoblastos através dos micro fraturamentos. O maclamento albíta-periclina é bastante fñítido na microclina, principalmente nos grãos grosseiros.

A biotita é pouco abundante, ocorrendo em lame las finas a médias (<1 a 2mm) dispostas concordantemente à orien tação da rocha. Há, localmente, lamelas médias dispostas discor dantemente a essa foliação. Apresenta pleocróismo variável de marrom pálido(X) a marrom-escuro esverdeado(Z e Y) e, por vezes mostra-se parcialmente cloritizada.

A muscóvita, cujas proporções são pouco eleva das, ocorre tanto como mineral primário, quanto como mineral se cundário, Quando constituinte primário, sua granulação é a média (<1 a 2mm) e dispõe-se concordantemente com a orientação da ro cha. Quando secundária, é produto de transformação de plagioclá sio e microclina, associando-se nesse caso, à sericita.

Os acessórios são escassos, sendo a allanita o mais freqñente e epidoto e opacos, subordinados. Em geral apre sentam uma granulação fina (<1mm). A allanita mostra-se bastante alterada, com coloração marrom avermelhada e contornos xenoblás ticos a subidioblásticos, associa-se aos grãos de plagioclásio e são raras. Os opacos são xenoblásticos e associam-se à bioti ta.

### C) Veios Quartzo-Feldspéticos

São rochas com textura granoblástica, heteregra nulares, com granulação ora fina a média a grosseira, constituí das essencialmente por quartzo e microclina. Muito subordinamen te ocorre o plagioclásio e, ainda mais raramente biotita, musco vita, epidoto e opacos, além de minerais secundários como clorita serita e hidróxido de ferro(?). Algumas vezes os grãos médios

a grosseiros de quartzo e microclina mostram-se fortemente orientados.

Os resultados das análises modais de algumas das amostras estudadas constam da tabela 2. Percebe-se as percentagens muito elevadas de microclina e os conteúdos reduzidos de minerais ferromagnesianos. Os teores relativamente elevados de plagioclásio podem ser um pouco enganosos, uma vez que esses veios são delgados e há evidências texturais de que ao menos parte do plagioclásio esteja relacionada com os gnaisses encaixantes e não com os veios em si. As demais limitações das análises modais, já discutidas, são igualmente válidas aqui.

O quartzo forma desde grãos finos (<0,5mm) até médios a grosseiros (3mm). Algumas vezes os grãos mostram-se bastante fraturados e são, em geral, xenoblásticos. Os seus contatos com microclina e plagioclásio tendem a ser poligonizados e localmente desenvolvem textura em mosaico nítida.

A microclina apresenta-se em grãos xenoblásticos com granulação variável desde finos (<0,5mm) até médios a grosseiros (3mm). Algumas vezes os grãos grosseiros mostram-se bastante albitizados. A microclina exibe as suas típicas maclas albita-periclina, as quais são bastante nítidas.

O plagioclásio se apresenta em grãos, cujas dimensões, em sua grande maioria, oscilam em torno de 0,25mm, embora ocorram grãos maiores, da ordem de 2,5mm. Seus cristais em geral são xenoblásticos e acham-se freqüentemente alterados à sericita e muscovita. Algumas vezes exibem diminutas inclusões alinhadas de opacos, por vezes alterados a hidróxido de ferro(?). As maclas são escassas e as presentes seguem as leis da albita e albita-Carlsbad. Grãos zonados são raros e aqueles determinados exibem zoneamento normal conforme descrição constante em (Smith, 1974), com composição no centro em torno de  $An_{17}$  e borda albitica ( $An_0$ ). Há também cristais inteiramente albiticos. Localmente, no contato com a microclina, forma intecrescimento com quartzo do tipo mirmequítico, semelhante a "bulbous myrmekite" (Phillips e Carr, 1973).

As lamelas de muscovita possuem dimensões variáveis desde muito finas (<0,5mm) até grosseiras (5mm). Esse mi

Tabela 2 - Composições modais dos gnaisses graníticos e veios quartzo-feldspáticos do Complexo Colméia (em porcentagem). Média de 1200 pontos por amostras. Região central da serra das Cordilheiras, Goiás.

VARIÉDADES	GNAISSES GRANÍTICOS		VEIOS QUARTZO - FELDSPÁTICOS			
	F/N/48	F/N/30	F/N/30N <sub>1</sub> F	F/N/48N <sub>2</sub> G	F/N/48N <sub>3</sub> G	F/N/48N <sub>1</sub> G
MINERAIS	12	13	14	15	16	17
QUARTZO	48,69	32,71	44,27	35,85	21,06	47,90
PLAGIOCLÁSIO	30,69	39,00	28,67	8,57	23,92	20,19
MICROCLINA	16,08	24,14	24,13	51,33	55,66	30,47
BIOTITA	1,85	2,14	1,87	Traço	0,31	0,28
MUSCOVITA	2,38	1,29	0,27	1,14	0,53	0,95
ACESSÓRIOS e SECUNDÁRIOS	0,31	0,70	0,40	3,10	0,63	0,19
COMPOSIÇÃO do PLAGIOCL.	ANO-16	AN16-19	ANO-17	-	-	-

neral apresenta-se essencialmente como um tipo secundário, exibindo contornos xenoblásticos e substituindo aos grãos de microclina e plagioclásio.

A biótita, assim como o plagioclásio, parece não ser de fato constituinte dos veios, mas sim englobada a partir das encaixantes pelos mesmos. Ocorre em finas lamelas de dimensões inferiores a 1mm. O seu pleocroísmo varia de castanho-pálido(X) a castanho-escuro esverdeado (Z e Y) e as lamelas apresentam contornos xenoblásticos a subidioblásticos.

O epidoto é raro ou mesmo ausente, apresentando-se em grãos xenoblásticos. A clorita associa-se a muscovita.

#### 5.1.2 Anfibólitos

São rochas de texturas nematoblásticas e granulação geralmente fina, caracterizando-se por apresentar níveis irregulares constituídos principalmente por plagioclásio, quartzo epidoto, e outros mais regulares, bem definidos, composto essencialmente de anfibólio e titanita. Em ambos os níveis, pode-se observar uma orientação preferencial dos grãos minerais. Em certas amostras ocorrem grãos médios a grosseiros de anfibólio, exibindo textura poiquiloblástica e englobando quartzo, plagioclásio, titanita epidoto e pequenos cristais idioblásticos do próprio anfibólio. Consistem essencialmente de anfibólio e plagioclásio, sendo acessórios epidoto, titanita e, subordinadamente, quartzo, biótita, apatita e allanita(?). Como mineral secundário ocorre a sericita. Os grãos, em geral, mostram-se bastante recristalizados, por vezes mascarando os efeitos deformativos que incidiram sobre eles. A principal evidência disso é a extinção fracamente ondulante dos mesmos.

O anfibólio ocorre em quantidade pouco variáveis estimadas entre 63 e 68%. Forma, de modo geral, grãos finos a médios (<0,5 a 1,5mm), embora algumas amostras apresente granulação média a grosseira (2mm). Seus contatos com o plagioclásio e entre os seus próprios cristais variam de retos a irregulares. Os grãos finos são usualmente idioblásticos a subidioblásticos, enquanto os médios e grosseiros são xenoblásticos a subidioblásticos. Apresentam ângulo de extinção variável entre 17° e 24°.

sinal obtido negativo, ângulo  $2V$  entre  $70^\circ$  e  $85^\circ$  e alongação positiva. O seu pleocroísmo é geralmente moderado (X=castanho-pálido ou verde-claro; Y=verde-claro ou verde; Z=castanho-esverdeado escuro), se bem que em amostras localizadas ele é bastante fraco (cores pálidas). Essas propriedades ópticas indicam tratar-se de hornblenda.

O plagioclásio ocorre em proporções estimadas entre 12 e 17%, formando grãos de dimensões pouco variáveis, em geral finos, ( $<0,5\text{mm}$ ). Os grãos são usualmente xenoblásticos, sendo raros ou ausentes aqueles subidioblásticos. Algumas vezes mostram-se alongados paralelamente à foliação da rocha. Localmente acham-se sericitizados. As maclas no plagioclásio são freqüentes em certas amostras, mas, na grande maioria delas, acham-se pouco nítidas, o que dificulta ou mesmo impossibilita a determinação da sua composição. Grãos com zoneamento reverso (conforme definido por Smith, 1974) são freqüentes, se bem que a sua composição exata só tenha sido passível de determinação em uma única lâmina, onde se obteve no centro uma composição em torno de  $An_{23}$  e na borda  $An_{33}$ . Acredita-se que esse intervalo de composição seja válido igualmente para o plagioclásio das demais amostras.

Dentre os minerais acessórios, epidoto e titanita são os mais freqüentes, estando o primeiro ausente em apenas uma amostra, enquanto a última se faz presente em todas elas. Em quantidades inexpressíveis ocorrem ainda quartzo, apatita, allanita(?) e opacos. A titanita é o acessório mais comum (1 a 5%), sendo excepcionalmente abundante nas amostras de anfibolitos provenientes do núcleo da estrutura de Grota Rica. Ocorre intimamente associada aos opacos e, ao que tudo indica, originou-se a partir dos mesmos. Apresenta-se de modo geral como agregados disformes. O epidoto, ao contrário da titanita, é mais abundante nos anfibolitos oriundos dos núcleos da estrutura de Cocalândia. Ocorre intimamente associado aos cristais de plagioclásio, e, muito provavelmente, deve ter se formado às expensas do mesmo. Dispõe-se freqüentemente em agregados de grãos disformes, por vezes mascarando por completo os grãos de plagioclásio. Em quantidades mais reduzidas, pode-se observar também grãos subidioblásticos, alongados concordantemente com a foliação. Os opacos são comuns em todas as amostras e, em geral, acham-se parcialmente substi

tuídos por titanita. Manchas avermelhadas, localizadas, igualmente sugerem a presença de hidróxidos de ferro. A apatita é pouco abundante e, normalmente, ocorre como minúsculos cristais idióblásticos inclusos no plagioclásio. Grãos xenoblásticos, frequentemente alterados, com coloração amarelado-avermelhado, estão presentes localmente, podendo tratar-se de allanita(?).

### 5.1.3 Rochas Álcali-Alumino-Magnesianas

São rochas que se caracterizam por apresentarem uma textura com duas orientações aproximadamente ortogonais entre si, orientações essas reveladas pela disposição das lamelas de flogopita e clorita, bem como dos megacristais de cianita. Consistem essencialmente de flogopita(65%), clorita(20%) e cianita(15%), sendo a titanita um constituinte acessório.

A flogopita apresenta-se geralmente em lamelas xenoblásticas a subidioblásticas, raramente idioblásticas, cujas dimensões variam de 0,1mm a aproximadamente 3mm. Seus contatos com clorita e cianita são predominantemente retos, embora ocorram variações locais. Exibe um pleocroísmo muito fraco que varia de creme esbranquiçado(X e Y) a incolor(X) e, algumas vezes um aspecto sujo. Apresenta sinal óptico negativo e ângulo  $2V=10^{\circ}$ .

A clorita ocorre segundo lamelas e/ou fibras in cores de dimensões idênticas as da flogopita e, igualmente, com predominância das lamelas de granulação média. As lamelas são usualmente xenoblásticas e subidioblásticas, raramente idioblásticas. O pleocroísmo é ausente e apresenta uma cor de interferência de baixa ordem que varia de cinza-claro a cinza-escuro. Exibe sinal óptico positivo, ângulo  $2V < 40^{\circ}$  e extinção reta. Essas propriedades, adicionadas às características químicas da rocha, mostram que se trata de clorita magnesiana, mais provavelmente clinocloro. A esse respeito, é interessante notar que tais propriedades ópticas e aspecto idêntico são exibidos pela maioria das lamelas de clorita associadas às rochas ultrabásicas metamorfisadas.

A cianita ocorrem em cristais extremamente grossos, subidioblásticos e com seu aspecto habitual. A titanita é rara, xenoblástica e mostra-se associada à flogopita.

## 5.2 Super Grupo Baixo Araguaia

### 5.2.1 Formação Morro do Campo

Essa unidade, como já foi visto, consiste de quartzitos (muscovita-plagioclásio-quartzitos, quartzitos grafitosos, quartzitos com clorita e quartzitos com magnetita), muscovita-quartzo-xisto e muscovita-quartzo-xistos grafitosos.

#### a) Quartzitos

Em que pese as suas diferenças mineralógicas, os quartzitos são sempre rochas de textura granoblástica com granulação fina a média, excepcionalmente grosseira, observando-se uma orientação preferencial de grãos estirados de quartzo, acompanhada ora pelos cristais de plagioclásio, ora pelas lamelas de muscovita, biotita e clorita. Os quartzitos consistem essencialmente de quartzo (80 a 90%), sendo o restante dos minerais-plagioclásio, clorita, muscovita (sericita), biotita, grafita, magnetita, turmalina, carbonato e zircão - muito variáveis, podendo alguns deles ser ora constituintes varietais, ora acessórios ou, até mesmo, estar ausentes.

O quartzo ocorre geralmente em grãos finos (<1mm) e xenoblásticos, os quais se mostram por vezes bastante fraturados e com bordas corroídas. Nos muscovita-plagioclásio-quartzitos, nos quartzitos com clorita e nos quartzitos com magnetita, ocorrem localmente grãos médios (1 a 4mm) e, ainda mais raramente grosseiros (até 10mm), também xenoblásticos.

O plagioclásio é exclusivo dos muscovita-plagioclásio-quartzitos não ocorrendo nas demais variedades. Apresenta-se em grãos finos (<0,5mm) e xenoblásticos. Mostra-se por vezes transformado em sericita e minerais argilosos. As suas macas são nítidas e frequentes e, em geral, seguem as leis da albita. Em seções adequadas determinou-se a sua composição, tratando-se de um oligoclásio sódio  $An_{14}$ , que passa a albita ( $An_{0-5}$ ) nos grãos mais alterados.

A muscovita ocorre em finas lamelas (<0,5mm) em

todas as variedades, sendo entretanto mais expressiva, nos muscovita-plagioclásio-quartzitos, onde é dominante sobre a biotita e clorita alcançando cerca de 1%. As lamelas são, em geral, xenoblásticas, e, quando finas, confundem-se com a sericita. A biotita ocorre apenas nos muscovita-plagioclásio-quartzitos, sendo sua quantidade inexpressiva. Apresenta-se em finas lamelas (<0,7mm) xenoblásticas. Os contatos entre suas lamelas e os grãos de quartzo e de plagioclásio são retos a irregulares enquanto que aqueles com clorita e muscovita são interpenetrativos a irregulares. O seu pleocroísmo varia de creme esbranquiçado(X) a castanho-claro(Y e Z). Frequentemente mostra-se oxidada.

A clorita ocorre em finas lamelas (<0.5mm), estando ausente nos quartzitos grafitosos. Assume destaque nos quartzitos com clorita, onde apresenta um pleocroísmo quase que imperceptível, de incolor a verde extremamente pálido, semelhante ao observado nas rochas ultrabásicas metamorfasadas, como será visto mais adiante. Nos muscovita-plagioclásio-quartzitos ocorre intimamente associada à biotita, apresenta cor de interferência anômala(violácea) e foi interpretada como oriunda da alteração dessa.

A grafita ocorre apenas nos quartzitos grafitosos e nos quartzitos com clorita. Nos primeiros é muito abundante(em torno de 10%) e apresenta-se em grãos disformes, amplamente distribuídos. Ocorre sistematicamente entre os grãos de quartzo e mostra-se muito mal recristalizada(figura 31). Nos quartzitos com clorita, ocorre de modo semelhante, embora muito menos abundante (<1%).

A magnetita é típica dos quartzitos com magnetita, onde sua quantidade é expressiva (em torno de 10%). Ocorre em grãos finos a médios(<1 a 2mm), subidioblásticos a idioblásticos, dispersos na rocha.

A turmalina, os carbonatos e o zircão são sempre constituintes acessórios. A primeira ocorre preferencialmente nos quartzitos grafitosos onde forma grãos finos, subidioblásticos, por vezes com bordas corroídas. Os carbonatos e o zircão estão restritos aos muscovita-plagioclásio-quartzitos, ocorren

do ambos em minúsculos grãos arredondados, raros, muitas vezes inclusos nos grãos de quartzo.

#### b) Muscovita-Quartzo-Xisto

São rochas de granulação fina a média (<1 a 2mm) e textura granolepidoblástica, caracterizada pela alternância de níveis mais ou menos regulares, ricos em quartzo, com níveis ricos em muscovita, com muitos cristais de turmalina associados. As lamelas de muscovita usualmente estão muito bem orientadas, definindo uma foliação que é acompanhada pelos grãos estirados de quartzo. Consistem essencialmente de quartzo (em torno de 55%) e muscovita (45 a 50%), sendo grafita, turmalina e rutilo os principais acessórios, acompanhados, ainda por hidróxido de ferro. Assim como nos quartzitos, tanto os grãos de quartzo, quanto as lamelas de muscovita, mostram-se bastante recristalizados.

O quartzo ocorre predominantemente em grãos finos (até 1mm) xenoblásticos, que desenvolvem contatos irregulares entre si, enquanto que aqueles com a muscovita são retos a irregulares. Localmente exibem fraturas.

A muscovita apresenta-se em lamelas finas a médias (0,5 a 1,5mm), as quais exibem entre si contatos retos ou irregulares ou interpenetrantes. Geralmente é subidioblástica, embora se observe lamelas xenoblásticas e idioblásticas. Esporadicamente ocorrem lamelas de granulação média orientadas discordantemente à foliação. Exibe freqüentemente um aspecto "sujo".

A grafita ocorre em quantidades insignificantes, sendo seus grãos finos (<0,4mm), colunares e/ou irregulares, e orientados paralelamente às lamelas de muscovita com as quais se associa. A turmalina é subordinada, apresenta-se em grãos muito finos e se associa freqüentemente aos níveis muscovíticos. Exibe uma forma variável desde xenoblástica até idioblástica. O rutilo ocorre em diminutos grãos, idioblásticos, inclusos nas lamelas de muscovita. Hidróxidos de ferro, sob a forma de manchas avermelhadas associadas à muscovita, ocorrem vez por outra.

### c) Muscovita-Quartzo-Xistos Grafitosos

Essas rochas são textural e mineralogicamente semelhantes aos xistos anteriores, sendo as diferenças observadas mínimas. Elas ficam por conta principalmente das quantidades mais elevadas de grafita, do aparecimento de raros cristais de biotita e zircão e da ausência de rutilo. As quantidades de quartzo (45%) e muscovita (40%) diminuem em função do aumento da concentração de grafita. Além disso, localmente, foram observados microdobramentos da foliação principal da rocha, correlacionável a  $S_2$  dos micaxistos da Formação Xambioá, e clivagem de crenulação ( $S_3$ ).

#### 5.2.2 Formação Xambioá

Essa unidade consiste principalmente de plagioclásio-quartzo-mica-xistos com epidoto-carbonatos-microclina e plagioclásio-quartzo-mica-xistos com granada. Subordinadamente ocorrem plagioclásio-quartzo-mica-xistos com granada e estauroilita-cianita, além de anfibolitos.

Em que pesem suas diferenças químicas e mineralógicas, os vários xistos apresentam uma textura granolepidoblástica, ocorrendo de forma subordinada texturas mirmequíticas por quiloblásticas e em mosaico. Localmente desenvolvem-se, ainda, texturas antipertíticas. Essas rochas exibem uma granulação fina a média (<1 a 2mm), com o desenvolvimento muito localizado de grãos com dimensões superiores a 3mm, principalmente de quartzo e plagioclásio.

A textura granolepidoblástica se caracteriza pela alternância ora regular, ora irregular, de níveis essencialmente quartzo-feldspáticos e níveis micáceos, contínuos e descontínuos, de espessuras variáveis, em geral ondulados (dobrados e até mesmo crenulados e clivados, que definem a foliação (xistosidade e/ou bandeamento -  $S_2$ ) principal da rocha. Essa foliação mostra-se, localmente, truncando outra mais antiga e incipiente ( $S_1$ ) que pode ser também observada como inclusões, sob a forma de cordões que por vezes, mostram-se dobrados, em grãos grosseiros de plagioclásio. Outras vezes, essa foliação ( $S_2$ ) é

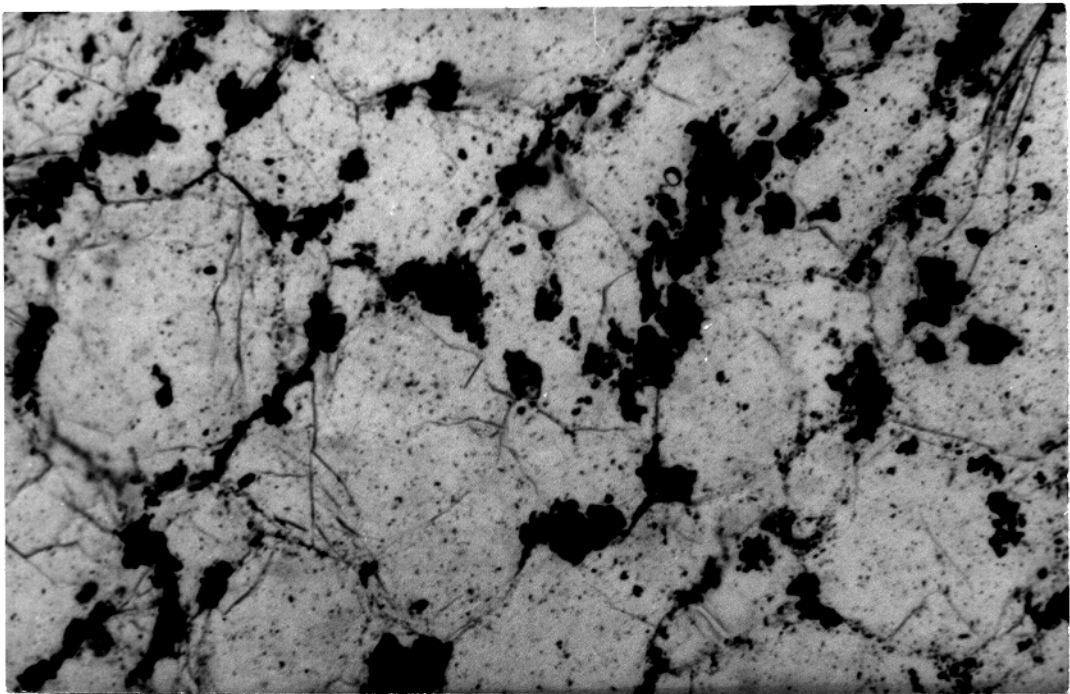


Figura 30 - Cristais de grafita muito mal recristali  
zados e posicionados sistematicamente en  
tre os grãos de quartzo. São observados  
nos quartzitos grafitosos da Formação Mor  
ro do Campo (L.N.). Região central da ser  
ra das Cordilheiras, Goiás.

0 0,36 mm

truncada por uma mais nova, definida pela clivagem de crenulação ( $S_3$ ). Além disso, lamelas bem desenvolvidas, com distribuições esparsas, de biotita, muscovita e, raramente, clorita, dispõem-se discordantemente a  $S_2$ .

Associações íntimas entre quartzo e plagioclásio, caracterizando textura afins com as mirmequíticas (figura 31), podem ser observadas com frequência nos níveis granoblásticos, sendo exibidas tanto por grãos de plagioclásio de granulação fina quanto pelo mais desenvolvidos. Nesse intercrescimento, o quartzo tem forma vermicular e costuma se distribuir por toda a superfície do cristal de plagioclásio. A formação desses intercrescimentos não depende da existência de contatos com a microclina. Por vezes o aspecto desses intercrescimentos, considerados isoladamente, é semelhante ao das "bulbous myrmequites" (Phillips e Carr, 1973). Também se assemelham notavelmente às texturas mirmequíticas descritas por Shelley (1973 a, b) em xisto da nova Zelândia, nos quais o feldspato potássico está ausente. Phillips et al (1972) sugerem que as mirmequitas, quando presentes em rochas sem feldspato potássico, podem ter se desenvolvido por completa substituição do mesmo por plagioclásio, quartzo e muscovita. Shelley (1973 a, b), no entanto, descarta tal hipótese nos xistos estudados por ele. Qualquer conclusão a respeito dessa questão nos xistos da formação xambioá seria prematura, devendo a mesma ser aprofundada em trabalhos posteriores.

A textura poiquiloblástica é relativamente frequente, destacando-se, sobretudo, nos grãos mais desenvolvidos de plagioclásio, de granulação média, embora ocorram também naqueles de granada e muito raramente, microclina e estauroлита. As inclusões são muito diversificadas, consistindo por vezes de todas as variedades minerais da rocha. Dentre os grãos poiquiloblásticos, principalmente de plagioclásio, pode-se distinguir dois tipos principais: aqueles com inclusões tipos "cordões" (figura 32) e aqueles com inclusões de quartzo de hábito não vermicular, contrastando vivamente com o aspecto das mirmequitas. Esses dois tipos de inclusões são muito semelhantes aos observados por Shelley (1973 a, b). Os primeiros incluem "cordões" de diversos minerais, em particular opacos, zircão e rutilo(?), lo

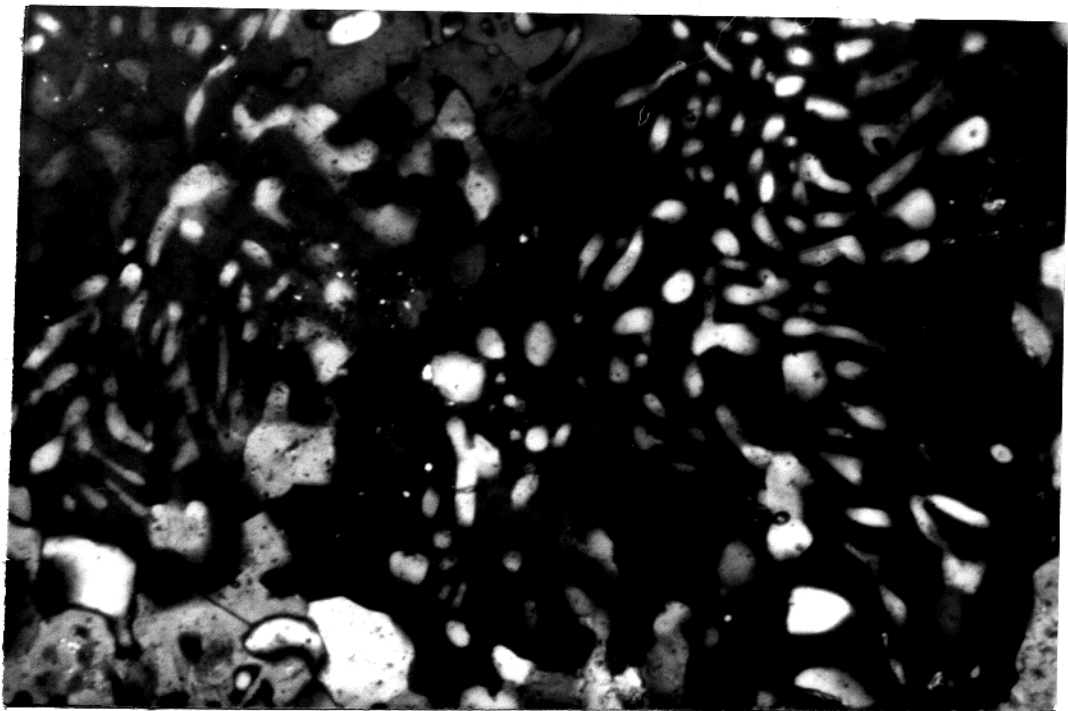


Figura 31 - Intercrescimento mirmequítico desenvolvido nos mica-xistos da Formação Xambioá (L. P.). Região central da serra das Cordilheiras, Goiás.

0 0,36 mm

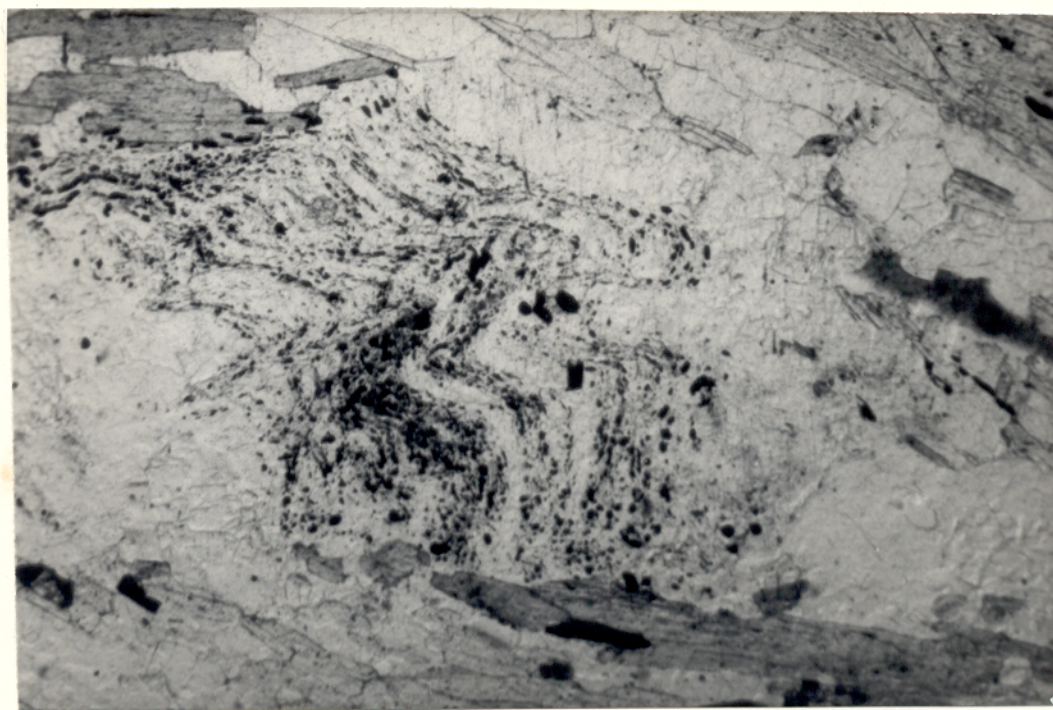


Figura 32 - "Cordões" de minerais opacos, crenulados e inclusos em grãos médios de plagioclásio dos mica-xistos da Formação Xambioá. Observa-se perfeitamente a relação  $S_1 \times S_2$  (L.N.). Região central da serra das Cordilheiras, Goiás.

0 0,36 mm

calmente granada e micas, todos de granulação muito fina. De modo geral, os cordões são paralelos entre si podendo apresentar disposição concordante ou discordante com a foliação principal da rocha ( $S_2$ ). Em muitos casos há evidências de rotação dos grãos hospedeiros. Esses "cordões" representam uma foliação interna aos cristais e parece representar na maioria dos casos uma foliação mais antiga ( $S_1$ ), embora não se descarte, em alguns casos, que possa representar um estágio inicial de  $S_2$ . Algumas vezes, esses "cordões" mostram-se dobrados ou mesmo crenuladas (figura 32), e os traços axiais das microdobras dispõem-se paralelamente a  $S_2$ , sendo seus flancos truncados pela mesma. Foram, nesse caso, interpretadas como microdobramentos de uma foliação mais antiga ( $S_1$ ), anterior a  $S_2$ . O segundo tipo constitui uma feição ainda mais característica dos poiquiloblastos de plagioclásio, consistindo de inclusões sob a forma de "vesículas" ou "gotas", principalmente de quartzo, separadas umas das outras, com cada uma apresentando uma orientação óptica diferente. Inclusões de grãos finos de vários minerais, alongados paralelamente a  $S_2$  e desenhando ou não dobras e crenulação da mesma, também são vistas freqüentemente em alguns grãos de granada e, raramente nos de estauroлита.

As texturas em mosaico são desenvolvidas em geral, entre os grãos finos a médios de quartzo, plagioclásio, ocasionalmente, microclina e, raramente, carbonato, presentes nos níveis granoblásticos. Intercrescimento antipertíticos foram observados em apenas uma amostra (figura 33), localizada próximo da aba NE da estrutura de Cocalândia. Nessa amostra são freqüentes os grãos de plagioclásio exibindo essa textura, caracterizada pela presença de finas lamelas irregulares de feldspato potássico (?) no interior de plagioclásio, cuja composição é de oligoclásio  $An_{24}$ .

a) Plagioclásio-Quartzo-Mica-xisto com Epidoto+Carbonato+Microclina

Essa variedade é dominante sobre as demais e distribui-se amplamente na área, ocorrendo tanto a leste, quanto a oeste da escarpa de serra das Cordilheiras. Consiste essencial

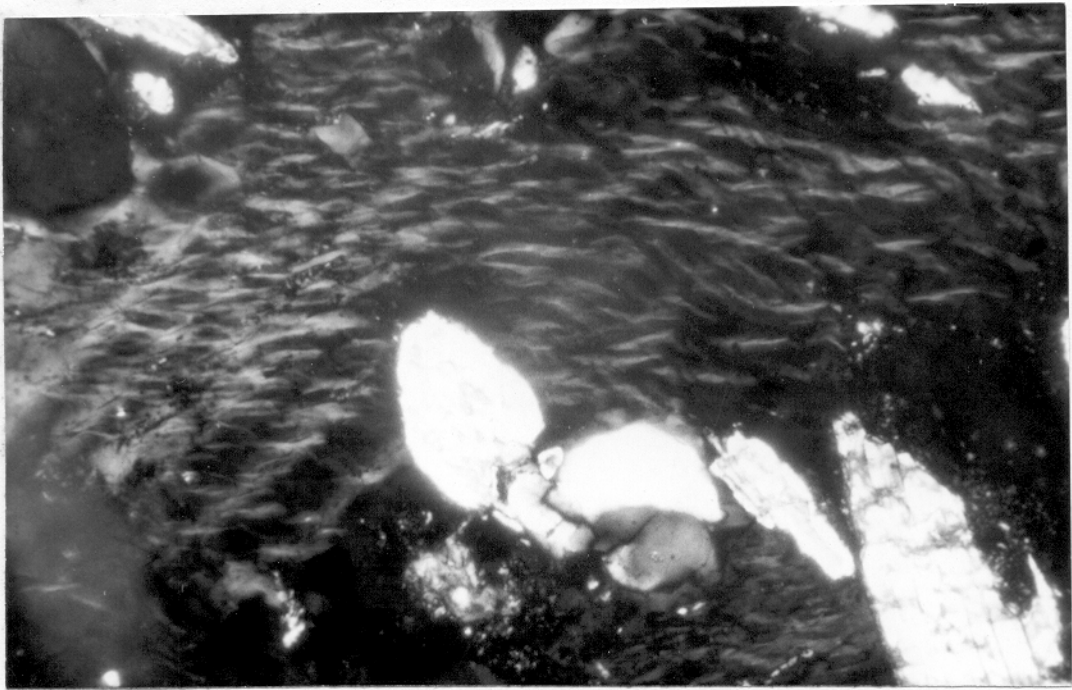


Figura 33 - Intercrescimento antipertítico desenvolvido nos mica-xistos da Formação Xambioá (L.P.). Região central da Serra das Cordilheiras, Goiás.

0 0,36 mm

mente de quartzo(22 a 45%), biotita(15 a 30%), muscovita(5a-35%), plagioclásio(8 a 30%), carbonatos e microclina, sendo acessórios epidoto, turmalina, titanita, apatita, clorita, zircão e opacos.

O quartzo ocorre segundo grãos na maioria finos a médios(<1 a 2mm), embora, algumas vezes, grãos maiores que 3mm sejam, também observados. Os contatos, tanto entre si quanto com plagioclásio, biotita e muscovita, microclina e carbonatos, variam de retos a irregulares. Os grãos são usualmente xenoblásticos, algumas vezes mostram-se bastante fraturados e podem exibir bordas corroídas.

A biotita se apresenta em lamelas cujas dimensões são, de modo geral, inferiores a 1mm, embora lamelas com até 2mm não sejam raras. As lamelas possuem contornos xenoblásticos a subidioblásticos e os contatos entre si variam de retas a interpenetrantes. Nos seus contatos com epidoto, em grãos isolados ou em inclusões na mica, desenvolvem-se halos pleocróicos. O pleocroísmo da biotita varia comumente de castanho-pálido(X) a castanho-escuro(Z e Y). As lamelas mostram extinção pouco ondulante. Em algumas amostras, pode-se observar o desenvolvimento de arcos poligonais (figura 34) e migração das charneiras de("Kink-bands" (Figura 35), indicando que a recristalização das micas prosseguiu após cessada a deformação. Deve-se ressaltar que localmente, alguns "kink-bands" ainda estão preservados (figura 36).

A muscovita é perfeitamente equiparável à biotita no que diz respeito à sua abundância relativa, dimensões dos cristais, comportamento estrutural e, até mesmo, quanto ao estado deformacional das lamelas consideradas individualmente. Os contatos entre as lamelas de muscovita variam de retos a irregulares e, por vezes, as mesmas apresentam um aspecto "sujo".

O plagioclásio apresenta-se em grãos dominantemente finos a médios(<1 a 2mm), sendo muito raros os grãos maiores que 2mm. Os contornos dos grãos são xenoblásticos e, apenas localmente, subidioblásticos. As maclas são pouco frequentes mal marcadas ou mesmo mascaradas por inclusões e/ou transformações à sericita e, muito raramente, a carbonatos, ocorrendo segundo as leis de albita e, excepcionalmente, Carlsbad. Localmente foram observadas maclas mecânicas ("glide twinning"; Smith, 1974). Um

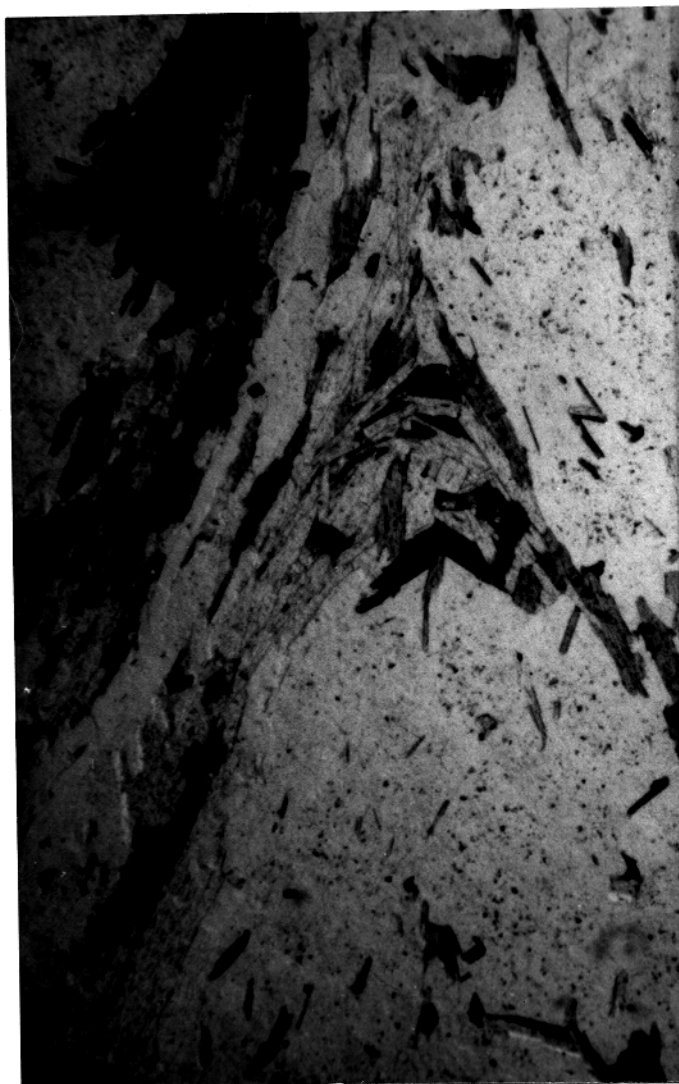


Figura 34 - No centro da fotomicrografia observa-se arcos poligonais compostos por lamelas de biotita e muscovita desenvolvidos nos mica-xistos da Formação Xambioá (L.N.). Região central da serra das Cordilheiras, Goiás.

0 0.72 mm

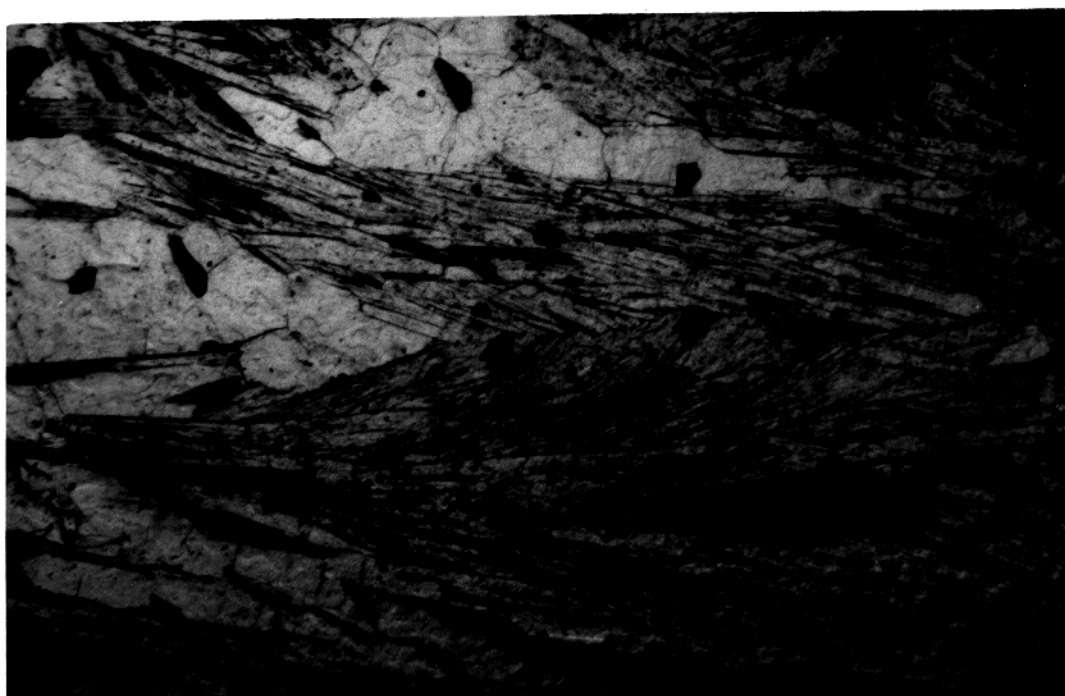


Figura 35 - No centro da fotomicrografia são vistas migrações de charneiras de "kink-bands", o correntes em cristais de muscovita e biotita que constituem os mica-xistos da Formação Xambioá (L.N.). Região central da Serra das Cordilheiras, Goiás.

0 0,72 mm

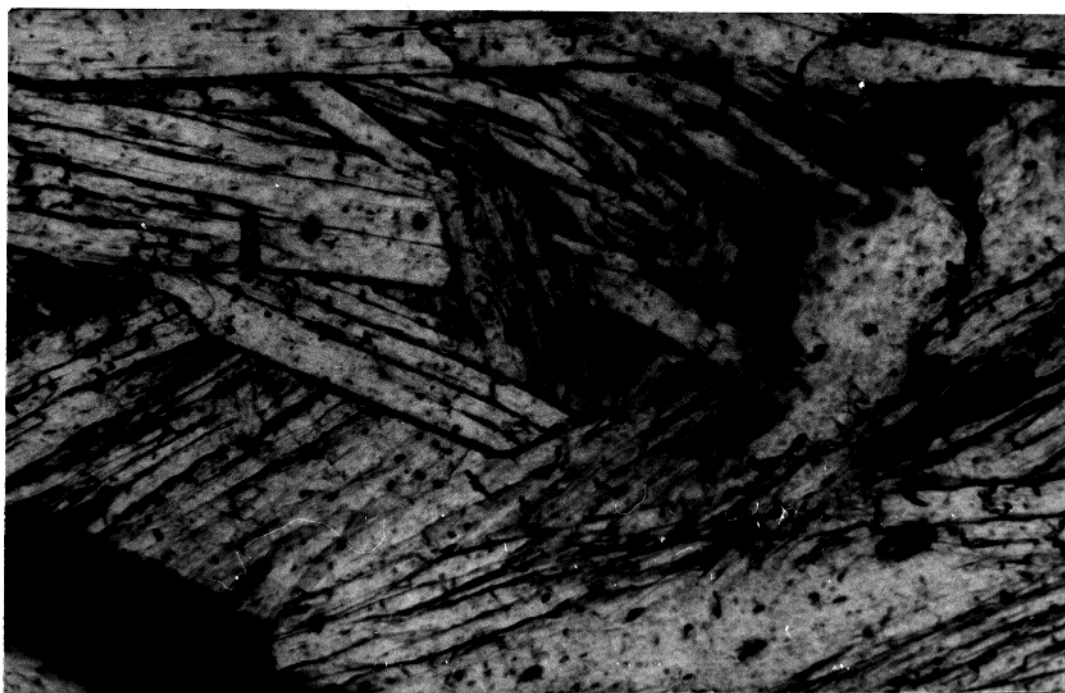


Figura 36 - No centro da fotomicrografia pode-se ver "kink-bands" desenvolvidos em cristais de muscovita e biotita dos níveis micáceos que constituem os mica-xistos da Formação Xambioá (L.N.). Região central da serra das Cordilheiras, Goiás.

0 0,36 mm

zoneamento irregular ocorre localmente em alguns cristais, sendo do tipo reverso (Smith, 1974), com núcleo em torno de  $An_{21}$  e borda de  $An_{26}$ . No entanto na maioria das amostras em que foi possível a determinação do plagioclásio, não se observou zoneamento, variando as suas composições entre  $An_6$  e  $An_{28}$ , sendo notavelmente mais frequentes aqueles em torno de  $An_{25-27}$  (oligoclásio cálcio). Pelo menos parte dos cristais mais sódicos está afetada por sericitização.

O carbonato não é muito frequente, embora em algumas amostras apresente-se em percentagens em torno de 2%. Ocorre tanto sob a forma primária, quanto secundária, sendo a primeira amplamente dominante. Quando primário o mineral apresenta granulação fina à média (<1 a 2mm), forma xenoblástica a subidioblástica e concentra-se preferencialmente nos níveis quartzo-feldspáticos. Como constituinte secundário, ocorre em grãos muito finos xenoblásticos, intimamente associados ao plagioclásio.

A microclina tem ocorrência localizada, estando ausente na maioria das amostras. Sua proporção na rocha é reduzida, embora chegue a alcançar concentração em torno de 5%. Os seus grãos apresentam granulação predominantemente fina à média (<1 a 1,5mm), com raros grãos mais grosseiros (>2mm). O contorno dos grãos é frequentemente xenoblástico e ocorrem entremeados nos grãos de quartzo e plagioclásio nos níveis granoblásticos.

O epidoto é o mais frequente dentre os acessórios, ocorrendo em proporções entre 3 e 4%. Apresenta-se em grãos finos, usualmente xenoblásticos a subidioblásticos, em geral orientados e associados preferencialmente aos níveis micáceos (sobretudo com a muscovita). É biaxial negativo, apresenta birrefringência moderada a alta e ângulo  $2V$  entre  $20^\circ$  e  $80^\circ$ , indicando ser a variedade pistácita (ou epidoto "stricto sensu").

Subordinadamente ao epidoto, ocorrem turmalina, apatita, titanita, clorita, zircão e opacos. A turmalina é um dos acessórios mais constantes, associa-se aos níveis micáceos, acha-se orientada e exibe pleocroísmo em tons de verde. A apatita ocorre dispersa na rocha, formada em grãos xenoblásticos a

subidioblásticos, às vezes arredondados, outras vezes muito fraturados. A titanita é pouco freqüente, ocorrendo em grãos xenoblásticos orientados e associados aos níveis micáceos. A clorita é um mineral presente em quase todas as amostras, embora nunca seja abundante. Ocorre em grãos xenoblásticos a subidioblásticos, freqüentemente associados à biotita, a muscovita ou ambas. Em muitas amostras observa-se claramente que a clorita se forma às expensas da biotita mas, em outras, as evidências de sua formação secundária não são claras. O seu pleocroísmo varia de verde-claro(X) a verde-escuro(Z e Y) e exibe cor de interferência anômala(violácea). O zircão é raro, ocorrendo sob a forma de minúsculo grãos, inclusos nos poiquiloblastos de plagioclásio em lamelas de biotita e muscovita. Os opacos são freqüentes, embora no geral sejam pouco abundante. Além de ocorrerem como minúsculos grãos inclusos no plagioclásio(já descrito), a cham-se também dispersos, associados aos filossilicados, exibindo uma granulação fina a média(<1 a 1,5mm).

#### b) Plagioclásio-Quartzo-Mica-Xistos com Granada

Ocorrem em quantidades um pouco inferiores aos plagioclásio-quartzo-mica-xistos com epidoto+carbonato+microclina, têm distribuição ampla, aflorando tanto a leste, quanto a oeste da escarpa e serra das cordilheiras(anexo 2). Diferem do grupo anterior fundamentalmente apenas pela presença de granada em quantidade variáveis(<1 a 6%) e pela escassez ou ausência de epidoto. Esse, quando ocorre, acha-se disperso entre os demais minerais, sendo sua quantidade ínfima ou, então unicamente incluso na granada. Entre as diferenças constatadas, destaca-se a variação da composição de plagioclásio que, nos mica-xistos com granada, se situa quase sempre no intervalo do oligoclásio sódico( $An_{15-17}$ ). Em apenas uma amostra observe-se  $An_{26}$  valor este semelhante ao determinado na maioria dos mica-xistos com epidoto. Além disso, percebe-se, entre os minerais acessórios, uma maior escassez de carbonatos.

A granada associa-se preferencialmente aos níveis micáceos e diferencia-se, com base nas suas dimensões e texturas, dois tipos de cristais: 1) Grãos finos com dimensões em torno de 0,2mm; e 2) Grãos médios com dimensões entre 1 e 4mm.

Os cristais finos mostram contornos arredondados e xenoblásticos, raramente subidioblásticos a idioblásticos. Não exibem inclusões e suas relações com a foliação  $S_2$  não puderam ser claramente estabelecidas. Embora a forma e a ausência de inclusões dificultem a interpretação de suas relações temporais com as fases de deformação, sua freqüente associação com a fase  $F_3$  sugere uma relação de contemporaneidade com a mesma. As amostras com grãos finos de granada têm uma distribuição errática, não se concentrando em nenhuma porção particular da área mapeada embora não tenha ampla distribuição, por sua vez, as amostras contendo grãos de granulação média de granada apresentam uma maior distribuição. Por outro lado, as percentagens de granadas nas amostras portadoras de grãos médios são inferiores às percentagens dos grãos finos nas amostras onde esses ocorrem. Esses grãos médios exibem, de modo geral contornos xenoblásticos, raramente subidioblásticos. Os seus contatos com outros grãos são irregulares, mostram fraturas diversas e, algumas vezes, estiramentos concordantemente à  $S_2$ . Vez por outra, exibem inclusões, principalmente de quartzo, às vezes de opacos e, muito localmente, de epidoto, as quais desenvolvem uma xistosidade interna, de disposição ocasionalmente helicítica (Spry, 1969) evidenciando rotação de cristal. As relações dessas granadas com as fases de deformação serão vistas mais adiante.

c) Plagioclásio-Quartzo-Mica-Xistos com Granada e Estaurolita+Cianita

Essa variedade é pouco abundante, restringindo-se às proximidades das abas NE e E da estrutura de Cocalândia (a oeste da escarpa Serra das Cordilheiras) e na porção extremo-sul da área mapeada, a leste da referida escarpa (anexo 2). Diferencia-se dos micas-xistos com granada em função essencialmente do aparecimento de estaurolita+cianita e do primeiro grupo por esse mesmo fator e por não conter epidoto e carbonatos. Os constituintes essenciais mantêm as características observadas nos grupos anteriores. A composição do plagioclásio é de oligoclásio sódio ( $An_{11-14}$ ), assemelhando-se aos mica-xistos com granada. Quanto à granada ela é muito semelhante às dos grãos médios da variedade anterior. No que tange aos minerais acessórios,

os opacos se tornam mais abundantes, a turmalina não apresenta variações significativa e os demais tornam-se mais escassos.

A estaurolita é pouco abundante (dois a três grãos por amostra), associa-se preferencialmente aos níveis micáceos e ocorre em cristais xenoblásticos de granulação média. Mostra-se freqüentemente fraturada, às vezes estirada paralelamente a  $S_2$  e exibindo inclusões orientadas concordantemente à mesma. A cianita é mais rara, estando presente em uma única amostra onde associa-se também aos níveis micáceos. Forma grãos subidioblásticos e exhibe inclusões, interpretadas como sendo de óxido de ferro.

#### d) Anfibolitos

Os anfibolitos apresentam em geral granulação fina, embora localmente ocorram cristais de granulação média, principalmente de quartzo, plagioclásio e carbonatos. Exibem uma textura predominantemente nematoblástica com cristais de anfibólio definindo a foliação principal ( $S_2$ ) da rocha, localmente truncada por outros cristais de anfibólio de orientação aproximadamente ortogonal. Em certas amostras abundantes cristais de granulação média de plagioclásio, por vezes rotacionados, ondulam a foliação  $S_2$  e exibem inclusões alinhadas ("cordões") principalmente de anfibólio, epidoto e titanita. Essas inclusões configuram uma foliação aos cristais, interpretadas como um estágio inicial de  $S_2$ , uma vez que existe uma continuidade entre  $S_1$  e  $S_e = S_2$ . Essas relações texturais se assemelham muito àquelas observadas nos plagioclásio-quartzo-mica-xistos, apenas com o anfibólio desempenhando o papel das micas. Grãos de plagioclásio com inclusões não orientadas, principalmente de quartzo, semelhantes a "vesículas" irregulares ou "gotas", com diferentes orientações óptica, também ocorrem mas esporadicamente.

Essas rochas consistem essencialmente de anfibólio (60 a 70%) e plagioclásio (25 a 35%), sendo os minerais acessórios mais comuns quartzo (3 a 8%) e epidoto (até 5%), aparecendo ocasionalmente clorita, titanita, apatita, biotita, zircão e opacos. Em amostras localizadas, os carbonatos ocorram em quantidades expressivas (+5%).

O anfibólio ocorre em cristais prismáticos finos (<1mm), subidioblásticos a idioblásticos, os quais desenvolvem entre si contatos dominante retos, enquanto que com plagioclásio e quartzo eles variam de retos a irregulares. É biaxial negativo, apresenta birrefringência moderada a alta, pleocroísmo em X castanho-pálido ou verde-claro, em Y verde-azulado ou verde-escuro e em Z verde-amarelado ou verde-azulado, ângulo 2V entre 60° e 80° e extinção entre 17° e 28°. Em amostras localizadas ocorrem variações no pleocroísmo que passa para verde-claro ou verde-amarelado em X, castanho ou verde em Y e verde-amarelado-pálido ou verde em Z, e no ângulo de extinção que baixa para valores entre 14° e 16°. As características do anfibólio dominante se assemelham, portanto, às hornblenda (Deer et al., 1972). Porém considerando que as propriedades ópticas desse mineral se superpõem parcialmente aquelas da actinolita, a possibilidade de ocorrência da mesma não pode ser inteiramente afastada, embora tudo leve a crer que ela se faça presente muito subordinadamente à hornblenda no conjunto dos anfibólitos estudados.

O plagioclásio se apresenta em grãos finos (< 1mm) muito abundantes e, esporadicamente, em amostras localizadas, em grãos de granulação média. No que se refere aos grãos finos, os contatos tanto entre si, quanto com outras variedades minerais, tendem a ser poligonizados, embora aqueles com anfibólio possam ser irregulares. No geral, esses grãos são xenoblásticos. As maclas são ausentes ou raras e os grãos mostram-se praticamente inalterados. Algumas vezes, no entanto, englobam cristais secundários, principalmente de epidoto. Já os grãos médios (poiquiloblastos) acham-se algumas vezes zonados e maclados, características dessas freqüentemente mascaradas pela grande quantidade de inclusões. Maclas mecânicas ("glide twinning"; Smith, 1974, p.346) são observadas localmente. Seções adequadas para a determinação da composição do plagioclásio não foram observadas. Entretanto grãos finos e médios apresentam relevo semelhante ao do quartzo e sinal óptico negativo, indicando tratar-se de um plagioclásio do tipo oligoclásio cálcico (Deer et al., 1972) ou mesmo andesina, e que é coerente com as paragêneses observadas nessas amostras.

O quartzo ocorre em grãos xenoblásticos, freqüen

temente estirados com disposição paralela a  $S_2$ , de modo geral em cristais de granulação fina, muito localmente, média ( $<0,5$  e  $>1\text{mm}$ , respectivamente). Ambos, grãos finos e médios exibem algumas vezes fraturas e outras vezes, bordas, em parte, corroídas.

O epidoto está sempre presente, sendo, de modo geral, o principal constituinte depois de anfibólio e plagioclásio. Foi interpretado como um mineral em equilíbrio na paragênese. Apresenta granulação fina ( $<1\text{mm}$ ) e seus grãos são xenoblásticos a subidioblásticos. É biaxial negativo, apresenta um pleocroísmo amarelo esverdeado a verde, birrefringência elevada e ângulo  $2V$  entre  $60^\circ$  e  $80^\circ$ , indicando características similares à pistacita (ou epidoto "stricto sensu").

Os demais constituintes são sempre acessórios. A clorita ocorre apenas em amostras localizadas sob a forma de lamelas xenoblásticas a subidioblásticas, algumas vezes em agregados tipo escamas. Foi interpretada como produto de alteração do anfibólio. A titanita é pouco abundante, formada cristais xenoblásticos, geralmente inclusos no plagioclásio. A patita apresenta-se, relativamente aos demais, em quantidade moderadas, embora, localmente, possa se tornar muito abundante. Os seus cristais são de granulação fina e xenoblásticos. A biotita ocorre, localmente, em lamelas finas e xenoblásticas, sendo muito pouco abundante. O zircão aparece em minúsculos grãos, em geral idioblásticos, inclusos nos cristais maiores de plagioclásio e associa-se ao epidoto. Os opacos estão associados preferencialmente à hornblenda, formam grãos finos, orientados, em geral xenoblásticos a subidioblásticos, raramente idioblásticos.

### 5.2.3 Corpos Ultrabásicos Metamorfisados

Essa unidade consiste de rocha ultrabásicas metamorfisadas, as quais, embora ocorram intimamente associadas, exibem expressivas diferenças mineralógicas. Os vários tipos litológicos identificados - serpentinitos, serpentina-antofilita-xistos esteatitos, talco-xistos, clorititos, clorita-xistos, "silexistos", clorita-tremolina-xistos - são oriundos das bordas dos corpos ultrabásicos, exceto os clorita-tremolita-xistos. Amostras de núcleo desses corpos não foram coletadas.

## a) Serpentinitos:

São rochas de granulação muito fina, formadas essencialmente por cristais fibrosos de serpentina(+90%), cuja distribuição configura uma estrutura em malha, que envolve agregados de lamelas de clorita e talco(+8%) de granulação média e grãos de opacos de granulação fina a média. Localmente pode-se observar ainda finos cristais prismáticos de antofilita. O conjunto dos minerais mostra-se sem orientação preferencial e vênulas milimétricas cortam a rocha em diversas direções.

A serpentina ocorre em cristais fibrosos de dimensões em torno de 0,2mm, é biaxial negativa, apresenta ângulo 2V baixo, em torno de 30°, e pleocroísmo quase que imperceptível, em tons de verde-amarelado. Essas características ópticas são indicativas de que se trata de antigorita.

A clorita ocorre em quantidade equivalentes as do talco, em lamelas incolores, xenoblásticas a subidioblásticas, concentrando-se preferencialmente nas vênulas. É biaxial positiva, apresenta ângulo 2V em torno de 30°, extinção aproximadamente reta e cor de interferência em tons de verde azeitona. Essas propriedades ópticas coincidem com as da clinocloro. Nos seus contatos com antigorita e/ou talco desenvolve-se, como que corroendo as lamelas de clinocloro, uma outra variedade de clorita, também incolor, com cor de interferência cinza-azulado a azul berlim, biaxial negativa com ângulo 2V em torno de 0°. Ela parece ser produto de reação, ora entre a clinocloro e talco, ora entre clinocloro e antigorita. A determinação é duvidosa. O talco ocorre em lamelas xenoblásticas a subidioblásticas, que mostram o aspecto habitual desse mineral. Em amostras localizadas assume concentrações significativas. Os opacos ocorrem ou dispersos ou associados ao talco. Os grãos dispersos possuem, em geral, granulação fina e são xenoblásticos, embora ocasionalmente possam ter granulação média e serem subidioblásticos(magnetita). Aqueles associados ao talco têm sempre granulação fina e são xenoblásticos. O anfibólio é pouco abundante, com suas finas ripas concentrando-se localmente. Diferencia-se da antigorita pelo relevo mais elevado do anfibólio. Apresenta extinção reta, é biaxial negativo, têm ângulo 2V elevado, não apresenta pleocroísmo e a sua birre

fringência é baixa, resultando cores de interferência entre cinza e amarelo-claro de primeira ordem. Essas características ópticas permitem classificá-lo como antofilita.

#### b) Serpentina-Antofilita-Xistos

São rochas de granulação muito fina, formadas essencialmente de antofilita(50%) e serpentina(30%) que envolvem agregados de cristais de granulação fina a média de carbonatos talco e opacos, os quais, conjuntamente, somam cerca de 20%. Em amostras localizadas, observa-se ainda restos de cristais muito grosseiros de olivina(figura 37) e de um segundo anfibólio. A disposição dos cristais de antigorita e serpentina é aleatória, caracterizando na rocha uma estrutura em malha, que é cortada por diversas vênulas em várias direções.

A antofilita é incolor e diferencia-se sem muita dificuldade da serpentina. O segundo anfibólio tem caráter reliquiar, formando grandes cristais(>1cm) intensamente corroídos por serpentina e antofilita. Seu relevo é ainda mais elevado que o da antofilita. É incolor, biaxial negativa, com ângulo 2V elevado e baixa birrefringência. Sua determinação precisa não foi possível.

A serpentina apresenta tanto o hábito lamelar como o fibroso, sendo o primeiro dominante. A forma lamelar tem as características da antigorita. A forma fibrosa ocorre em cristais extremamente finos, que dispõem-se perpendicularmente à parede das vênulas que preenche, sendo seu aspecto típico da crisotila.

Os carbonatos são freqüentes, ocorrendo em cristais de granulação geralmente média, os quais formam agregados que tendem a acompanhar as vênulas. A associação mineral e as composições químicas dessas rochas mostram que deve-se tratar de magnesita, pelo menos na maioria dos casos. Os opacos são comuns, exibem granulação fina ou média e associam-se freqüentemente aos carbonatos, às vezes formando níveis irregulares. O talco não está presente em todas as amostras e, quando ocorre forma lamelas xenoblásticas.

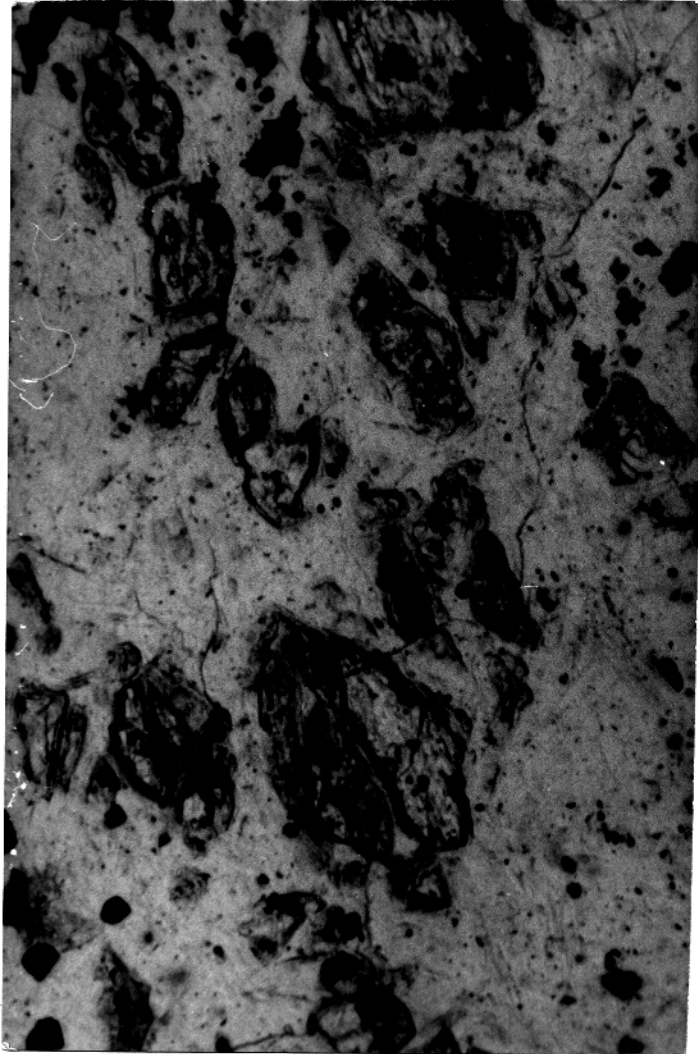


Figura 37 - Restos de cristais muito grosseiros de olivina, observados nos serpentina-antofilita-xistos dos corpos ultrabásicos metamorfizados do Super Grupo Baixo Araguaia, na região central da Serra das Cordilheiras (L.N.).

0 0.36mm

### c) Esteatitos e Talco-Xistos

Essas variedades apresentam, de modo geral, uma granulação fina (principalmente os talco-xistos) a média (principalmente os esteatitos) e exibem uma textura lepidoblástica caracterizada pela acentuada orientação das lamelas de talco, que localmente mostram-se crenuladas, com clivagem de crenulação associada. Consistem essencialmente de talco, que nos esteatitos atinge cerca de 98% da rocha, baixando sua concentração para aproximadamente 80% nos talco-xistos. Clorita e opacos (magnetita) são minerais acessórios, sendo mais abundantes nos talcos-xistos, onde os opacos ocorrem em quantidades superiores à clorita. Nos esteatitos observa-se ainda, muito localmente, grãos de quartzo.

O talco apresenta-se em sua forma habitual. É incolor, mostra relevo ondulante, tem ângulo 2V de aproximadamente  $0^{\circ}$ , é pseudo-uniaxial negativo, apresenta extinção reta e birrefringência forte. Localmente parece estar se transformando em clorita. Os contatos entre si são predominantemente retos e as suas lamelas são xenoblásticas e subidioblásticas. Mostra-se frequentemente manchado por uma coloração ferrugem.

Os opacos (magnetita) nos talco-xistos mostram-se dispersos e, algumas vezes, seguem a foliação dos mesmos, sendo, em geral, xenoblásticos. Nos esteatitos tendem a seguir a foliação, embora localmente formem agregados associados à clorita. A sua forma geral é xenoblástica. A clorita ocorre nos esteatitos ora em agregados localizados, ora nos planos de clivagem de crenulação. É incolor e mostra-se frequentemente oxidada. Isso dificulta a determinação de suas propriedades, embora o seu aspecto seja semelhante a anteriormente descrita e ocorre ou formando agregados, ou disposta paralelamente à foliação, ou ainda, distribuída de modo errático. O quartzo se apresenta em grãos finos e muito fraturados.

### d) Clorititos e Clorita-Xistos

São rochas de textura essencialmente lepidoblástica, caracterizada pela orientação das lamelas de clorita. A gra

nulação dos clorita-xistos é muito fina (<0,2mm), enquanto que nos clorititos os cristais são mais desenvolvidos (em torno de 1mm) e, localmente, estão presentes lamelas de granulação média (> 1,8mm). Em ambos observa-se, dispersos entre os cristais de clorita, uma grande quantidade de diminutos cristais de opacos.

Os clorititos são quase que monominerálicos, enquanto que nos clorita-xistos a concentração da clorita é próxima de 90% do total dos minerais. Ela apresenta um pleocroísmo quase imperceptível, variando de incolor a verde-pálido. Os contatos entre as lamelas são em geral retos e seus contornos xenoblásticos a subidioblásticos. É biaxial positiva, apresenta extinção aproximadamente reta, birrefringência baixa, cor de interferência gelo a cinza-escura de primeira ordem e tem ângulo 2V de aproximadamente 30°. É semelhante às observadas nas outras variedades, exceto pelo pleocroísmo, que sugere que esse tipo de clorita seja mais rico em ferro que os demais, podendo tratar-se ainda de uma clinocloro, tal qual nos serpentinitos.

Os opacos ocorrem em grãos biomodais quanto as suas dimensões - grãos muito finos (<0,1mm) e grãos de granulação média (>1mm) - estando os grãos finos presentes nas duas variedades, onde acham-se como um salpicado de pontinhos negros em toda a rocha. São de difícil determinação. Os grãos mais desenvolvidos correspondem à magnetita e, nos clorititos, são esparsos e xenoblásticos, seguindo, vez por outra, a foliação da rocha. Nos clorita-xistos eles atingem cerca de 10% do total dos minerais e são predominantemente subidioblásticos, embora ocorram localmente grãos xenoblásticos a idioblásticos; mostram-se frequentemente preenchendo vênulas que cortam as rochas em diversas direções.

#### e) Rochas Silicificadas ("silexitos")

Dentro desse grupo foram incluídas rochas constituídas essencialmente por minerais de sílica (>80%) + talco (<15%), rochas essas aparentemente relacionadas às profundas transformações sofridas pelos corpos ultrabásicos nas zonas próximas do seu contato com os mica-xistos do Grupo Estrondo.

Essas rochas são formadas essencialmente de mine

rais de sílica de granulação muito fina, cujo aspecto microscópico lembra o da calcedônia, embora haja grãos mais desenvolvidos associados que foram claramente identificados como sendo quartzo. Em algumas amostras esses minerais são acompanhados pelo talco que se apresenta em lamelas de granulação média, geralmente orientadas. As relações texturais entre os minerais de sílica e as lamelas de talco indicam que porções ricas em talco dos corpos ultrabásicos foram quase que completamente silicificadas. Em outras amostras, fibras de calcedônia(?) formando níveis irregulares e esferulitos ou preenchendo amígdalas, constituem a quase totalidade da rocha. O quartzo, em geral, está presente nos núcleos das amígdalas, enquanto que opacos, talco e clorita ocorrem dispersos. Essas rochas, essencialmente à base de calcedônia(?), devem representar estágios mais avançados do processo silicificação. Elas apresentam, ainda, impregnações de óxido de ferro decorrentes, provavelmente, nos processos de laterização que se desenvolve sobre essas rochas.

#### f) Clorita-Tremolita-Xistos

São rochas de granulação fina (<1mm) e textura lepidonematoblástica caracterizada pela disposição orientada de cristais prismáticos de anfibólio e de lamelas de clorita. Localmente pode-se observar cristais de anfibólio discordantes, com orientação aproximadamente ortogonal à foliação. Consiste essencialmente de anfibólio(74%) e clorita(24%), sendo acessórios opacos(+2%) e biotita(traços).

O anfibólio desenvolve grãos subidioblásticos, raramente, idioblásticos, cujos contatos entre si e com clorita variam de retos a irregulares, e localmente, exibem maclas simples. Apresentam pleocroísmo quase que imperceptível, de incolor a amarelado, ângulo de extinção próximo de  $17^{\circ}$ , ângulo 2V entre  $80^{\circ}$  e  $90^{\circ}$ , birrefringência baixa e sinal óptico negativo. Dentre os anfibólios, a tremolita é o que mais se coaduna com essas propriedades.

A clorita apresenta-se em lamelas xenoblásticas a subidioblásticas, muito levemente pleocróicas, de incolor a verde muito pálido. As demais propriedades são semelhantes às

da clinocloro.

Os opacos ocorrem como grãos xenoblásticos dispersos na rocha ou em grãos muito finos incluídos na tremolita. A biotita é rara e forma lamelas subidioblásticas intimamente associadas ora à clorita, ora à tremolita, com as quais desenvolve contatos retos e interpenetrantes. Apresenta pleocroísmo variável de verde-claro a verde-oliva.

## 6 RELAÇÕES CRISTALIZAÇÃO-DEFORMAÇÃO

Abreu(1978), ao se referir a história deformacional do Super Grupo Baixo araguaia, propõe uma evolução de natureza polifásica que é aceita por Silva(1980), gorayeb(1981), Matta(1982), Macambira(1983) e Santos(1983). Costa(1980) adota igualmente a preposição de Abreu(1978), porém estende-a, ao Complexo Colméia. O mesmo é feito por Souza(1984). Tanto no que se refere ao Complexo Colméia, quanto ao Super Grupo Baixo Araguaia, as principais fases deformacionais são distinguidas através das várias gerações de dobras que definem uma seqüência de dobramentos superpostos.

Neste trabalho, confirmou-se a separação estratigráfica entre o Complexo Colméia e o Super Grupo Baixo Araguaia com base não somente critérios estruturais e patrográficos, mas também levando em consideração os seus ambientes geológicos e critérios petrológicos(discutidos adiante). Os dados estruturais demonstram que o Complexo de Colméia e o Super Grupo Baixo Araguaia exibem evolução deformacional progressiva e que o Complexo Colméia foi afetado por pelo menos dois ciclos termotectônicos.

Com a integração dos dados mesoscópicos e micropetrográficos, e com base nos trabalhos de Zwart(1960a; 1960b) , Spry(1969), Schoneveld(1979) e Bard(1980), elaborou-se um quadro evolutivo que se encontra sintetizado na figura 41. Nele se tenta relacionar a (re)cristalização das diversas espécies minerais com os vários momentos em que se formaram as principais estruturas. Na parte referente ao Complexo Colméia, o quadro ainda é bastante imperfeito, principalmente na caracterização de seu momento inicial( $F'_1$ ), uma vez que essa unidade foi, ao que tudo indica, formada em um ciclo mais antigo, vindo a ser transformada posteriormente. No Super Grupo Baixo Araguaia o controle é melhor, embora o quadro aqui esboçado esteja longe de ser considerado definitivo. Procurou-se estabelecer uma relação entre a evolução estrutural do Complexo Colméia e àquela de Super Grupo Baixo Araguaia, embora tomando como exemplo a Formação Xambioá. Essa questão deve em trabalhos futuros, merecer maior aprofundamento.

## 6.1 Complexo Colméia

Nessa unidade, como já foi visto, a estrutura planar mais antiga reconhecida foi o bandamento 1 que mostra-se do brado ( $D'_1$ ), com o desenvolvimento de  $S'_1$  paralelamente ao plano axial de  $D'_1$ . Concordantemente ao bandamento 1 formaram-se veios quartzo-feldspáticos que realçam  $D'_1$ . Esse evento, não observado nas rochas do Super Grupo Baixo Araguaia, foi definido como  $F'_1$  e não foram feitos estudos micropetrográficos das estruturas que o caracterizam. Entretanto, observações macroscópicas relevaram que as bandas que definem o bandamento 1 são constituídas quase que exclusivamente de quartzo e plagioclásio (dominantes nos níveis claros) e biotita (dominante nos níveis escuros). Esses mesmos minerais formam  $S'_1$ . Nos veios só foram identificados microclina (amplamente dominante) e quartzo. Esse conjunto de minerais representando muito provavelmente o momento mais antigo de (re) cristalização identificado até agora no Complexo Colméia (presumivelmente durante o Arqueano). Ele foi interpretado como concomitante a  $F'_1$ .

Truncando o bandamento 1 e a foliação  $S'_1$ , ocorrem o bandamento 2 e a foliação  $S'_2$ . O bandamento 2 é definido petrograficamente pela alternância de níveis granoblásticos (predominância de quartzo e plagioclásio, com microclina e apatita subordinadas) com níveis lepidoblásticos (essencialmente biotita, com muscovita, epidoto, titanita e allanita subordinados). Os grãos de quartzo, plagioclásio e microclina mostram-se por vezes estirados, e conjuntamente com a disposição planar orientada de biotita e muscovita, definem  $S'_2$ . Lamelas esparsas de biotita discordantes com o bandamento 2 e  $S'_2$ , ocorrem sistematicamente. Foram observados, ainda, veios constituídos essencialmente de microclina e quartzo ora concordantes, ora discordantes com essas estruturas. O momento de (re) cristalização dos minerais que formam o bandamento 2 e  $S'_2$  - quartzo, plagioclásio, biotita, muscovita, microclina, apatita, epidoto, allanita e titanita - foi correlacionado à fase  $F'_2$  a qual se atribui à formação dessas estruturas. As evidências disso são a distribuição espacial (como foi visto acima) das várias espécies minerais que formam conjuntamente o bandamento 2 e  $S'_2$ . Epidoto, apatita, allanita e titanita também foram aí incluídos por se mostrarem intimamente asso-

ciados aos demais e por não exibirem evidências de origem secundária. Os cristais de biotita discordantes com o bandamento 2 e  $S'_2$ , orientam-se via de regra paralelamente aos traços axiais das ondulações E-W dessas estruturas e foram, por essa razão, relacionados com as mesmas. Essas ondulações, por sua vez, se desenvolveram presumivelmente em decorrência dos processos de formação de  $D'_3$  (estruturas dômicas). Os cristais de quartzo e microclina que compõem os veios quartzo-feldspáticos, concordantes ou discordantes com o bandamento 2, devem ter sua gênese relacionada aos fenômenos de anatexia que afetaram o Complexo Colméia, embora a relação genética entre os ~~mesmos~~ e os gnaisses ainda seja uma incógnita. Embora haja uma defasagem entre os momentos de colocação desses veios, conforme revelam suas relações mútuas e aquelas com as estruturas dos gnaisses, considera-se que eles devem ter-se colocado em momentos muito próximos, que situar-se-iam num instante pós-formação de  $S'_2$ .

## 6.2 Super Grupo Baixo Araguaia

Das cinco fases de deformação progressiva definidas nos estudos macroscópicos, três ( $F_1$ ,  $F_2$ , e  $F_3$ ) foram perfeitamente identificadas nos estudos micropetrográficos, estando melhor caracterizadas nos mica-xistos da Formação Xambioá. Dentre essas fases, a mais importante e mais marcante foi a segunda ( $F_2$ ), tendo durante a mesma se formando a xistosidade  $S_2$ . Alguns dados - relações observadas entre  $S_2$  e as foliações internas definidas por inclusões em poiquioblastos de plagioclásio, granada e estauroлита; as relações entre  $S_2$  e  $S_3$ ; a orientação discordante com  $S_2$ , de lamelas, geralmente bem desenvolvidas de biotita, muscovita e, subordinadamente, clorita - indicam que a (re)cristalização de pelo menos algumas das diversas espécies minerais presentes nessas rochas e, portanto, o metamorfismo, ocorrem durante essas três fases deformacionais ( $F_1$ ,  $F_2$ , e  $F_3$ ), prosseguindo, como já será visto, muito provavelmente, além das mesmas.

Tomando-se como referência a xistosidade  $S_2$ , pôde-se determinar pelo menos seis momentos de recristalização envolvendo um ou vários dos minerais que constituem os mica-xistos da Formação Xambioá. Dentre esses momentos, três apresentam ca

ráter sin-cinemático e três intercinemático.

O primeiro momento (sin- $S_1$ ) se caracterizou pela recristalização das espécies minerais que definem  $S_1$  e  $D_1$  (biotita, muscovita, clorita, quartzo, plagioclásio, epidoto, turmalina, apatita e titanita). Além disso, admite-se que os minerais pesados (rutílo, zircão e opacos) e carbonatos, pré-existentes nos sedimentos, devam ter sido recristalizados durante a formação de  $S_1$ .

O segundo momento é intercinemático e se caracterizou pela recristalização de certos grãos de granulação média de granada e plagioclásio. Esses grãos de granada apresentam inclusões não orientadas, são contornados por  $S_2$  (figura 38) e desenvolvem-se sombras de pressão associadas a eles, indicando que esses cristais de granada são pré-cinemáticos em relação à essa foliação. Os grãos de plagioclásio exibem tanto inclusões que definem microdobramentos reliquiais (crenulações de  $S_1$ ), quanto inclusões helicíticas com disposições retilíneas e sigmoidais. Os microdobramentos de  $S_1$  representam, como já foi visto, um estágio inicial de processo de transposição de  $S_1$  que resultou em  $S_2$  e, caracterizam o caráter pré-cinemático desses cristais em relação a  $S_2$ . As inclusões retilíneas e sigmoidais devem corresponder a  $S_1$  ou a um estágio inicial de  $S_2$ .

O terceiro momento de recristalização (sin- $S_2$ ) ocorrido durante  $F_2$  é o mais expressivo e está amplamente registrado em todos os tipos litológicos da unidade. Relaciona-se temporalmente com a fase mais marcante de deformação e marca o clímax do metamorfismo. Nessa fase ( $F_2$ ) ocorreu uma intensa transposição de  $S_1$  acompanhada por recristalização em larga escala. Essa reorganização espacial dos minerais e sua recristalização levaram à formação de  $S_2$ . Nos mica-xistos da Formação Xambioá, além dos seus principais constituintes (quartzo, plagioclásio, biotita, muscovita, + epidoto + carbonato + microclina) e dos acessórios (turmalina, titanita, apatita, opacos e, muito raramente, cianita), cristalizam-se também nessa fase poiquiloblastos de granada (figura 39), plagioclásio e estaurolita (figura 40). Muitos desses fenoblastos exibem frequentemente inclusões que definem uma xistosidade interna ( $S_1$ ), cujo prolongamento para fora

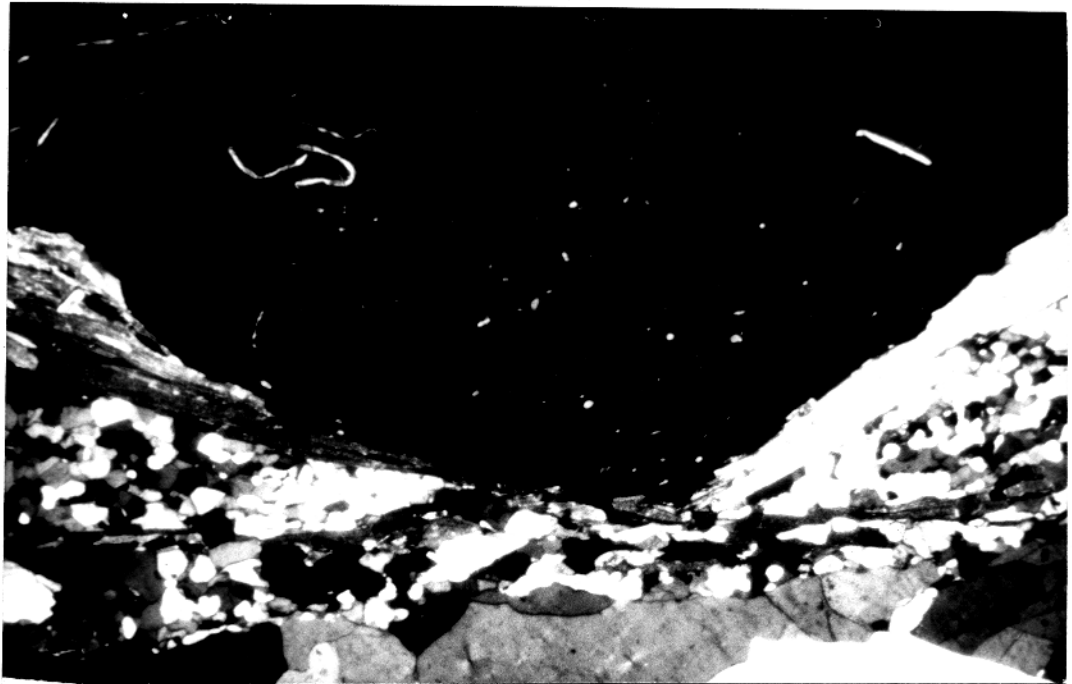


Figura 38 - Cristal de granulação média de granada, contornado pela xistosidade  $S_2$  e caracterizando o segundo momento de recristalização mineral (pré-cinemático a  $S_2$ ), nos mica-xistos da Formação Xambioá (L.P.). Região central da Serra das Cordilheiras, Goiás.

0 0,36mm

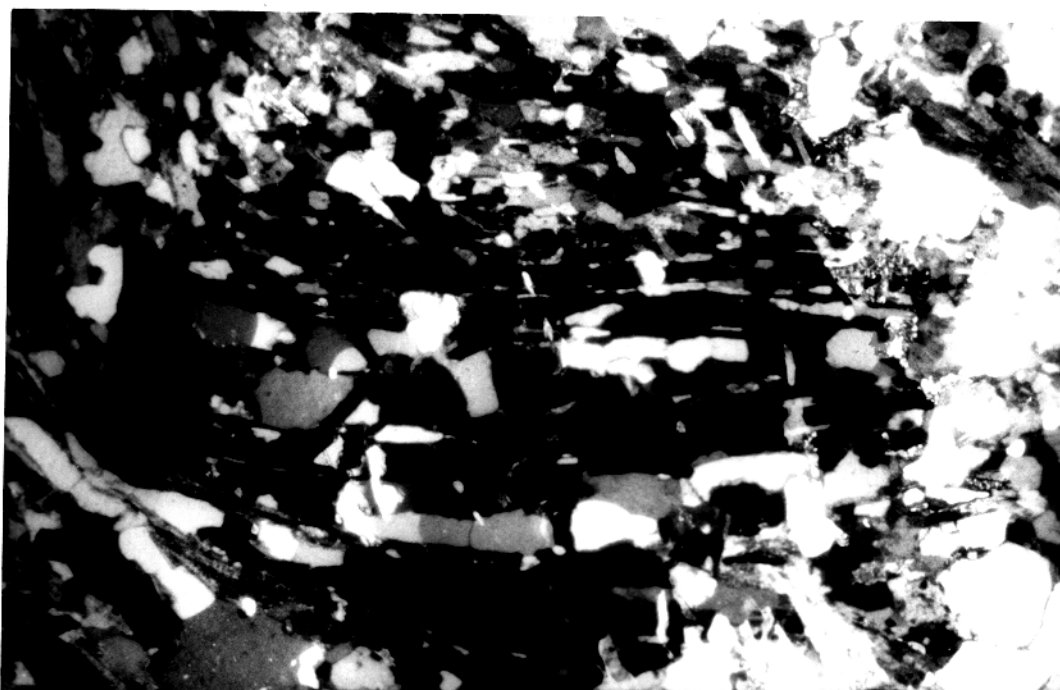


Figura 39 - Cristal de granulação média de granada, portando inclusões helicíticas sigmoidais, que correspondem à xistosidade externa  $S_2$  ( $S_i=S_e$ ) e caracterizando o terceiro momento de recristalização mineral (sin-cinematismo a  $S_2$ ), nos mica-xistos da Formação Xambioá (L.P.). Região central da serra das Cordilheiras, Goiás.

0 0,36 mm

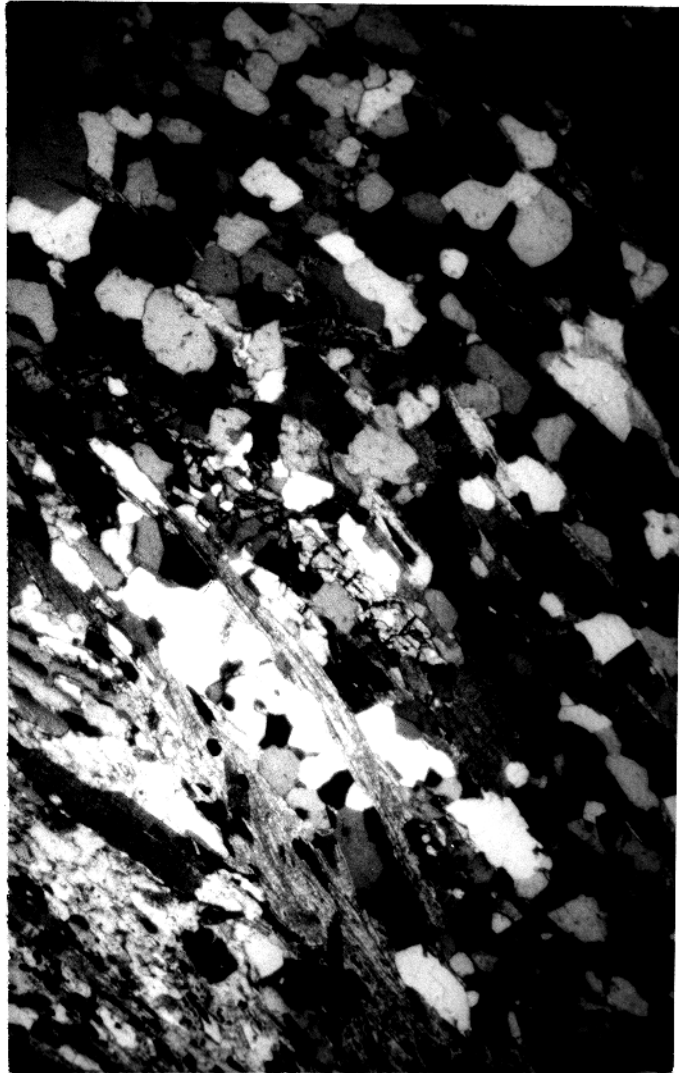


Figura 40 - No centro da fotomicrografia vê-se um cristal de granulação média de estaurolita, estirado paralelamente a  $S_2$  e portando uma foliação interna  $S_1 = S_e = S_2$ . Caracteriza o terceiro momento de recristalização mineral (sin-cinématico a  $S_2$ ) nos mica-xistos da Formação Xambioá (L.P.). Região central da serra das Cordilheiras, Goiás.

0 0,72mm

do cristal corresponde, em geral, à  $S_2$ . Essas inclusões de finem, por vezes, estruturas helicíticas, sigmoidais (conforme definido por Bard, 1980), indicativas da rotação dos cristais hospedeiros. Segundo Spry (1969) esse giro se dá em função do crescimento dos mesmos em um meio submetido a cisalhamento (relacionado, nesse caso, a  $F_2$ ), assumindo segundo Bard (1980), ao longo de uma deformação progressiva contínuas, as características de um "aplatissement rotationnel". De acordo com Carmichael (1969) e abundância geral de inclusões em minerais metamórficos que formam porfiroblastos tais como granada e estauroлита é função do caráter menos móvel dos íons de Al em relação, por exemplo, a Si, Fe, Mg, Mn, K e Ca. Assim, em meios que contém pouco Al (níveis quartzosos, por exemplo), esses minerais não podem formar cristais contínuos. Entretanto se no meio circundante dessa área o Al é abundante (níveis micáceos, por exemplo) esses cristais podem crescer englobando as áreas pobres em Al (grãos de quartzo, opacos, etc.), tornando-as inclusões. Nos mica-xistos da Formação Xambioá, constatou-se, de fato, uma associação preferencial dos porfiroblastos de granada e estauroлита, contendo inclusões, com os níveis micáceos.

O quartzo momento, tal como o segundo, é intercimático, sendo definido pela recristalização mimética de cristais de granulação média de granada. Os mesmos englobam inclusões, principalmente de quartzo e opacos, alinhadas de modo retilíneo e paralelas a  $S_2$ , indicando seu caráter pós-cinemático em relação a essa foliação. Esses cristais mostram-se, ainda, rotacionados, presumivelmente devido ao cisalhamento que levou à formação de  $S_3$ .

O quinto momento (sin- $S_3$ ) está representado pela recristalização de biotita, muscovita e clorita nos limbos diferenciados dos microdobramentos de crenulação e, muito provavelmente, de quartzo e plagioclásio (principalmente o primeiro pois ele costuma migrar em direção aos ápices dos microdobramentos (conforme consta em Vernon, 1976; Nicholson, 1966). Os limbos diferenciados definem  $S_3$  e os microdobramentos,  $D_3$ . A seguir, ocorre a recristalização de biotita, muscovita e clorita caracterizando uma migração de charneira de "Kink-bands" ("Kink-band boundary migration"; figura 35), relacionados com os microdobra

mentos de  $F_2$ , definindo a seguir arcos poligonais (figura 34). Esses, segundo Bard (1980), representam estruturas tipicamente pós-cinemáticas (nesse caso, pós-dobras  $D_3$ ). Além disso, dá-se a recristalização mimérica de granada, pois há cristais dessa englobando microdobramentos  $D_3$ . Essas observações corresponderiam ao sexto momento de recristalização (intercinemático).

Além desses seis momentos de recristalização mineral identificados e relacionados às três primeiras fases de deformação progressiva, ocorreu ainda recristalização de lamelas, geralmente bem desenvolvidas de biotita, muscovita e, subordinadamente clorita, discordantes com  $S_2$ . Esse fato deve, muito provavelmente, estar associada à fase  $F_4$  de deformação, uma vez que tais lamelas apresentam orientação paralelas aos traços axiais das ondulações E-W, desenvolvidas nos mica-xistos da Formação Xambioá. Devem, por conseguinte estar relacionadas aos esforços compressivos que geraram os falhamentos direcionais, evidenciados pelo lineamento NNW-SSE. Ademais, acompanhando, tanto esses falhamentos, quanto aqueles inversos (?), ocorreu recristalização mineral (muscovita, biotita, clorita), formando lineações minerais (paralelas às estrias) nos planos de falha dos mesmos.

UNIDADES	PERÍODOS	ARQUEANO	PRECAMBRIANO SUPERIOR		
			F <sub>1</sub>	F <sub>2</sub>	F <sub>3</sub>
FORMAÇÃO XAMBIOÁ	QUARTZO		---	---	---
	PLAGIOCLÁSIO		---	---	---
	BIOTITA		---	---	---
	MUSCOVITA		---	---	---
	EPIDOTO		---	---	---
	MICROCLINA		---	---	---
GRANADA			---	---	
ESTAURÓLITA			---	---	
CIANITA			---	---	
CLORITA			---	---	
TURMALINA			---	---	
APATITA			---	---	
TITANITA			---	---	
CARBONATO			---	---	
ZIRCÃO			---	---	
RUTILO(?)			---	---	
OPACOS			---	---	
	MOMENTO DE CRISTALIZAÇÃO		pré sin pós	pré sin pós	pré sin pós
	ESTRUTURA FORMADA.		S <sub>1</sub>	S <sub>2</sub>	S <sub>3</sub>
	ESTRUTURA DE FORMADA		S <sub>0</sub>	S <sub>1</sub>	S <sub>2</sub>
COMPLEXO COLMÉIA		F' <sub>1</sub>		F' <sub>2</sub>	
	QUARTZO	---		---	
	MICROCLINA	---		---	
	PLAGIOCLÁSIO	---		---	
	BIOTITA	---		---	
MUSCOVITA	---		---		
APATITA			---		
EPIDOTO			---		
ALLANITA			---		
TITANITA			---		
	MOMENTO DE RE CRISTALIZAÇÃO	pré sin pós		pré sin pós	
	ESTRUTURA FORMADA	S' <sub>1</sub>		BANDAMENTO 2 e S' <sub>2</sub>	
	ESTRUTURA DE FORMADA	BANDAMENTO 1		BANDAMENTO 1 e S' <sub>1</sub>	

Figura 41 - Síntese das fases de cristalização dos minerais em relação às fases de deformação. Gnaisses trondhjêmíticos do Complexo Colméia e mica-xistos da Formação Xambioá da região central da serra das Cordilheiras, Goiás.

## 7 QUIMISMO

Para melhor caracterização química e petrológica dos diferentes tipos litológicos aflorantes na área estudada, foram analisadas cinquenta e uma amostras representativas das várias unidades pré-cambrianas. Essas amostras foram selecionadas com base nos estudos petrográficos e buscou-se a representatividade na área mapeada. Os micaxistos da Formação Xambioá, por sua ampla distribuição e pelo seu interesse petrológico, e o Complexo Colméia, por não se dispor de análises químicas na sua área tipo, foram estudados em maior detalhe. Foram também analisados os anfibolitos - tanto aqueles associados ao Complexo Colméia, quanto os ocorrentes nos domínios da Formação Xambioá -, as rochas ultrabásicas metamorfisadas, uma amostra de muscovita-quartzo-xistos e outra de quartzitos grafitosos da Formação Morro do Campo e, finalmente, a rocha alcali-alumino-magnesiana.

### 7.1 Complexo Colméia

Analisaram-se vinte amostras dessa unidade determinando-se os teores dos elementos maiores em rocha total e de alguns traços (Rb, Sr e Zr). Dentre as amostras analisadas, onze correspondem a gnaisses trondhjemiticos e suas variações petrográficas (cinco amostras de gnaisses trondhjemiticos típicos; duas a cada uma de suas variações lentas máficas, bandas máficas e bandas félsicas), duas a gnaisses graníticos, quatro a veios quartzo-feldspáticos, duas a anfibolitos e uma a rocha alcali-alumínio-magnesiana.

Além disso procurou-se, para adotar uma terminologia adequada, confrontar as características químicas dos gnaisses estudados com aquelas sugeridas por Barker (1979) para a definição de trondhjemitos. Tal autor considera adequada a definição petrográfica proposta por Streckeisen (1976) e sugere a sua adoção. Quanto as características químicas observa-se na figura 42 que a composição média dos gnaisses da área em estudo é concorde em todos os aspectos com a definição proposta, podendo ser, portanto, classificados como trondhjemitos com alta alumina.

	DEFINIÇÃO DE TRONDHJEMITO SEGUNDO BARKER (1979, p.3)	GNAISSES DA REGIÃO CENTRAL DA SERRA DAS CORDILHEIRAS
SiO <sub>2</sub>	>68%, Geralmente <75%	71,00%
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	>15% ——— 70% SiO <sub>2</sub> <14% ——— 75% SiO <sub>2</sub>	15,50%
Fe + MgO	×3,4%	1,87%
FeO/MgO	×2,0 - 3,0%	2,71%
CaO	1,5% - 3,0%	1,93%
Na <sub>2</sub> O	4,0% - 5,5%	4,81%
K <sub>2</sub> O	<2,5%, e tipicamente < 2	1,95%

Figura 42 - Comparação do quimismo dos gnaisses trondhemiticos (Composição médias) da região central da serra das Cordilheiras com a definição de trondhemiticos de Barker(1979).

### 7.1.1 Gnaisses e Veios Quatzo-Feldspáticos

As composições químicas dos gnaisses trondhjemíticos (tabela 3) revelaram-se mais uniformes do que se poderia esperar levando em conta a heterogeneidade petrográfica do conjunto das amostras. Apresentam teores de sílica muito elevados (considerando que são rochas granitóides pobres em feldspato potássico); baixos teores dos óxidos associados aos minerais ferromagnesianos ( $\text{TiO}_2$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}$ ,  $\text{MnO}$  e  $\text{MgO}$ ), mostrando que a rocha não é rica em fases máficas; teores de  $\text{Al}_2\text{O}_3$  relativamente altos, considerando os teores em  $\text{SiO}_2$ ; teores relativamente baixos de  $\text{CaO}$  e altos de  $\text{Na}_2\text{O}$  para rochas essencialmente à base de plagioclásio (tabela 1), demonstrando o caráter sódico do mesmo; e teores baixos de  $\text{K}_2\text{O}$ . Tomando-se como referência a composição química média dos gnaisses trondhjemíticos (tabela 3), observa-se que nas bandas félsicas há um ligeiro aumento da sílica e  $\text{CaO}$  (esse de difícil explicação), compensado pela diminuição dos conteúdos de  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$  e  $\text{MgO}$ , enquanto que  $\text{Na}_2\text{O}$  e  $\text{K}_2\text{O}$  não variam muito. Com relação às bandas e lentes máficas, dá-se uma variação geralmente em sentido inverso, sendo as diferenças em relação aos gnaisses menos marcantes nas bandas máficas e muito acentuadas nas lentes máficas. Percebe-se a diminuição de  $\text{SiO}_2$  e aumento consideráveis nas percentagens de  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{MnO}$  e  $\text{MgO}$ , que refletem certamente o enriquecimento notável em biotita dessas porções mais máficas dos gnaisses trondhjemíticos. Os teores de  $\text{CaO}$  também aumentam de modo expressivo (coerentemente com a composição mais cálcica do plagioclásio nas porções ricas em máficos). Ocorre o mesmo com os teores de  $\text{P}_2\text{O}_5$  que aumentam em função de pequenas elevações nas concentrações de apatita nas porções mais ricas em máficos. As variações dos teores de  $\text{Na}_2\text{O}$  e  $\text{K}_2\text{O}$  não parecem muito significativas. Entretanto, de acordo com a tabela 1, parece contraditório que paralelamente ao decréscimo da concentração de plagioclásio ocorra um ligeiro aumento de  $\text{Na}_2\text{O}$  (no sentido dos termos mais máficos dos gnaisses trondhjemíticos). Esse fato pode ter ocorrido fundamentalmente devido os dados constantes na tabela 1 não serem estatisticamente representativos (como já foi salientado), servindo apenas para dar uma ordem de grandeza. Levando-se em conta tal hipótese, a pequena variação dos teores de  $\text{Na}_2\text{O}$  (tabela 3) não seria estranhável. De outro forma torna

Tabela 3 - Composições químicas em rocha total dos gnaisses trondhjêmíticos do Complexo Colméia e das suas variações petrográficas (óxidos dos elementos maiores em %; Rb, Sr e Zr em ppm; K em %). Região central da serra das Cordilheiras. 60.

Variedades	LENTES MÁFICAS			BANDAS MÁFICAS			GNAISSES TRONDHJÊMÍTICOS									"NORMAIS"	
	F/N/48W			F/N/30BM			F/N/30C			F/N/48PG			F/N/150				MÉDIA
	1	2	MÉDIA	3	4	MÉDIA	5	6	7	8	9	MÉDIA					
SiO <sub>2</sub>	56,70	63,00	59,81	67,60	67,70	67,65	68,50	69,70	71,40	71,90	72,60	71,00					
TiO <sub>2</sub>	1,17	0,81	0,99	0,48	0,34	0,41	0,28	0,38	0,24	0,24	0,19	0,26					
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18,90	17,20	18,00	16,20	16,40	16,30	16,20	16,30	14,80	15,50	14,80	15,50					
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,46	1,48	2,47	0,91	*	*	1,25	1,21	0,57	0,59	0,60	0,84					
FeO	3,44	3,01	3,22	2,58	2,72	3,10	0,87	1,59	1,15	1,16	0,72	1,03					
MnO	0,09	0,05	0,07	0,04	0,04	0,04	0,02	0,03	0,02	0,03	0,02	0,02					
MgO	2,25	1,26	1,75	1,77	0,81	1,29	0,65	0,75	0,68	0,65	0,74	0,69					
CaO	3,27	3,24	3,25	2,79	2,54	2,66	1,94	2,27	2,19	1,74	1,54	1,93					
Na <sub>2</sub> O	5,37	4,92	5,14	4,56	4,80	4,68	4,68	4,66	5,06	4,73	4,92	4,81					
K <sub>2</sub> O	1,98	2,14	2,06	1,90	2,27	2,08	2,75	2,22	1,81	1,45	1,47	1,95					
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,41	0,32	0,36	0,14	0,12	0,13	0,20	0,13	0,09	0,07	0,05	0,10					
P.F.	2,02	1,11	1,56	0,36	0,47	0,41	0,72	0,86	0,55	0,55	0,93	0,72					
TOTAL	99,87	98,40	98,68	99,43	98,42	98,75	99,33	100,10	98,56	98,51	98,58	98,85					
Rb	191	96	143,5	93	78	85,5	78	77	64	53	48	64					
Sr	423	643	548	400	447	423,5	507	343	340	358	269	363					
Zr	236	216	226	154	138	146	142	193	119	118	98	139					
K	1,60	1,80	1,70	1,60	1,90	1,70	2,30	1,80	1,50	1,20	1,20	1,60					
Rb/Sr	0,45	0,15	0,25	0,23	0,17	0,20	0,15	0,22	0,19	0,15	0,18	0,17					
K/Rb	85,60	185	118	169,6	241,6	202	292,7	239,3	234,8	277,1	254,2	252					

\* Ferro Total = Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>

Continuação - Tabela 3

VARIETADES	BÂNDAS FÉLSICAS		Média
	F/N/30BF	F/N/30N <sub>1</sub> M	
SiO <sub>2</sub>	73,10	73,50	73,30
TiO <sub>2</sub>	0,22	0,07	0,14
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,50	16,00	15,20
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,77	0,07	0,42
FeO	0,57	0,57	0,57
MnO	0,01	0,01	0,01
MgO	0,12	0,20	0,16
CaO	2,85	2,44	2,64
Na <sub>2</sub> O	4,10	4,71	4,40
K <sub>2</sub> O	1,92	2,14	2,03
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,08	0,04	0,06
P.F.	0,41	0,38	0,39
TOTAL	98,65	100,13	99,22
Rb	39	42	40,5
Sr	520	451	485,5
Zr	169	92	130,5
K	1,60	1,60	1,70
Rb/Sr	0,08	0,09	0,08
K/Rb	408,7	423	416

Tabela 4 - Composições químicas em rocha total dos gnaisses graníticos, veios quartzo-feldspáticos e rocha alcali-alumino-magnésiana do Complexo Colméia (óxido dos elementos maiores em %; Rb, Sr e Zr em ppm; K em %). Região central da serra das Cordilheiras.G0.

VARIETADES	GNAISSES GRANÍTICOS			VEIOS QUARTZO - FELDSPÁTICOS					ALC-AL-MAG	
	F/N/48	F/N/30	MÉDIA	F/N/30N1F	F/N/48N2G	F/N/48N3G	F/N/48N1G	MÉDIA		F/N/48†
	12	13		14	15	16	17			18
SiO <sub>2</sub>	72,00	75,90	73,95	72,50	75,30	75,70	79,40	75,73	38,40	
TiO <sub>2</sub>	0,26	0,09	0,17	0,02	0,04	0,01	0,04	0,02	0,17	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,40	14,40	14,90	15,50	13,70	14,10	12,30	13,90	32,50	
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,50	0,18	0,34	*	*	*	*	*	1,24	
FeO	1,36	0,57	0,96	0,17	0,39	0,06	0,27	0,22	0,90	
MnO	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,03	
MgO	0,75	0,23	0,49	0,10	0,10	0,02	0,04	0,06	20,18	
CaO	1,38	1,41	1,39	0,57	0,18	0,14	0,30	0,29	0,03	
Na <sub>2</sub> O	4,75	3,60	4,17	2,00	1,68	1,18	1,90	1,69	0,01	
K <sub>2</sub> O	3,06	3,60	3,33	8,05	7,31	8,86	5,78	7,50	6,81	
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,10	0,03	0,02	0,03	0,02	0,20	0,03	0,07	0,01	
P.F.	0,35	0,45	0,40	0,28	0,67	0,47	0,67	0,52	3,93	
TOTAL	99,93	100,47	100,13	99,26	99,40	100,57	100,74	100,01	102,44	
Rb	79	72	73,5	127	182	168	142	154,5	232	
Sr	292	430	361	411	217	297	105	257,5	19	
Zr	189	78	133,5	54	30	37	56	44,2	81	
K	2,54	2,98	2,76	6,68	6,06	7,35	4,79	6,22	5,65	
Rb/Sr	0,27	0,17	0,21	0,31	0,84	0,56	1,35	0,60	12,2	
K/Rb	321,5	415	366	526	333	437,7	337,9	403	243,6	

\* Ferro Total = Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>

Tabela 5 - Normas C.I.P.W. (em %) dos gnaisses trondhjêmíticos do Complexo Colméia e das suas variações petrográficas. Região central da Serra das Cordilheiras, GO.

VARIETADES	LENTES MÁFICAS		BANDAS MÁFICAS				GNAISSES TRONDHJÊMÍTICOS					BANDAS FÉLSICAS		
	F/N/48W	F/N/48RM	F/N/30BM	F/N/30BMG	F/N/147	F/N/30C	F/N/48PG	F/N/150	F/N/149	F/N/30BF	F/N/30N <sub>1</sub> M			
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11			
QUARTZO	4,89	17,94	24,45	25,48	27,56	28,11	29,57	34,42	34,65	36,48	32,16			
CORINDON	2,12	1,91	1,95	1,78	2,53	2,45	0,82	3,15	2,51	0,70	1,60			
ORTOCLÁSIO	16,85	12,03	11,32	13,70	16,53	13,21	10,91	8,75	8,89	11,54	12,60			
ALBITA	46,44	42,80	38,91	41,48	40,27	39,70	43,66	40,85	42,62	35,30	39,96			
ANORTITA	13,80	14,38	13,04	12,07	8,46	10,48	10,48	8,34	7,49	13,85	11,87			
HYPERSTÊNIO	7,46	6,38	5,78	4,66	1,79	3,24	2,04	2,98	2,45	0,37	1,39			
MAGNETITA	5,13	2,21	1,33	0,52	1,84	1,77	0,84	0,87	0,89	1,14	0,10			
ILMENITA	2,27	1,58	0,92	0,07	0,54	0,73	0,46	0,47	0,37	0,43	0,13			
APATITA	0,99	0,78	0,33	0,29	0,48	0,31	0,22	0,17	0,12	0,19	0,10			
Ab/Or	2,76	3,56	3,44	3,03	2,44	3,00	4,00	4,67	4,80	3,06	3,15			

se difícil uma explicação. No que se refere as variações dos teores de  $K_2O$  pode-se relacioná-las fundamentalmente à diminuições nas concentrações de microclina.

As composições químicas das amostras de gnaisses graníticos analisadas constam da tabela 4. A sua composição média não difere muito daquela das bandas félsicas associadas aos gnaisses trondhjemiticos. Constata-se, comparando-se, um contraste mais acentuado nas percentagens de  $CaO$  e  $K_2O$ , que devem refletir o aumento acentuado nos teores de microclina nos gnaisses graníticos e o conseqüente decréscimo dos de plagioclásio. Os baixos teores dos óxidos contidos essencialmente nos minerais ferromagnesianos traduzem a escassez desses nos gnaisses graníticos.

Os veios quartzo-feldspáticos (tabela 4) apresentam, comparativamente aos gnaisses trondhjemiticos e gnaisses graníticos, valores médios de  $SiO_2$  mais elevados e mais baixos de  $Al_2O_3$ . Há, no entanto, em amostras isoladas, superposições nos teores desses óxidos nos gnaisses graníticos e veios quartzo-feldspáticos. Os óxidos contidos essencialmente nos minerais ferromagnesianos ( $TiO_2$ ,  $FeO+Fe_2O_3$ ,  $MnO$  e  $MgO$ ) apresentam sempre concentrações extremamente baixas (bem inferiores inclusive àquelas dos gnaisses graníticos), sendo que o  $FeO$ , devido seu baixo teor, não foi dectado pelo método utilizado para a sua determinação (permanganatometria), daí o ferro estar expresso sob a forma de ferro total (o mesmo ocorreu na amostra F/N30BMG; banda máfica). As concentrações de  $CaO$  e  $Na_2O$  são muito baixos, contrastando vivamente com àquelas dos gnaisses graníticos e trondhjemiticos, e traduzindo, certamente, a diminuição acentuada do conteúdo de plagioclásio nos veios quartzo-feldspáticos. As concentrações de  $K_2O$  nessas rochas são, por sua vez, excepcionalmente altas, refletindo o grande aumento dos teores de microclina, que se torna aí o feldspato amplamente dominante (tabela 2).

Nas normas C.I.P.W. dos gnaisses trondhjemiticos e das suas variações petrográficas (tabela 5) merecem destaque; a presença constante de coríndon, indicando uma supersaturação em  $Al_2O_3$  em relação ao conteúdo em álcalis+ $CaO$ ; os teores relativa-

mente elevados de quartzo nos gnaisses trondhjemíticos e bandas félsicas e sua diminuição sistemática no sentido das lentes máfi cas; as percentagens elevadas de albita e altas razões albitas / ortoclásio, evidenciando a natureza sódica do plagioclásio, bem como a sua abundância e a escassez de feldspato potássico; os teores apreciáveis de anortita que tendem a aumentar, a partir dos gnaisses trondhjemíticos, tanto no sentido das lentes máfi cas, quando das bandas félsicas (um pouco surpreendentemente); e os baixos teores em constituintes máficos nas bandas félsicas e gnaisses trondhjemíticos e o seu aumento no sentido das lentes máficas, coerentemente com as observações petrográficas.

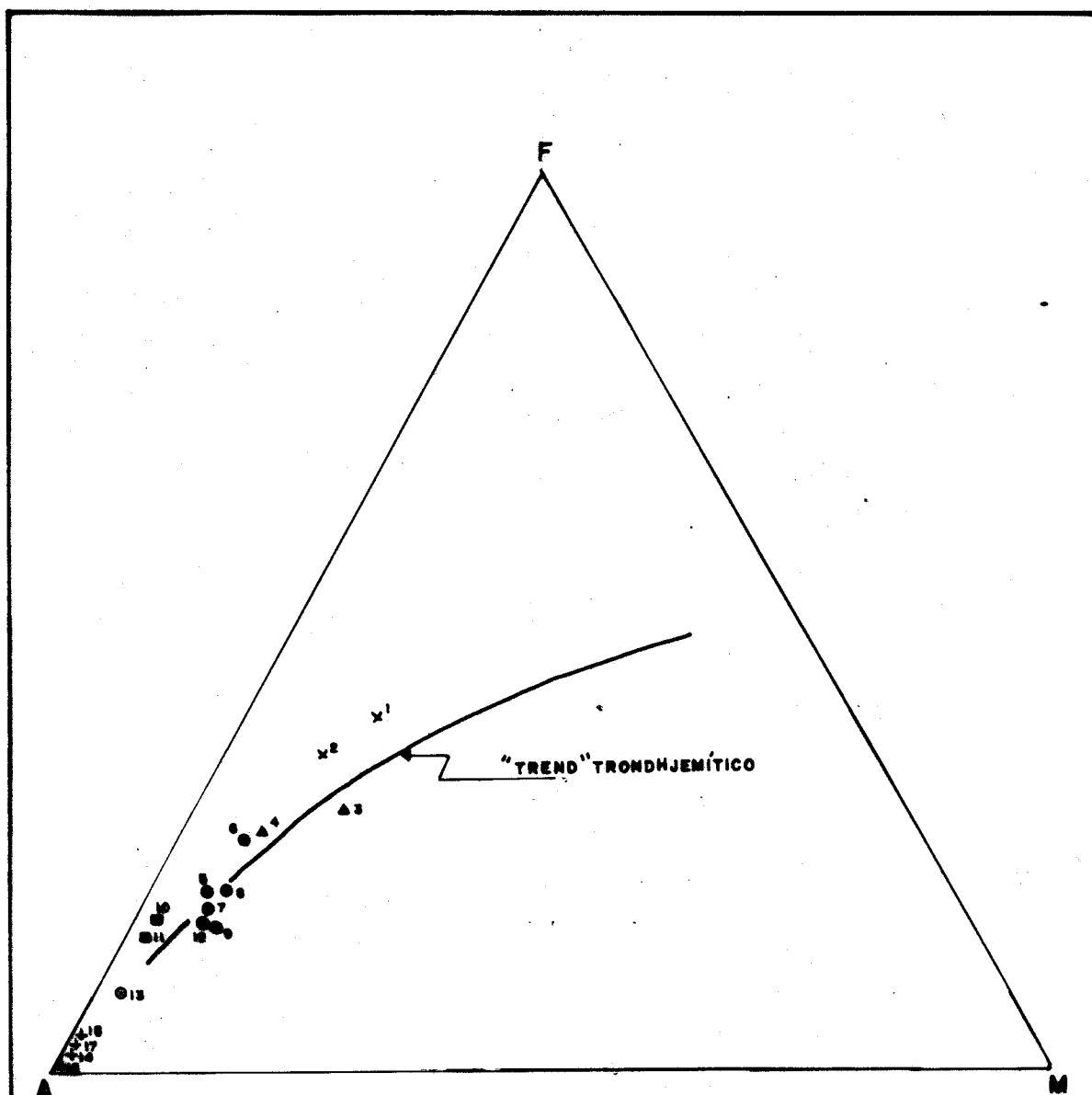
Os gnaisses graníticos (tabela 6) diferem das ban das félsicas e gnaisses trondhjemíticos, sobretudo, por apresen tarem concentrações mais elevadas de ortoclásio normativo e ra zões Ab/Or mais baixas, traduzindo principalmente o aumento de microclina modal nos primeiros. Outra diferença expressiva é revelada pela anortita, cujas percentagens nos gnaisses graníti cos são muito baixas, em função do menor teor de plagioclásio nos mesmos. As concentrações dos minerais máficos normativos são também baixas, embora não se afastem muito daquelas das bandas félsicas.

Os veios quartzo-feldspáticos distinguem-se dos gnaisses trondhjemíticos e graníticos pelas elevadas concentra ções de ortoclásio normativo e pelas baixas razões Ab/Or dos primeiros, decorrentes dos seus elevados teores de microclina mo dal (tabela 2); pelas baixas percentagens de anortita normativa nas amostras dos veios em função do decréscimo do seu conteúdo de plagioclásio modal; pela diminuição também nas amostras dos veios, dos teores dos minerais máficos normativos, que traduz o caráter essencialmente leucocrático dos mesmos.

As projeções das composições dos diversos tipos litológicos - gnaisses trondhjemíticos e suas variações petrográ ficas, gnaisses graníticos e veios quartzo-feldspáticos - em dia grama AFM (figura 43) definem um nítido "trend" de diferenciação composicional relacionando os diversos grupos, indo das lentes máficas para os veios quartzo-feldspáticos, sentido em que se verifica o decréscimo de  $Fe_2O_3 + FeO$  e  $MgO$  e dos álcalis ( $Na_2O + K_2O$ ).

Tabela 6 - Normas C.I.P.W (em %) dos gnaisses graníticos e veios quartzo-feldespáticos do Complexo Colméia. Região central da Serra das Cordeiras, GO.

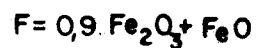
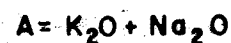
VARIETADES AMOSTRAS	GNAISSES GRANÍTICOS		VEIOS				
	F/N/48 12	F/N/30 13	F/N/30M <sub>1</sub> F 14	F/N/48N <sub>2</sub> G 15	F/N/48N <sub>3</sub> G 16	F/N/48N <sub>4</sub> G 17	
QUARTZO	28,23	37,53	29,08	37,51	34,79	45,32	
CORINDON	1,96	2,08	2,55	2,74	2,60	2,46	
ORTOCLÁSIO	18,17	21,28	48,06	43,76	52,24	34,13	
ALBITA	40,38	30,47	17,10	14,40	9,96	16,06	
ANORTITA	6,22	6,60	2,66	0,77	-	1,29	
HYPERSTÊNIO	3,58	1,34	0,32	0,40	0,08	0,19	
MAGNETITA	0,73	0,26	0,12	0,29	0,04	0,20	
ILMENITA	0,50	0,17	0,04	0,08	0,02	0,08	
APATITA	0,24	0,07	0,07	0,05	0,25	0,07	
Ab/Or	2,22	1,43	0,36	0,33	0,19	0,47	



**Figura 43** - Diagrama triangular AFM mostrando as variações composicionais de gnaisses trondhjemíticos e suas variações petrográficas, de gnaisses graníticos e de veios quartzo-feldspáticos do Complexo Colméia, Região central da serra das Cordilheiras, Goiás. "Trend" trondhjemítico segundo Barker e Arth (1976).

#### CONVENÇÕES

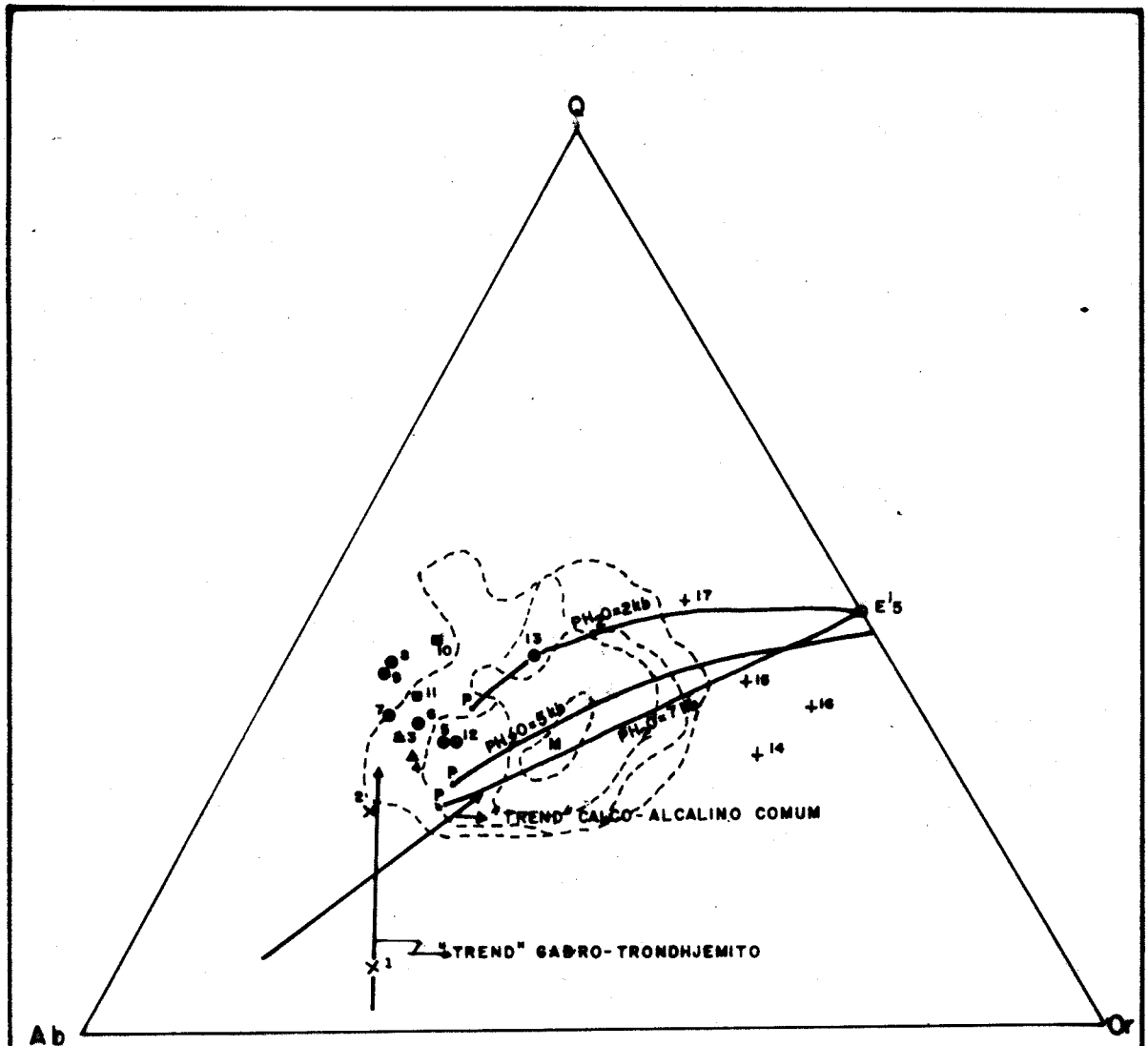
- x Lentes máficas
- ▲ Bandas máficas
- Gnaisses trondhjemíticos
- Bandas félsicas
- ⊙ Gnaisses graníticos
- + Veios quartzo-feldspáticos



As diferenças petrográficas observadas no grupo dos gnaisses trondhjêmíticos (lentes máficas, bandas máficas e bandas félsicas) revelaram-se bastante nítidas, acompanhando o "trend" trondhjêmítico normal (conforme Barker e Arth, 1976). Os três grandes grupos petrográficos se separam claramente, no diagrama, embora uma das amostras dos gnaisses graníticos, tenda a se aproximar daquelas de gnaisses trondhjêmíticos. As composições dos veios quartzo-feldspáticos e das lentes máficas confirmam as características extremas em termos de seus conteúdos em minerais félsicos e máficos, respectivamente. A distribuição do conjunto das amostras nessa diagrama é muito próxima daquela dos gnaisses Uivak I e dos diques pegmatíticos pré-Saglek, que ocorrem na área Saglek no Labrador (Collerson e Bridgwater, 1979, figura 16).

No diagrama Qz-Ab-Or (figura 44) observa-se uma clara separação entre os três grandes grupos petrográficos em função principalmente das diferenças acentuadas nas suas razões Ab/Or, decrescentes dos gnaisses trondhjêmíticos para os veios quartzo-feldspáticos. Entre as amostras do grupo dos gnaisses trondhjêmíticos, observa-se, com certa nitidez, um "trend" de variação composicional no sentido das lentes máficas para as bandas félsicas, devido fundamentalmente às variações nos teores de quartzo que crescem no mesmo sentido. Esse "trend" é mais ou menos coincidente com aquele definido como "trend" gabro-trondhjêmítico por Barker e Arth (1976). Percebe-se, ainda, que, tanto as amostras de gnaisses trondhjêmíticos e de suas variações petrográficas, quanto aquelas de veios quartzo-feldspáticos fogem do centro do diagrama, onde se tem o máximo de frequência das rochas graníticas (Tuttle e Bowen, 1958; Winkler, 1977). Os primeiros em função de suas elevadas razões Ab/Or, situam-se na borda do campo de menor concentração assinalado no diagrama ou adjacentes a ele. Já os veios quartzo-feldspáticos têm razões Ab/Or muito baixas e situam-se fora dos campos de concentrações indicados e do lado oposto no diagrama. Os gnaisses graníticos situam-se mais próximos do máximo para os granitos.

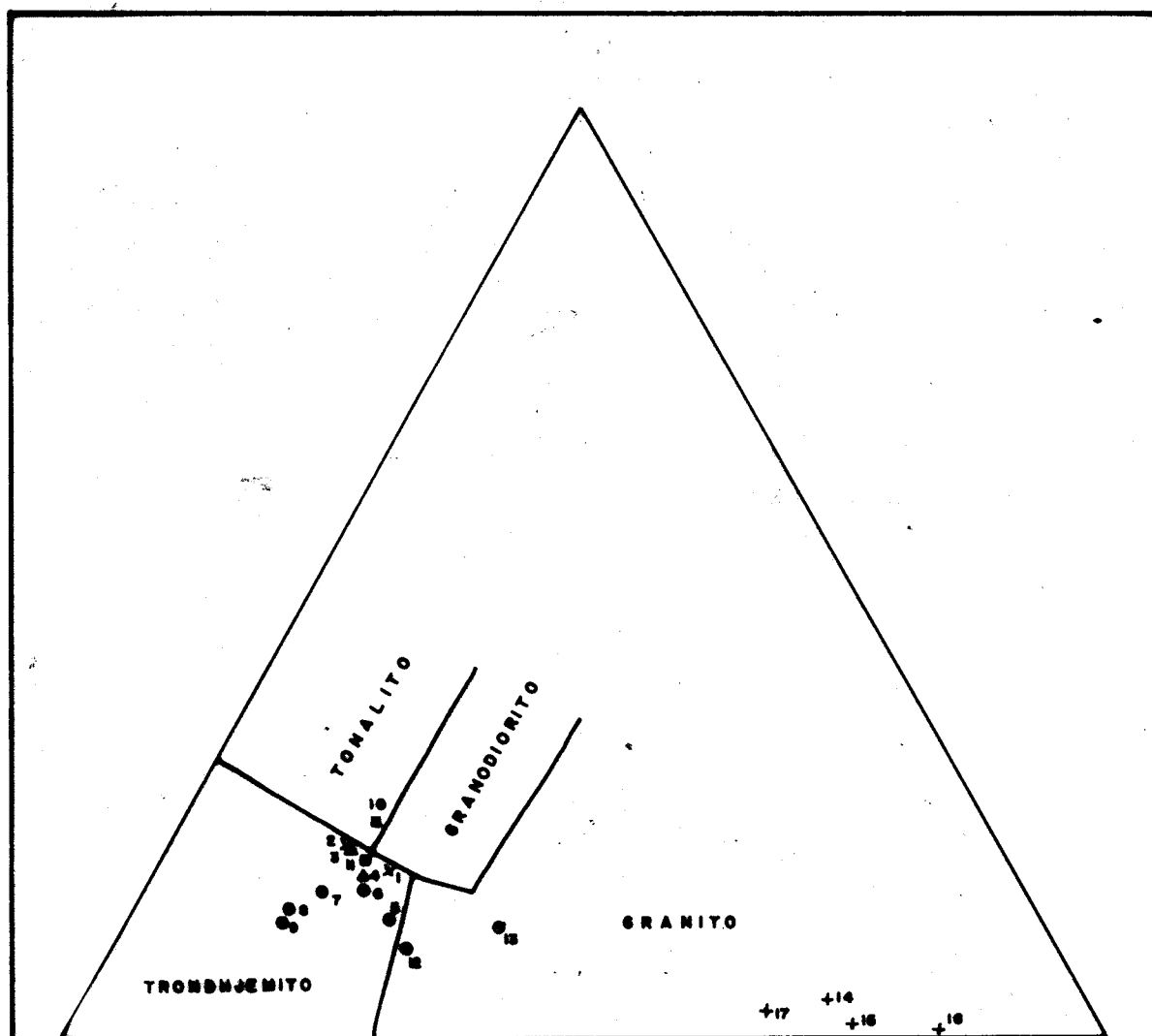
No diagrama Ab-An-Or (figura 45), onde foram lançados os campos das rochas granitoides propostos por Barker (1979), a partir da modificação dos limites composicionais definidos por O'Connor (1965), os pontos representativos das amostras dos



**Figura 44**-Diagrama normativo Qz-Ab-Or mostrando a variação composicional das rochas gnáissicas e veios quartzo-feldspáticos do Complexo Colmeia, região central da serra das Cordilheiras, Goiás. As linhas cotéticas isobáricas P-E'5 de 2, 5 e 7 kb de pressão de vapor d'água foram compiladas de Winkler (1977). "Trend" calco-alcálico e trondhjemítico segundo Barker e Arth (1976). As linhas tracejadas indicam a distribuição de frequência de rochas graníticas e o campo que envolve M é o máximo de frequência (de acordo com Winkler, 1977).

### CONVENÇÕES

- × Lentas máficas
- ▲ Bandas máficas
- Gnaisses trondhemiticos
- Bandas felsicas
- ⊙ Gnaisses graníticos
- + Veios quartzo-feldspáticos



**Figura 45** - Diagrama normativo Ab-An-Or mostrando as variações composicionais dos gnaisses thondhjemiticos e suas variações petrográficas, gnaisses graníticos e veios quartzo-feldspáticos do Complexo Colmeia, Região central da serra das Cordilheiras, Goiás. Os limites dos campos composicionais foram sugeridos por Barker (1979) a partir de O'Connor (1965).

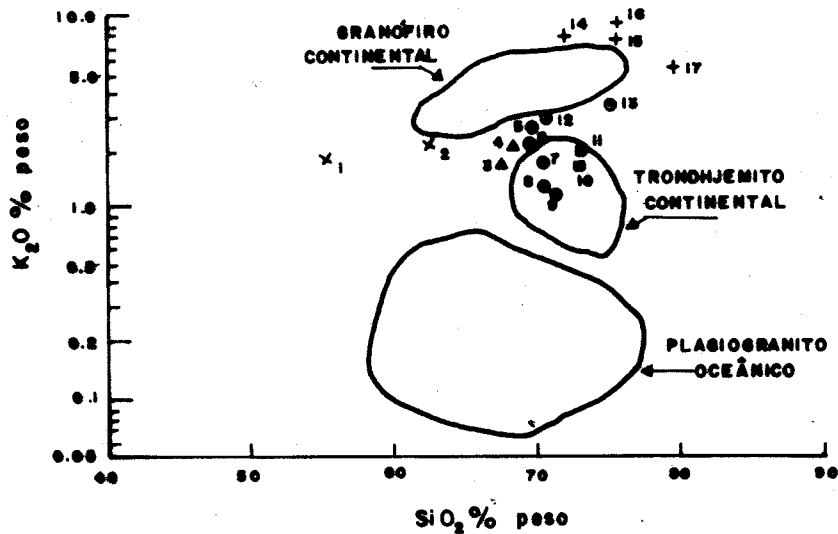
### CONVENÇÕES

- × Lentes máficas
- ▲ Bandas máficas
- Gnaisses trondhjemiticos
- Bandas félsicas
- Gnaisses graníticos
- + Veios quartzo-feldspáticos

três grandes grupos petrográficos apresentam uma separação bem nítida embora uma das amostras dos gnaisses graníticos(12), este já bastante próxima do campo dos trondhjemíticos. Os gnaisses graníticos e os veios quartzo-feldspáticos situam-se no campo correspondente aos granitos, embora os primeiros se aproximem dos campos dos granodioritos e trondhjemitos e os últimos do vértice Or do diagrama. As amostras de gnaisses trondhjemíticos e de suas variações petrográficas concentram-se no campo dos trondhjemíticos, com uma única amostra(10) caindo no campo dos tonalitos. No conjunto, os três grupos definem um "trend" que vai dos veios quartzo-feldspáticos, próximo ao vértice do ortoclásio, até os gnaisses trondhjemíticos e suas variações petrográficas, havendo, no sentido indicado, aumento da razão Ab/Or e, paralelamente, de An.

No diagrama  $K_2O-SiO_2$  (figura 46), a maioria dos pontos representativos dos gnaisses trondhjemíticos e das suas variações petrográficas situa-se no campo dos trondhjemitos continentais ou próximo a ele. A sua distribuição coincide com aquela dos gnaisses Uivak I (Collerson e Bridgwater, 1979, figura 18), embora esses se concentrem em maior número entre os campos dos trondhjemitos continentais e o dos granófiros continentais. As lentes máficas situam-se no diagrama em posição similar a ocupada pelos Gnaisses Uivak II com 50 a 60% de  $SiO_2$  (também conforme Collerson e Bridgwater, 1979, figura 18). Os gnaisses graníticos têm disposição no diagrama próximo a dos gnaisses trondhjemíticos, enquanto que os veios quartzo-feldspáticos estão vizinhos do campo dos granófiros continentais e dos diques pegmatíticos pré-Saglek (Collerson e Bridgwater, 1979, figura 18).

Nas tabelas 3 e 4 são apresentadas as concentrações de alguns elementos traços (Rb, Sr e Zr), assim como os valores das razões Rb/Sr e K/Rb das amostras dos três grandes grupos petrográficos caracterizados no Complexo Colméia. Observa-se que os teores médios de Rb são, de um modo geral, baixos. Nos gnaisses trondhjemíticos e suas variações petrográficas, observa-se uma diminuição sistemática no sentido das lentes máficas para as bandas félsicas, acontecendo o mesmo com os valores médios de Zr. Os teores de Sr, por sua vez, aumentam a partir dos gnaisses trondhjemíticos tanto no sentido das lentes máficas, quanto



**Figura 46**—Diagrama semi-log K<sub>2</sub>O-SiO<sub>2</sub> mostrando as variações composicionais das rochas gnáissicas e veios quartzo-feldspáticos do Complexo Colmeia, região central da serra das Cordilheiras, Goiás. Campos sinalados segundo Coleman e Peterman (1975).

### CONVENÇÕES

- × Lentes máficas
- ▲ Bandas máficas
- Gnáisses trondhjemiticos
- Bandas félsicas
- ⊙ Gnáisses graníticos
- + Veios quartzo-feldspáticos

das bandas félsicas. De acordo com Taylor(1965), o Rb está intimamente relacionado ao K e, segundo Hanson(1978), é retido principalmente por biotita e feldspato potássico, podendo no caso das rochas do Complexo Colméia estar associada à microclina e à biotita. As variações nos teores de Rb nas mesmas parecem, no entanto, ligadas fundamentalmente às variações no conteúdo de biotita, pois a microclina aumenta, de modo geral, no sentido em que o Rb diminui, não havendo uma correlação direta entre as concentrações de K e Rb. O Sr aumenta a partir dos gnaisses trondhjêmíticos tanto no sentido das lentes máficas, quanto das bandas félsicas sendo, porém, suas maiores concentrações nas primeiras. O Sr tem grande afinidade com Ca e K, concentrando-se sobretudo no plagioclásio e na microclina, embora também ocorra na biotita. A sua distribuição nesses gnaisses parece controlada essencialmente pelo plagioclásio, embora o maior teor de Sr nas bandas félsicas, possa refletir uma certa influência da microclina. As variações dos teores de Zr, por seu turno, estão, ao que tudo indica, diretamente relacionadas com o conteúdo de minerais máficos de cada variedade, pois ambos decrescem paralelamente. Como não foi determinado o zircão nessas rochas, é difícil definir o(s) mineral(is) hospedeiro(s) do Zr.

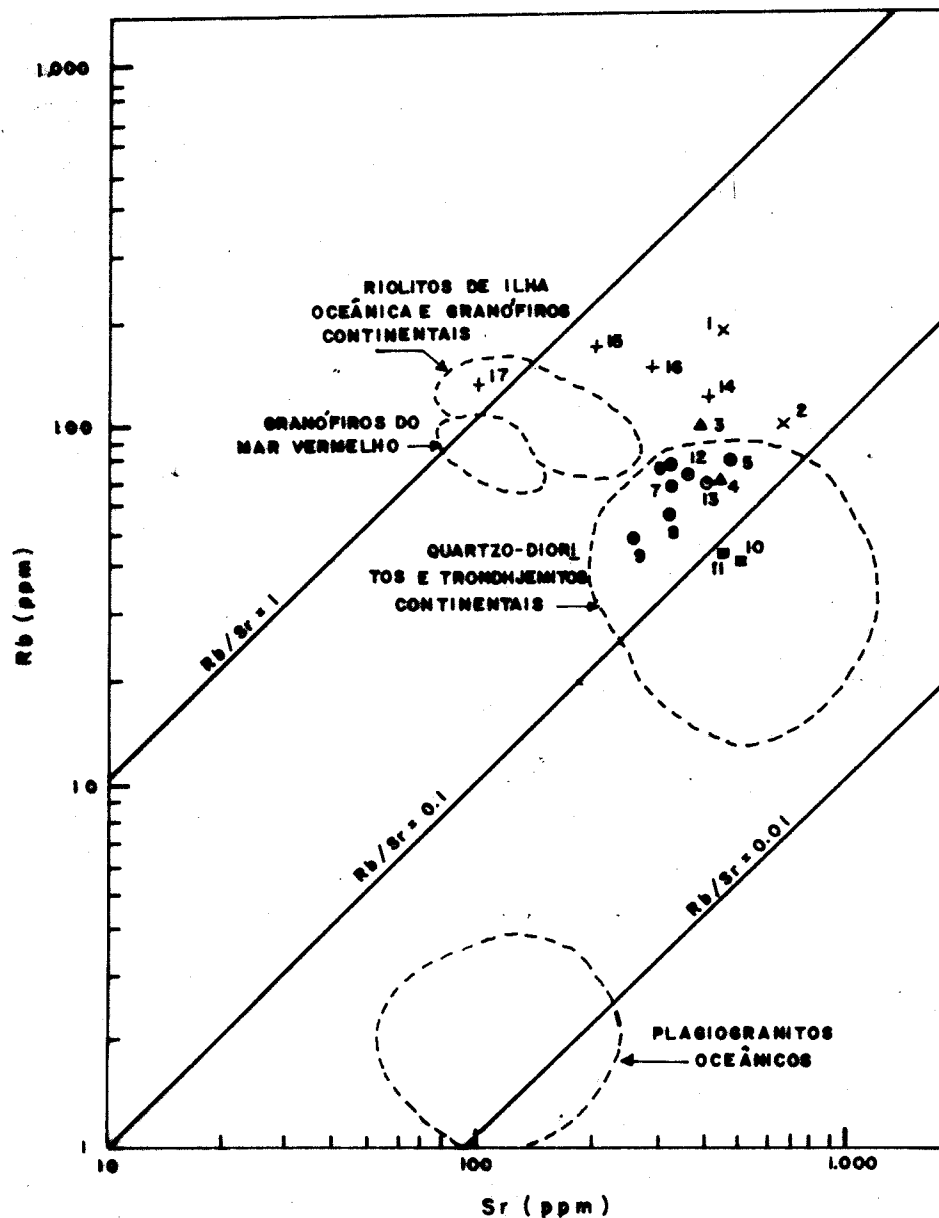
Nos gnaisses graníticos(tabela 4) o Rb, cujos teores caem sistematicamente dos termos mais félsicos para os mais máficos do grupo dos gnaisses trondhjêmíticos, sofre um aumento nas suas concentrações, embora não ultrapassando os teores dos termos mais máficos daquele grupo. Nos veios quartzo-feldspáticos os teores de Rb são ainda mais elevados, superando o valor médio obtido nas lentes máficas, porém mantendo-se, ainda, muito baixos para rocha daquela composição. Nessas rochas, o Rb parece acompanhar o K da microclina, uma vez que, nas mesmas, o conteúdo de biotita é menor que no grupo dos gnaisses trondhjêmíticos, enquanto que a microclina cresce paralelamente ao aumento dos teores de K e Rb. Os teores de Zr são muito baixos nos veios quartzo-feldspáticos, mantendo-se, portanto a sua relação direta com o conteúdo de minerais máficos. O Sr, por sua vez, apresenta nos gnaisses graníticos concentrações médias semelhantes e nos veios quartzo-feldspáticos inferiores às dos gnaisses trondhjêmíticos. Isso reforça a hipótese de que o Sr esteja mais diretamen

te relacionado ao Ca contido no plagioclásio, uma vez que tanto as percentagens de CaO, quanto o plagioclásio modal decrescem a centuadamente nessas últimas.

Dentro do grupo dos gnaisses trondhjemiticos e variedades afins, as razões Rb/Sr são baixas e decrescem, em ter mos dos seus valores médios, continuamente a partir das lentes máficas no sentido das bandas félsicas (tabela 3). A razão média Rb/Sr, nesse grupo, é igual a 0,19, sendo inferior a média for necida por Taylor (1964) para rochas iguais da crosta. Nos gnaiss graníticos essa razão é apenas ligeiramente mais elevada crescendo, no entanto, de modo expressivo nos veios quartzo-feldspáticos (tabela 4).

Em termos da razão Rb/Sr, observa-se ainda na fi gura 47, que todas as amostras de gnaisses trondhjemiticos, ban das félsicas e gnaisses graníticos incidem no campo dos quartzo-dioritos e trondhjemitos continentais (Coleman e Peterman, 1975). As amostras de lentes máficas, uma amostra de bandas máficas e todas aquelas de veios quartzo-feldspáticos, geralmente com ra zões Rb/Sr mais elevadas, situam-se fora desse campo. Além dis so, uma amostras dos veios quartzo-feldspáticos incide no campo dos riolitos oceânicos e granófiros continentais (Coleman e Peterman, 1975). As razões Rb/Sr dos gnaisses Uivak (Collerson e Bridgwater, 1979, Figura 26) tendem a ser, em média, ligeiramente mais elevadas que as daquelas estudados neste trabalho.

A razão K/Rb aumenta, por sua vez, no grupo dos gnaisses trondhjemiticos (tabela 3), em termos de seus valores mé dios, a partir das lentes máficas no sentido das bandas félsicas. Esse comportamento, um pouco incomum, fortalece a hipótese de que a maior parte do Rb esteja contido na biotita, sendo as va riações na razão K/Rb determinadas mais por esse elemento do que pelo K, pois o mesmo praticamente não varia nesse conjunto de a mostras. As médias das razões K/Rb dos gnaisses e dos veios quartzo - feldspáticos (tabela 4), ultrapassam em ambos os casos o lim ite superior do valor da razão K/Rb para rochas da crosta con siderado "normal" por Taylor (1965). Suas razões médias são infe riores, embora próximas, áquelas das bandas félsicas. Esse amen to nos valores das razões K/Rb, deve-se principalmente ao cres-



**Figura 47**—Diagrama Rb/Sr mostrando a distribuição composicional das rochas gnáissicas e veios quartzo-feldspáticos do Complexo Cajmeia. Região central da serra das Cordilheiras, Goiás. Campos composicionais segundo Coleman e Peterman (1975).

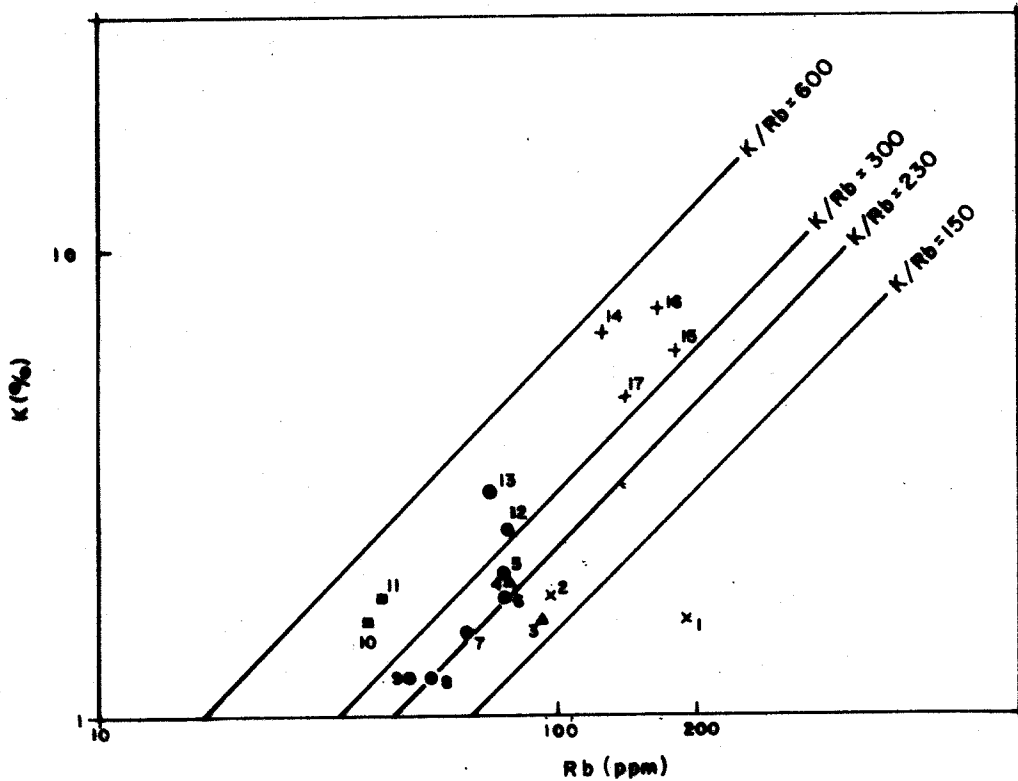
### CONVENÇÕES

- x Lentas máficas
- ▲ Bandas máficas
- Gnaisses trondhjemíticos
- Bandas félsicas
- ⊙ Gnaisses graníticos
- + Veios quartzo-feldspáticos

cimento mais acentuado do K relativamente ao Rb, especialmente nos veios quartzo - feldspáticos.

No diagrama K/Rb (Figura 48), a maioria das amostras de gnaisses trondhjemiticos e variedades afins concentra-se no intervalo compreendido entre as razões 150 e 300 e próximas, geralmente, da razão igual a 230. Sua distribuição coincide com a dos gnaisses Uivak (Collerson e Bridgwater, 1979, Figura 22). Uma das amostras das lentes máficas apresenta razão K/Rb muito baixa (<150), em função de seu elevado teor de Rb. É bastante interessante a disposição no diagrama das amostras de bandas félsicas, gnaisses graníticos e veios quartzo-feldspáticos, todas com razões superiores a 300, porém claramente separados devido aos seus conteúdos fortemente contrastantes de K.

Na tabela 7 são mostradas composições químicas médias de diversos gnaisses trondhjemiticos estudados tanto a nível regional, quanto em outras áreas do globo. Em termos regionais, foram tomadas para comparações as composições médias de gnaisses do Complexo Colméia aflorantes nos núcleos das estruturas dômicas de Xambioá (Santos, 1983), na região homônima, e de Cantão e Rio Jardim (Souza, 1984), na região norte da Serra do Estrondo. A composição média dos gnaisses trondhjemiticos de Xambioá, é similar em todos os aspectos, àquela dos gnaisses da área em estudo, fortalecendo a correlação entre os mesmos e a sua inclusão na mesma unidade. Essa identidade composicional mostra também que, mesmo estando situados a distâncias consideráveis um do outro e tende a ser submetida a uma evolução policíclica, com pelo menos dois eventos metamórficos e migmatizações associadas, o quimismo dos gnaisses manteve-se relativamente inalterada, não havendo evidências de grandes modificações no mesmo. A composição média dos gnaisses graníticos das Estruturas de Cantão e Rio Jardim, por sua vez, embora em termos dos elementos maiores mostre uma semelhança apreciável com aqueles trondhjemiticos da área em estudo, diferindo sobretudo pelos teores mais elevados de  $K_2O$ ,  $(FeO+Fe_2O_3)$  e  $TiO_2$  nos primeiros, apresenta uma diferença marcante em relação a eles no que tange aos teores de Rb e Sr e nas razões Rb/Sr e K/Rb. A razão dessas diferenças é, ainda, pouco evidente, devendo-se levar em conta que o Complexo Colméia tem uma distribuição muito limitada nas es



**Figura 48**—Diagrama K/Rb mostrando a distribuição das amostras de gnaisses trondhjemíticos e suas variações petrográficas, gnaisses graníticos e veios quartzo-feldspáticos, do Complexo Colméia. Região Central de Serra das Cordilheiras, Goiás.

### CONVENÇÕES

- x Lentas máficas
- ▲ Bendas máficas
- Gnaisses trondhjemíticos
- Bendas félsicas
- Gnaisses graníticos
- + Veios quartzo-feldspáticos

Tabela 7 - Composições químicas médias dos gnaisses trondhjemiticos do Complexo Colmeia. Região central da serra das Cordilheiras, comparadas com aquelas de gnaisses afins de outras áreas.

	a	b	c	d	e	f	g	h	i	j	k	l	m
SiO <sub>2</sub>	71,02	70,70	71,76	71,00	71,00	71,20	74,00	71,00	69,90	71,30	73,30	73,30	74,45
TiO <sub>2</sub>	0,26	0,42	0,28	0,29	0,22	0,29	0,31	0,23	0,20	0,22	0,25	0,09	0,22
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,52	14,05	14,66	15,30	15,80	15,20	15,40	15,70	16,20	13,60	13,50	15,40	13,02
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,84	0,76	0,94	2,1*	1,5*	0,55	0,50	0,40	0,30	0,77	2,18	1,56*	* 2,62
FeO	1,03	2,52	1,33			1,49	2,11	1,20	1,40	2,11	1,37		
MnO	0,02	0,04	-	0,04	0,02	0,03	0,04	0,00	0,02	0,07	0,07	0,05	0,07
MgO	0,69	0,63	0,55	0,80	0,70	0,89	0,85	0,59	0,88	0,98	0,32	0,40	0,28
CaO	1,93	1,56	2,44	2,90	3,00	2,72	3,13	2,40	2,70	2,13	1,29	3,28	1,85
Na <sub>2</sub> O	4,81	3,06	4,58	4,90	5,30	4,94	4,82	4,06	5,12	5,02	6,35	4,70	5,03
K <sub>2</sub> O	1,95	5,29	2,26	1,50	1,50	1,74	1,22	2,40	1,60	0,77	0,32	1,14	0,47
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,10	0,16	0,24	0,09	0,08	0,13	0,10	0,06	0,07	0,05	0,01	-	0,01
P.F.	0,72	0,36	0,48	-	-	0,58	-	-	-	-	-	-	1,07
TOTAL	98,89	99,57	99,52	98,92	99,12	99,76	99,48	98,04	98,39	97,02	98,96	99,92	99,09
Rb	64	208,5	68	69	32	101	70	39	20	11,5	2	28	10
Sr	363	182,5	303	380	562	392	314	433	744	136	111	277	97
Zr	139	-	131	120	124	137	-	140	110	58	256	103	88
K	1,6	4,40	1,8	1,2	1,2	1,4	1,01	1,9	1,3	0,6	0,3	0,9	0,4
Rb/Sr	0,17	1,14	0,22	0,18	0,07	0,25	0,22	0,09	0,03	0,09	0,02	0,12	0,10
K/Rb	252	210,6	275	180	389	143	145	510	664	511	1328	338	390

LEGENDA PARA TABELA 7

- a) Média das cinco amostras de gnaisses trondhjemiticos do Complexo Colméia da região Central do serra das Cordilheiras.
- b) Média de duas amostras de gnaisses graníticos do Complexo Colméia da região norte da Serra do Estrondo (Souza, 1984).
- c) Média de três amostras de gnaisses trondhjemiticos do Complexo Colméia da região de Xambioá (Santos, 1983).
- d) Média de dezesseis amostras de gnaisses trondhjemiticos de Amitsoq (McGregor, 1979).
- e) Média de oito amostras de gnaisses trondhjemiticos de NÛK (McGregor, 1979).
- f) Média de seis amostras de gnaisses tonalítico-trondhjemiticos UivaK I (Collerson e Bridgwater, 1979).
- g) Média de três amostras de gnaisses silicosos com baixo-K do "Ancient Gneiss Complex" da Suíça (Hunter et al. in Collerson e Bridgwater, 1979).
- h) Média dos gnaisses tonalíticos a granodioríticos da área de Wilson Creek-Wyoming (Barker et al. 1979).
- i) Média dos gnaisses trondhjemiticos da área de Wilson Creek - Wyoming (Barker et al., 1979).
- j) Média de análises de trondhjemitos do "Little Port Complex" (Malpas, 1979).
- k) Análise de nº 41 de trondhjemitó do "Bay of Islands Complex" (Malpas, 1979).
- l) Média de quatorze amostras de trondhjemitos de "Coll e Tiree" Escócia (Tarney et al., 1979).
- m) Média de trinta e três amostras de trondhjemitos de "Twillin gate", região central-norte de Newfoundland (Payn e Strong, 1979).

estruturas de Cantão e Rio Jardim, sendo aí os dados petrológicos muito limitados. Além disso, nessa região, o Complexo Colméia pode ter sido afetado pela colocação dos ortognaisses Cantão (mais jovens que ele), os quais afloram na maior parte do núcleo das referidas estruturas (Souza, 1984).

Comparativamente a gnaisses de outras regiões do globo, os gnaisses trondhjemiticos da área em estudo são muito similares quimicamente aos ortognaisses trondhjemiticos arqueanos de Amitsoq (McGregor, 1979), aos gnaisses tonalíticos-trondhjemiticos Uivak I (Collerson e Bridgwater, 1979) e aos gnaisses silicosos com baixo K do "Ancient Gneiss Complex" da Suíça (Hunter et al. in Collerson e Bridgwater, 1979). Diferem de modo significativo dos últimos apenas nos valores mais baixos de K/Rb. Embora perceba-se algumas diferenças, assemelham-se composicionalmente ainda, muito aos gnaisses em questão, os gnaisses trondhjemiticos de Nûk (McGregor, 1979), os gnaisses tonalíticos e granodioríticos e os gnaisses trondhjemiticos da área de Wilson Creek-Wyoming (Barker et al., 1979), os gnaisses trondhjemiticos do "Little Port Complex" (Malpas, 1979), os trondhjemiticos de "Bay of Island Complex" (Malpas, 1979), os trondhjemiticos de "Coll e Tiree", Escócia (Tarney et al., 1979) e os trondhjemiticos de "Twillingate", Centro-Norte de Newfoundland (Payne e Strong, 1979). As principais diferenças entre esses gnaisses e os da área em questão ficam por conta principalmente dos teores mais elevados de  $\text{Na}_2\text{O}$  nos primeiros - exceto nos gnaisses tonalíticos a granodioríticos da área de Wilson Creek-Wyoming e nos gnaisses trondhjemiticos de Coll Tiree, Escócia - e dos seus valores sempre bem mais baixos dos teores de Rb e das razões Rb/Sr, bem como dos valores frequentemente mais elevados da razão K/Rb em relação a queles dos gnaisses estudados.

Os dados apresentados permitem concluir que os gnaisses predominantes do Complexo Colméia são petrográfica e quimicamente típicos trondhjemiticos, enquadráveis entre os trondhjemiticos continentais. Além disso, as notáveis semelhanças químicas existentes entre os gnaisses estudados e uma série de ocorrências de gnaisses trondhjemiticos, de idade arqueana, reforçam a hipótese de que os primeiros tenham igualmente se formado durante o Arqueano.

### 7.1.2 Rochas Álcali-Alumino-Magnesianas

As rochas álcali-alumino-magnesianas (amostra 18 da tabela 4) apresentam como características mais marcantes, o baixo teor em  $\text{SiO}_2$  e as altíssimas concentrações de  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{MgO}$  e  $\text{K}_2\text{O}$ . Essas características químicas apenas confirmam os dados petrográficos, refletindo claramente sua composição mineralógica essencial (flogopita, cianita e clinocloro). Comparativamente a outros tipos litológicos aflorantes na área em estudo, essas rochas assemelham-se composicionalmente às rochas ultrabásicas metamorfas do Super Grupo Baixo Araguaia (tabela 9), exceto pelos baixíssimos teores em  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  e  $\text{FeO}$  e pelas altíssimas concentrações em  $\text{Al}_2\text{O}_3$  e  $\text{K}_2\text{O}$  observados nas rochas em questão. Em termos de elementos traços, apresenta comparativamente às médias em rochas ultrabásicas apresentadas por Hurley (1967) e Heir e Billings (1972), teores extremamente mais elevados de Rb, ocorrendo o mesmo com Sr (Hurley, 1967). Porém, como o valor absoluto do teor de Rb é muito superior ao de Sr, a razão Rb/Sr é extremamente elevada. A razão K/Rb, por sua vez, apresenta, valores similares fornecidos por Hurley (1967) e Heir e Billings (1972) e compatível com os valores médios da razão K/Rb em rochas ígneas da crosta, conforme os limites apresentados por Taylor (1965).

### 7.1.3 Anfibolitos

Os anfibolitos, tanto aqueles ocorrentes no contexto do Complexo Colméia, quanto os associados à Formação Xambioá, serão tratados conjuntamente a fim de que possam ser comparados diretamente uma vez que são rochas de uma mesma família e poderiam, inclusive, estar relacionadas a um mesmo evento magmático. Suas composições químicas são mostradas na tabela 8, destacando-se as moderadas concentrações de  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  e  $\text{TiO}_2$ , e os baixos teores de  $\text{K}_2\text{O}$  e  $\text{P}_2\text{O}_5$ , com pequenas variações entre as diferentes amostras.

Nas normas C.I.P.W. (tabela 8), merecem ser realçadas a presença de quartzo normativo, em apenas uma amostra e, conseqüentemente, de olivina nas demais. O hiperstênio normativo está presente em todas as amostras, acarretando assim a ausência

Tabela 8 - Composições químicas e normas C.I.P.W. dos anfibólitos associados ao Complexo de Coméia e a Formação Xambioá (óxidos dos elementos maiores e minerais normativos em %). Região central da serra das Cordilheiras, Goiás.

VARIEDADES	ANFIBOLITOS ASSOCIADOS AO COMPLEXO COLMÉIA		ANFIBOLITOS ASSOCIADOS À FORMAÇÃO XAMBIOÁ	
	F/N/30Q	F/N/48Q	F/N/50	F/N/33
	1	2	3	4
SiO <sub>2</sub>	46,90	48,00	48,20	48,00
TiO <sub>2</sub>	1,42	0,92	2,33	1,12
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,70	14,30	12,40	14,80
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,99	1,41	6,14	2,30
FeO	9,02	9,31	7,74	6,96
MnO	0,22	0,22	0,21	0,22
MgO	8,83	11,35	9,15	10,02
CaO	11,66	13,05	9,87	13,33
Na <sub>2</sub> O	2,00	1,19	2,13	1,77
K <sub>2</sub> O	0,43	0,30	0,32	0,12
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,13	0,08	0,25	0,10
P.F.	0,87	0,99	0,43	1,19
TOTAL	99,17	101,03	99,17	99,96
QUARTZO	-	-	3,16	-
ORTOCLÁSIO	2,59	1,77	1,91	0,72
ALBITA	17,23	10,06	18,24	15,16
ANORTITA	30,29	32,81	23,66	32,38
ENSTATITA	6,13	8,83	15,71	7,93
Hy FERROSSILITA	3,39	4,63	3,92	3,00
OL FORSTERITA	6,46	7,94	-	5,49
FAYALITA	3,93	4,59	-	2,29
MAGNETITA	4,41	2,04	9,01	3,38
ILMENITA	2,75	1,75	4,48	2,15
APATITA	0,31	0,19	0,60	0,24
Di MG-DIOPSÍDIO	15,19	17,44	15,86	20,50
Fe-DIOPSÍDIO	7,32	7,97	3,45	6,76

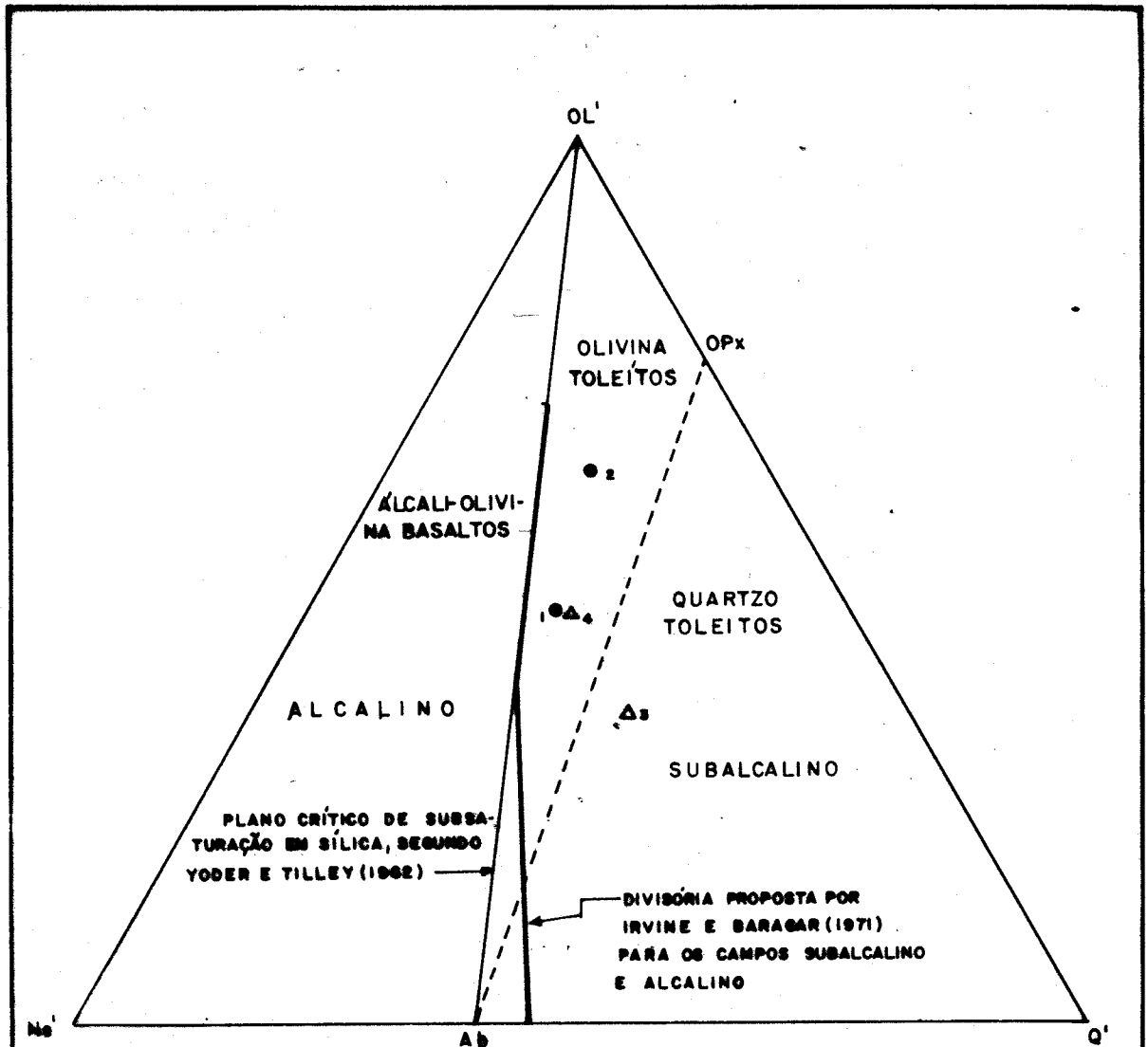
de nefelina. A presença de diopsídio normativo é constante em todas as amostras, sendo seus teores muito expressivos e um pouco mais baixo na amostra com quartzo normativo. As percentagens de anortita são elevadas, as de albita moderadas e as de ortoclásio muito baixas, refletindo as suas relações diretas com os teores de  $\text{CaO}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$  e  $\text{K}_2\text{O}$ , respectivamente.

Comparativamente aos anfibolitos associados à Formação Xambioá (amostras 3 e 4), os anfibolitos associados ao Complexo Colméia (amostras 1 e 2) assemelham-se muito a amostra N° 4 e diferem, principalmente, da de N° 3 (tabela 8). As diferenças correspondem aos mais baixos teores em  $\text{SiO}_2$  e, conseqüentemente, à ausência de quartzo normativo, aos baixos teores em  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{TiO}_2$  e  $\text{P}_2\text{O}_5$  e aos mais altos teores em  $\text{Al}_2\text{O}_3$  e  $\text{CaO}$  nos anfibolitos associados ao Complexo Colméia em relação à amostra N° 3.

Levando-se em conta o grau de saturação em sílica e seus reflexos na distribuição das amostras no tetraedro dos basaltos (Yoder e Tilley, 1962), e as proposições a esse respeito de Irvine e Baragar (1971) e Ringwood (1965), as amostras de números 1, 2 e 4 apresentam composições químicas equivalentes às dos olivina-toleítos, ao passo que a amostra de N° 3 situa-se nos domínios dos quartzo-toleítos (Figura 49).

De acordo com Irvine e Baragar (1971), os basaltos calco-alcalinos possuem teor elevado de alumina, geralmente entre 16% e 20%, enquanto que seus correlatos toleíticos costumam apresentar teores entre 12% e 16%, análogos, portanto, aos das amostras em estudo. Esses, quando lançadas em diagrama alumina versus composição normativa do plagioclásio (Figura 50), incidem, sem exceção, no campo definido como de composição toleítica, não se observando, portanto, nesse conjunto características químicas semelhantes as dos basaltos ricos em alumina.

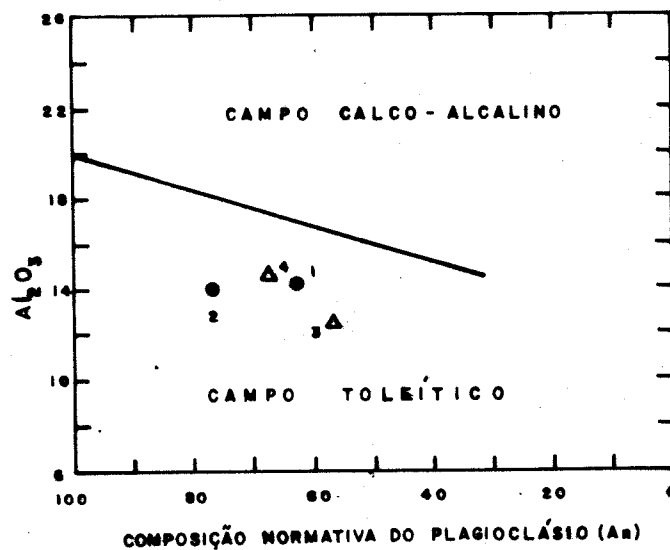
A figura 51 mostra a distribuição dos pontos correspondentes às das composições das amostras estudadas em diagrama  $\text{TiO}_2$ - $\text{K}_2\text{O}$ - $\text{P}_2\text{O}_5$  (Pearce et al., 1975). Apesar de um certo espalhamento, em função essencialmente das variações nas concentrações de  $\text{TiO}_2$  e  $\text{K}_2\text{O}$ , as amostras situam-se todas no campo correspondente às rochas básicas fenerozóicas oceânicas. No diagrama  $\text{FeO}$  total- $\text{MgO}$ - $\text{Al}_2\text{O}_3$  (Figura 52) essas mesmas amostras incidem nos



**Figura 49**—Projeção das normas dos anfíbolitos da região central da serra das Cordilheiras associados ao Complexo Colméia e à Formação Xambioá no diagrama OL'-Ne'-Q' (Yoder e Tilley, 1962; modificado por Irvine e Baragar, 1971). Região central da serra das Cordilheiras, Goiás.

### CONVENÇÕES

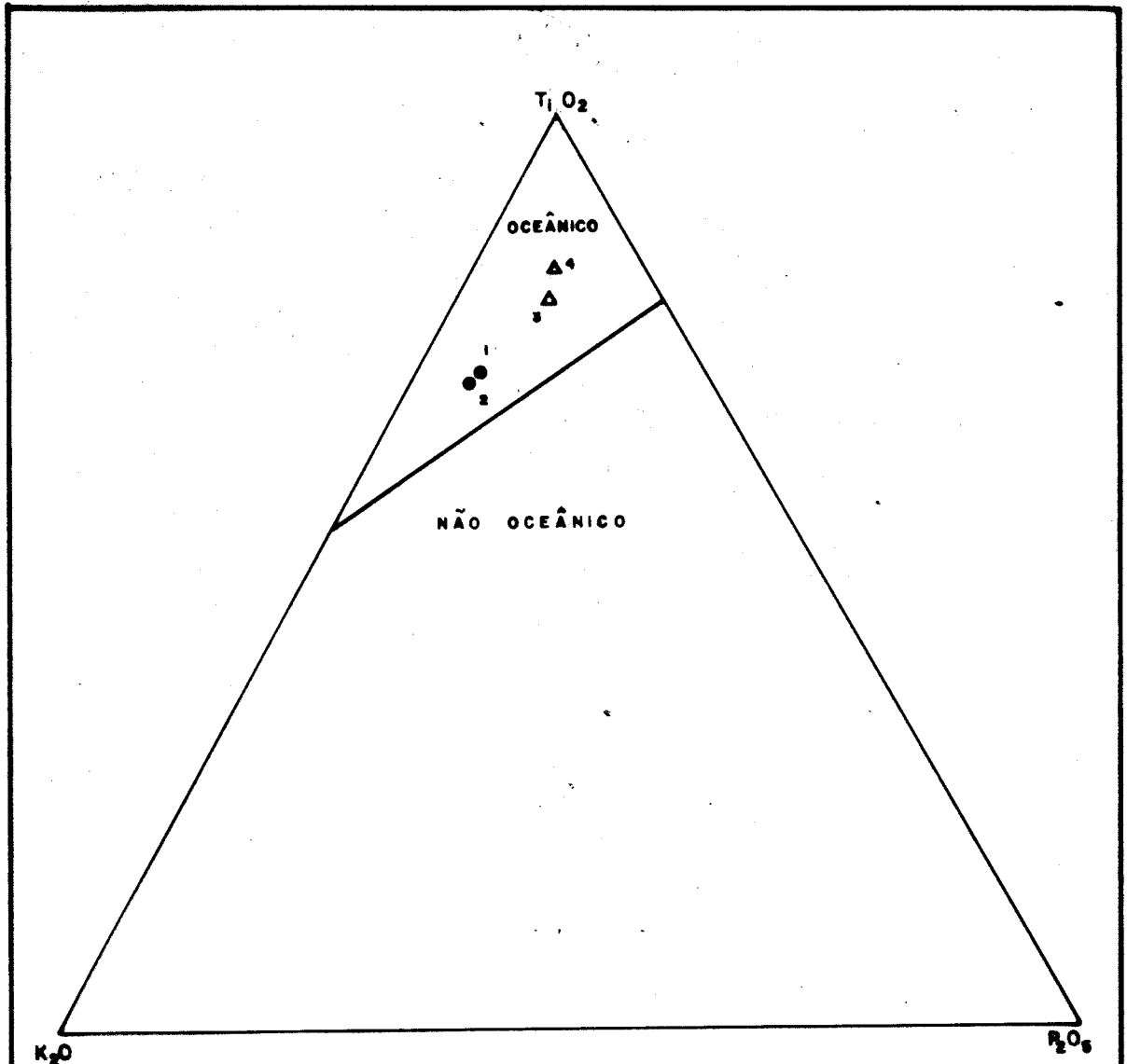
- Anfíbolitos associados ao Complexo Colméia
- ▲ Anfíbolitos associados à Formação Xambioá



**Figura 50** Diagrama Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (% peso) - Composição normativa do plagioclásio, mostrando os campos calco-alcálico e toleítico (Irvine e Barager, 1971, figura 6) e a incidência dos antifibrolitos associados ao Complexo Colméia e à Formação Xambioá. Região central da serra das Cordilheiras, Goiás.

### CONVENÇÕES

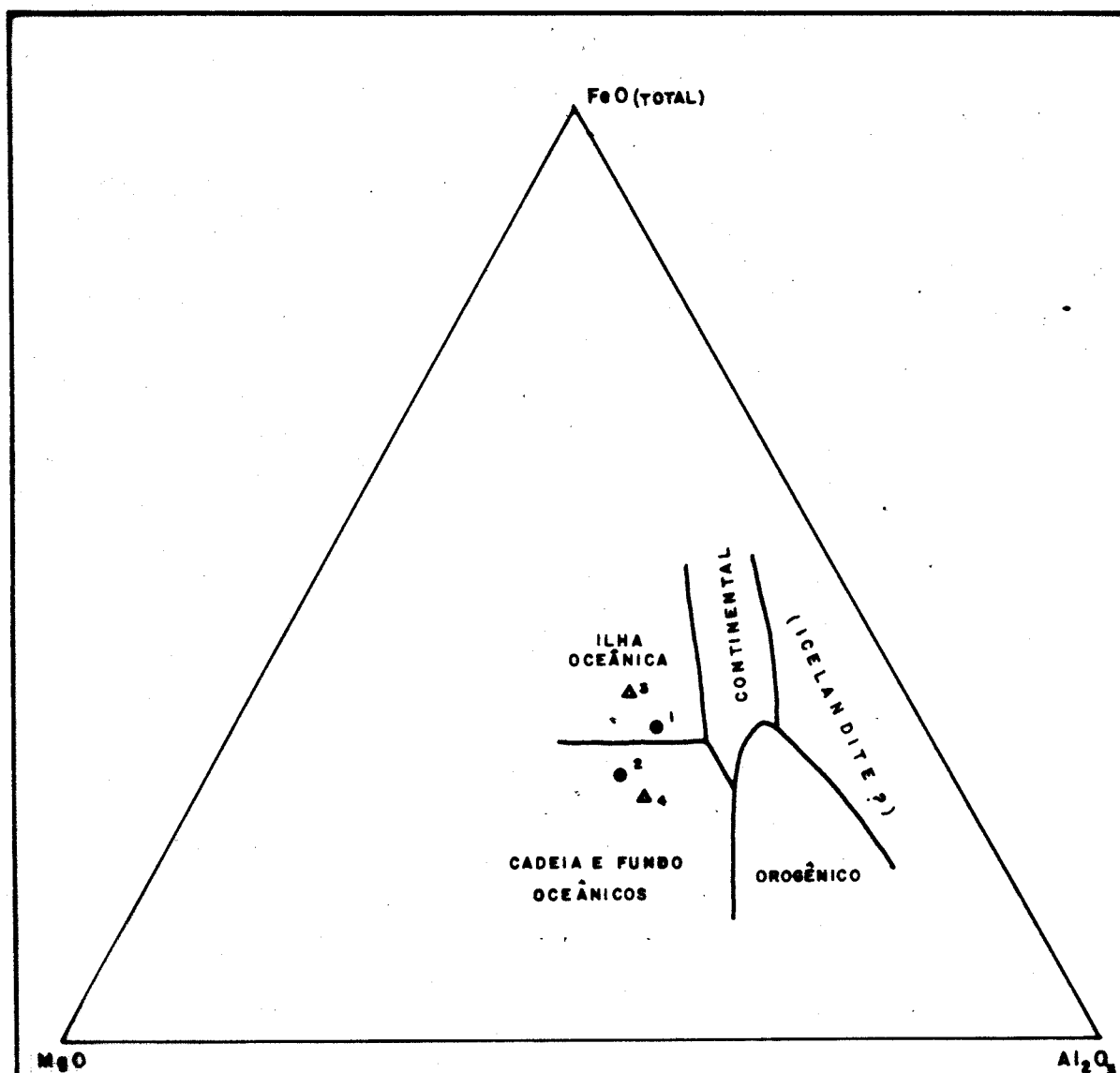
- Antifibrolitos associados ao Complexo Colméia
- △ Antifibrolitos associados à Formação Xambioá



**Figure 51**—Diagrama triangular  $TiO_2 - K_2O - P_2O_5$  mostrando a distribuição das amostras de anfibólitos associados ao Complexo Colméia e à Formação Xambioá (campos definidos por Pearce et al., 1975). Região central da serra das Cordilheiras, Goiás.

### CONVENÇÕES

- Anfibólitos associados ao Complexo Colméia
- ▲ Anfibólitos associados à Formação Xambioá



**Figure 52**—Diagrama triangular  $FeO(T) - MgO - Al_2O_3$  mostrando a distribuição dos anfibolitos associados ao Complexo Colméia e à Formação Xambioá (campos definidos por Pearce et alii, 1977). Região central da serra dos Cordilheiros, Goiás.

### CONVENÇÕES

- Anfibolitos associados ao Complexo Colméia
- ▲ Anfibolitos associados à Formação Xambioá

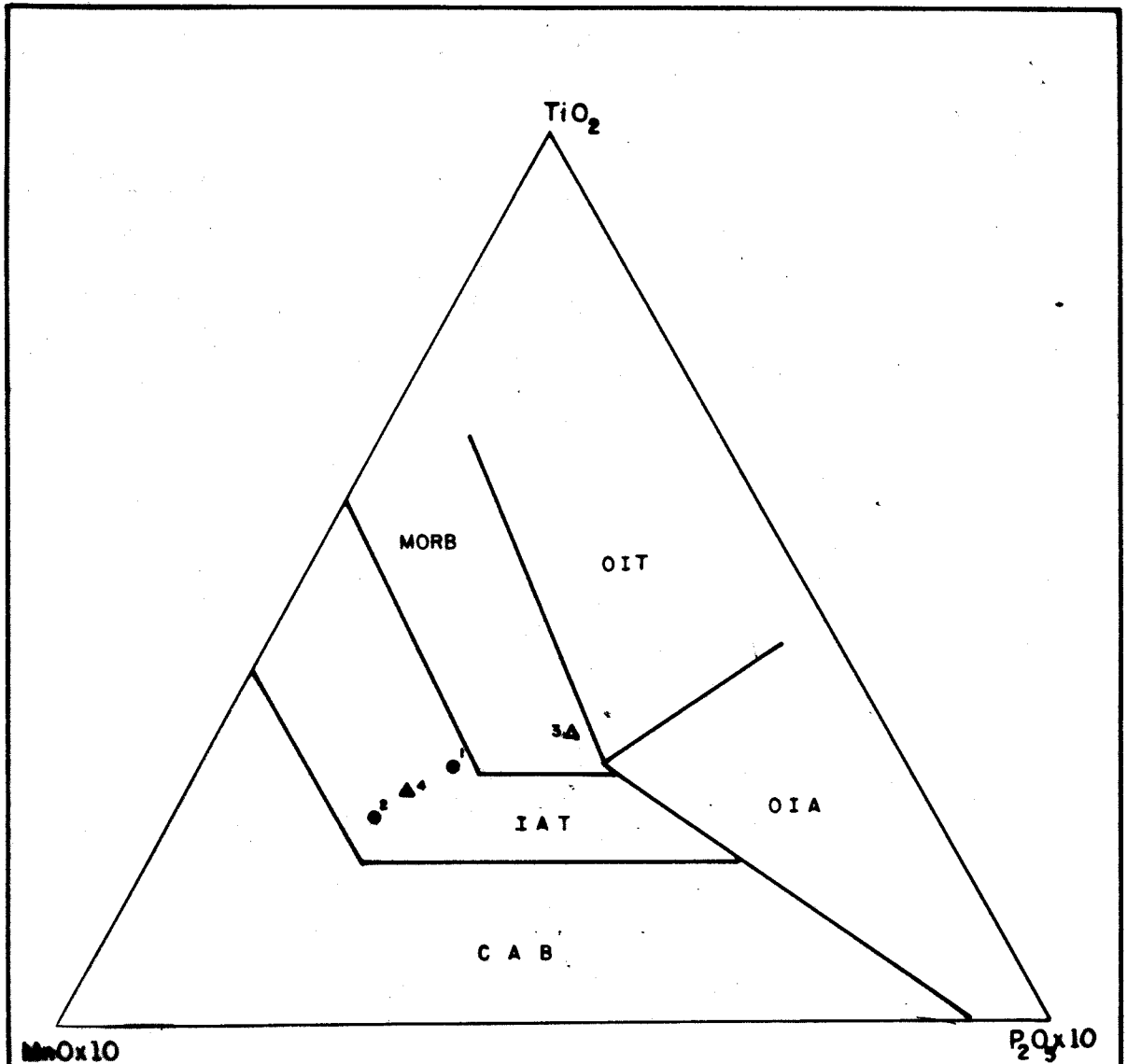
campos de ambiência oceânica - ilhas oceânicas (amostras 1 e 3) e cadeia e fundo oceânicos (amostras 2 e 4) - conforme a definição de Pearce et al. (1977) para rochas básicas fanerozóicas. É interessante notar que as amostras associadas à mesma unidade têm distribuições contrastantes. No diagrama  $TiO_2$ -( $MnO \times 10$ )-( $P_2O_5 \times 10$ ), figura 53 (Mullen, 1983), construído para rochas toleíticas de diferentes idades, a amostra N° 3 incide no campo correspondente aos basaltos das cadeias meso-oceânicas, embora muito próximo ao limite com o campo dos toleítos de ilhas oceânicas, enquanto que as demais situam-se no campo ocupado pelos toleítos de arcos de ilhas.

A incidência das amostras em campos composicionais diferentes nos vários diagramas dificulta a interpretação, já bastante delicada em função de outros fatores. A única conclusão clara, aparentemente, é de que esses anfibolitos são composicionalmente equivalentes aos toleítos de ambientes oceânico (oceânico num sentido muito amplo, pois há, conforme os diagramas, amostras incidindo em ambientes tão diversos quanto o de cadeias e fundo oceânicos, ilhas oceânicas e arcos de ilhas). Isso foi verificado igualmente em anfibolitos estudados por Santos (1983) na região de Xambioá e por Souza (1984) na região norte da serra do Estrondo. Admite-se, em função disso, que uma definição mais conclusiva sobre a ambiência tectônica dessas rochas só possa ser obtida através do estudo de um número mais expressivo de amostras, e levando-se em conta os fatores que atuaram sobre as mesmas ao longo de sua evolução e que poderiam causar modificações nas suas composições originais. É óbvio, também, que esses dados devem ser confrontados com o que se conhece sobre a evolução tectônica da região, para evitar incompatibilidade de hipóteses.

## 7.2 Super Grupo Baixo Araguaia

### 7.2.1 Formação Morro do Campo

Dentre as rochas desta unidade, foram analisados apenas os elementos maiores em rocha total (tabela 9) de uma amostra



**Figura 53**-Diagrama triangular ( $MnOx10$ )- $TiO_2$ -( $P_2O_5x10$ ) mostrando a distribuição das amostras de anfibolitos associados ao Complexo Colméia e à Formação Xambioá (campos definidos por Mullen, 1983). Região central de Serra das Cordilheiras, Goiás.

### CONVENÇÕES

- Anfibolitos associados ao Complexo Colméia.
- △ Anfibolitos associados à Formação Xambioá.
- OIA Basaltos alcalinos de ilhas oceânicas
- CAB Basaltos calco- alcalinos
- MORB Basaltos das cadeias meso-oceânicas
- OIT Toleitos de ilhas oceânicas
- IAT Toleitos de arcos de ilhas

tra de muscovita-quartzo-xisto e de uma de quartzito grafitoso. No último (amostra F/N/135), constatou-se a presença de tungstênio(W) através de uma varredura espectral de caráter qualitativo na fluorescência de Raios-X. A presença de grafita, que se mostra muito mal recristalizada e de difícil determinação em lâmina delgada, foi confirmada por difração de Raios-X.

O quartzito grafitoso é constituído essencialmente de  $\text{SiO}_2$ , sendo muito baixas as concentrações dos óxidos restantes. O que mais chama atenção nessa amostra é a sua concentração anômala da W (estimada em  $1980\text{ppm} \approx 0,23\%$  de  $\text{WO}_3$ ). Essa concentração, quando comparada com a abundância desse elemento em rochas ígneas, sedimentares e metamórficas comuns (conforme consta em Wedepohl, 1972), é muito acima da normal (abundância média máxima nas rochas ígneas é de  $1308\text{ppm}$  em muscovita-granito). Dekate (1967), com base no estudo de 606 amostras dos mais variados tipos de rochas, determinou teores sempre inferiores a  $22\text{ppm}$  de W, sendo que nos quartzitos eles são da ordem de  $0,5\text{ppm}$ , enquanto que nos filitos grafitosos carbonáticos os teores chegam a  $21,2\text{ppm}$ .

Jeffery (1959), em estudos realizados em 273 amostras de rochas e minerais, também observou valores muito baixos de W em rochas ígneas ( $<30\text{ppm}$ ). Nas rochas de origem sedimentar os teores podem alcançar  $128\text{ppm}$  (um arenito), com os quartzitos contendo entre 0,5 e 0,8 de W. Os xistos grafitosos apresentam valores entre 5 e  $86\text{ppm}$ , sendo interessante notar os valores relativamente elevados de W em rochas contendo grafita,

Desta forma, os teores mais próximos aos dos quartzitos grafitosos da região central da serra das Cordilheiras (Goiás) correspondem aqueles dos muscovita-granitos (Wedepohl, 1972), sendo a concentração de  $1980\text{ppm}$  encontrada nos quartzitos representa um valor extremamente anômalo, muito superior aos valores médios encontrados em rochas afins.

O tungstênio(W) não deve, nesse caso, ocorrer sob a forma de mineral próprio e, ao que tudo indica, está associado aos grãos de grafita. Os teores desse mineral não são superiores a 2%, e ele se apresenta sob a forma de grãos muito mal recristalizados, entre os cristais de quartzo. Mancuso e Seavoy

Tabela 9 - Composições químicas de rochas da Formação Morrô do Campo e de rochas ultrabásicas do Super Grupo Baixo Araguaia, região central da serra das Cordilheiras - Goiás.

	F/N/131	F/N/56 A	F/RH/63	F/N/28 B	F/N/28 A	F/N/135	F/RH/68
	1	2	3	4	5	6	7
SiO <sub>2</sub>	40,88	41,50	46,62	27,87	55,30	96,00	72,78
TiO <sub>2</sub>	0,01	0,02	0,95	0,28	0,04	0,03	0,74
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,93	1,39	7,52	16,40	3,00	0,78	15,54
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	7,02	7,36	2,60	11,64	3,43	*0,09	2,01
FeO	3,58	1,15	10,60	7,95	2,31		0,58
MnO	0,07	0,08	0,32	0,05	0,04	0,10	0,52
MgO	38,53	37,93	20,18	26,61	27,07	0,02	0,53
CaO	0,64	0,05	7,79	0,03	0,02	0,09	0,10
Na <sub>2</sub> O	0,03	0,01	0,15	0,01	0,03	0,11	0,32
K <sub>2</sub> O	0,04	0,04	0,06	0,15	0,05	0,02	4,75
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,01	0,02	0,10	0,01	0,01	-	0,01
WO <sub>3</sub>	-	-	-	-	-	0,23	-
P.F.	11,76	13,25	3,55	10,73	6,38	1,10	2,52
TOTAL	103,50	102,80	100,39	101,73	97,68	98,57	100,40

(\* ) Ferro Total = Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>

- 1) Serpentina-antofilita-xisto
- 2) Serpentinito
- 3) Clorita-tremolita-xisto
- 4) Cloritito
- 5) Esteatito
- 6) Quartzito grafitoso
- 7) Muscovita-quartzito-xisto

(1982) sugerem que a fonte do carbonato da grafita nos veios tipo "Ceylon" em rochas metamórficas pré-cambrianas é o carbono orgânico, especificadamente carvão e antraxolita. Douthitt (1982) discorda deles e sugere que a fonte do carbono dos veios de grafita seja ou magmática ou sedimentar (carbono oriundo de carbonato). Para ele a ausência de carbonato nas seções que estudou indica que a fonte do mesmo é mais provavelmente magmática.

Considerando a falta de evidências de ação de soluções ricas em  $\text{CO}_2$  sobre essas rochas e a não comprovação de que a anatexia, que ocorreu a nível do complexo Colméia, tenha afetado os quartzitos e mica-xistos da Formação Morro do Campo e os mica-xistos da Formação Xambioá, torna-se difícil aceitar a hipótese de uma possível fonte magmática para o carbono da grafita dos quartzitos grafitosos. A hipótese de derivação da grafita a partir do carbonato também parece pouco convincente, uma vez que o carbonato é mais freqüente na Formação Xambioá, enquanto que a grafita ocorre preferencialmente nas rochas da Formação Morro do Campo. Em função disso, a hipótese de uma origem da grafita a partir de matéria orgânica parece mais aceitável, ajustando-se melhor, inclusive, com a presumível evolução da sedimentação proposta até o presente momento (Abreu, 1978; Costa, 1980; Gorayeb, 1982; Matta, 1982; Santos, 1983; Macambira, 1983; Souza, 1984; e este trabalho). Além disso, embora pouco se conheça acerca do comportamento do W no ciclo sedimentar e durante o intemperismo (Goldschmidt, 1958), dados fornecidos por Rankama e Sahama (1950) mostram concentrações da ordem de 100g por tonelada de  $\text{WO}_3$  em "Shunsistes e Shunsite xistos" do leste da Fenoscândia e em outros sedimentos betuminosos e sapropélicos. Esses exemplos, aliados à tendência dos teores de W se tornarem relativamente elevados em rochas com grafita, reforçam a hipótese da associação do W com a grafita.

O muscovita-quartzo-xisto (amostra F/RH/68) apresenta por sua vez teores elevados de  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  e  $\text{K}_2\text{O}$ , concentrações apreciáveis de  $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}$  e percentagens muito baixas nos demais óxidos. Isto traduz bem a abundância na rocha de muscovita e quartzo, seus constituintes mineralógicos essenciais.

### 7.2.2 Formação Xambioá

No que se refere aos mica-xistos dessa unidade, foram selecionados vinte e duas amostras para análises químicas dos elementos maiores em rocha total. Dessas, onze são de plagioclásio-quartzo-mica-xistos com epidoto+carbonato+microclina (abreviadamente mica-xistos com epidoto), oito de plagioclásio quartzo-mica-xistos com granada(mica-xistos com granda) e três de plagioclásio-quartzo-mica-xistos com granada e estaurolita+cianita(mica-xistos com estaurolita), como mostra a tabela 10. Também foram realizadas análises através de microsonda em seis cristais de granada(amostra F/N/34), para que se pudesse conhecer mais precisamente a composição desse mineral. A média dessas análises acha-se incluída na tabela 10.

Os três grupos de mica-xistos apresentam composições químicas médias extremamente similares e as diferenças que merecem destaque ficam por conta principalmente de CaO, FeO e  $Fe_2O_3$ . O valor médio do teor de CaO do conjunto de amostras é igual a 1,80%, sendo que apenas uma amostra(10) do grupo dos mica-xistos com epidoto exibe teor de CaO inferior a média, e só uma(18) do grupo dos mica-xistos com granada tem concentração superior a média, situando-se ambas contudo, próximas desse valor. Além disso, os conteúdos médios de CaO dos três grupos são inteiramente discrepantes. Nos mica-xistos com epidoto situa-se bem cima da média, enquanto que nos mica-xistos com granada cai para um valor muito inferior a essa média. O mesmo ocorre nos mica-xistos com estaurolita onde o conteúdo de CaO é ainda mais baixo que nesse último. O conteúdo de  $(FeO+Fe_2O_3)$  aumenta levemente a partir dos mica-xistos com epidoto no sentido daqueles com estaurolita. Cresce, ao mesmo tempo, acentuadamente a razão  $FeO/Fe_2O_3$ , havendo um notável enriquecimento em FeO nos mica-xistos com estaurolita e um aumento um pouco mais discreto nos mica-xistos com granada. Isto sugere um maior potencial de oxidação e fugacidade do oxigênio nos mica-xistos com epidoto. Há, no entanto, amostras desse grupo(1, 2 e 3 na tabela 10) que apresentam conteúdo de  $(FeO+Fe_2O_3)$  semelhante ou mesmo superior a média dos mica-xistos com estaurolita. O mesmo pode ser observado nos mica-xistos com granada(amostras 12, 13 e 14 da tabela

Tabela 10 - Composições químicas dos mica-xistos da Formação Xambioá. A-Plagioclásio-quartzo-mica-xistos com epidoto+carbonato+microclina. B-Plagioclásio-quartzo-mica-xistos com granada. C-Plagioclásio-quartzo-mica-xistos com granada e estaurolite+cianita. Região Central da serra das Cordilheiras, Goiás.

		A														
VARIETADES																
AMOSTRAS	F/N/56	F/N/95	F/N/179	F/N/81	F/N/116	F/N/167	F/N/180	F/N/79	F/N/70	F/N/122	F/N/112	MÉDIA				
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11					
SiO <sub>2</sub>	62,00	63,20	64,70	65,50	66,30	67,50	67,40	70,20	70,60	70,60	72,10	67,30				
TiO <sub>2</sub>	0,83	0,82	0,79	0,71	0,72	0,76	0,72	0,67	0,77	0,63	0,56	0,72				
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17,20	16,00	15,70	14,70	14,80	15,20	15,10	13,80	13,30	13,90	11,90	14,70				
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,00	2,49	2,86	2,30	2,06	1,91	1,92	2,24	2,14	2,48	2,11	2,32				
FeO	3,90	3,47	3,18	3,18	3,18	2,60	2,89	2,60	2,31	2,46	2,17	2,90				
MnO	0,13	0,13	0,12	0,12	0,11	0,09	0,09	0,09	0,11	0,08	0,14	0,11				
MgO	2,68	2,39	2,37	2,00	2,26	1,94	2,08	1,84	1,80	1,86	1,80	2,09				
CaO	2,13	2,99	2,75	3,49	2,58	2,34	2,68	2,23	2,46	1,51	3,90	2,64				
Na <sub>2</sub> O	2,23	2,45	2,35	2,17	2,25	2,13	2,13	2,04	1,76	2,06	1,81	2,12				
K <sub>2</sub> O	4,33	3,39	3,28	3,00	3,34	3,34	3,14	2,83	3,76	3,31	2,09	3,26				
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,17	0,19	0,22	0,20	0,19	0,20	0,19	0,19	0,20	0,18	0,16	0,19				
P.F.	1,74	1,90	1,28	2,14	1,88	1,57	0,88	1,30	0,72	1,27	1,90	1,51				
TOTAL	100,34	99,42	99,60	99,51	99,67	99,57	99,32	100,03	99,93	100,34	100,64	99,86				
FeO/Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,30	1,40	1,10	1,40	1,54	1,36	1,50	1,20	1,10	0,99	1,03	1,25				

VARIEDADES	B											MÉDIA
	F/N/14	F/N/59	F/N/34	F/N/69	F/N/35	F/N/54	F/N/134	F/N/86				
AMOSTRAS	12	13	14	15	16	17	18	19				
SiO <sub>2</sub>	59,60	63,60	65,50	69,00	70,60	71,80	73,30	73,70	68,40			
TiO <sub>2</sub>	0,98	0,73	0,75	0,74	0,64	0,54	0,60	0,56	0,69			
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	19,20	18,00	16,00	15,10	14,50	13,30	12,40	13,60	15,30			
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,46	3,92	2,06	2,13	1,86	2,24	1,64	1,87	2,27			
FeO	5,06	2,31	3,98	3,04	2,89	2,89	2,46	1,88	3,06			
MnO	0,18	0,34	0,12	0,06	0,08	0,27	0,03	0,10	0,15			
MgO	2,62	2,09	2,36	1,86	1,72	2,07	1,85	1,23	1,97			
CaO	0,81	0,63	1,03	0,79	1,28	1,19	1,99	0,73	1,05			
Na <sub>2</sub> O	2,63	2,20	2,47	1,75	2,52	2,15	2,23	2,11	2,25			
K <sub>2</sub> O	3,96	4,30	3,54	3,20	2,47	2,56	2,23	3,03	3,16			
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,21	0,17	0,19	0,18	0,16	0,15	0,20	0,15	0,17			
P.F.	1,55	2,42	1,61	1,78	1,46	1,05	0,89	1,54	1,54			
TOTAL	99,23	100,71	99,61	99,63	100,18	100,21	99,82	100,50	100,01			
FeO/Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,06	0,60	1,93	1,43	1,55	1,30	1,50	1,01	1,34			

Continuação - Tabela 10

VARIÉDADES	C			MÉDIA	A+B+C			ANÁLISE* DE GRANADA
	F/RH/48A	F/RH/47	F/RH/67		MÍNIMO	MÉDIA	MÁXIMO	
AMOSTRAS	20	21	22					
SiO <sub>2</sub>	66,20	67,00	70,70	68,00	59,60	67,80	73,70	37,60
TiO <sub>2</sub>	0,71	0,69	0,66	0,69	0,54	0,71	0,98	0,00
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,00	14,30	13,20	14,20	11,90	14,80	19,20	21,40
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,18	1,57	1,25	1,33	1,18	2,15	3,92	* 31,00
FeO	5,20	4,34	4,48	4,67	1,88	3,20	5,20	*
> MnO	0,15	0,12	0,13	0,13	0,03	0,12	0,34	8,10
MgO	2,40	2,40	2,40	2,40	1,23	2,08	2,68	2,20
CaO	0,64	0,90	0,51	0,68	0,51	1,80	3,90	2,20
Na <sub>2</sub> O	2,16	2,26	1,45	1,96	1,45	2,14	2,68	-
K <sub>2</sub> O	3,72	3,55	3,54	3,60	2,09	3,26	4,33	-
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,04	0,03	0,01	0,03	0,01	0,16	0,22	-
P.F.	1,37	1,49	1,32	1,39	0,72	1,50	2,42	-
TOTAL	98,77	98,65	99,65	99,08				102,50
FeO/Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,41	2,76	3,60	3,51				

\* Análise por microsonda efetuada por Moacir Buenano Macambira nos Laboratórios do departamento de Mineralogia e Petrologia do IG-USP.

\*\* FeO = Ferro total

10), mostrando que os valores médios indicam apenas a tendência geral, havendo superposições nos teores de  $\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$  de muitas amostras isoladas dos diferentes grupos. Da mesma forma, a razão  $\text{FeO}/\text{Fe}_2\text{O}_3$ , apesar de sua tendência geral, é muito variável nos mica-xistos com granada, havendo muitas amostra em que ela se superpõe com as dos mica-xistos com epidoto. Nota-se, porém, que os valores dessa razão nos mica-xistos com estaurolita são sempre superiores aos dos demais grupos, mesmo em amostras isoladas.

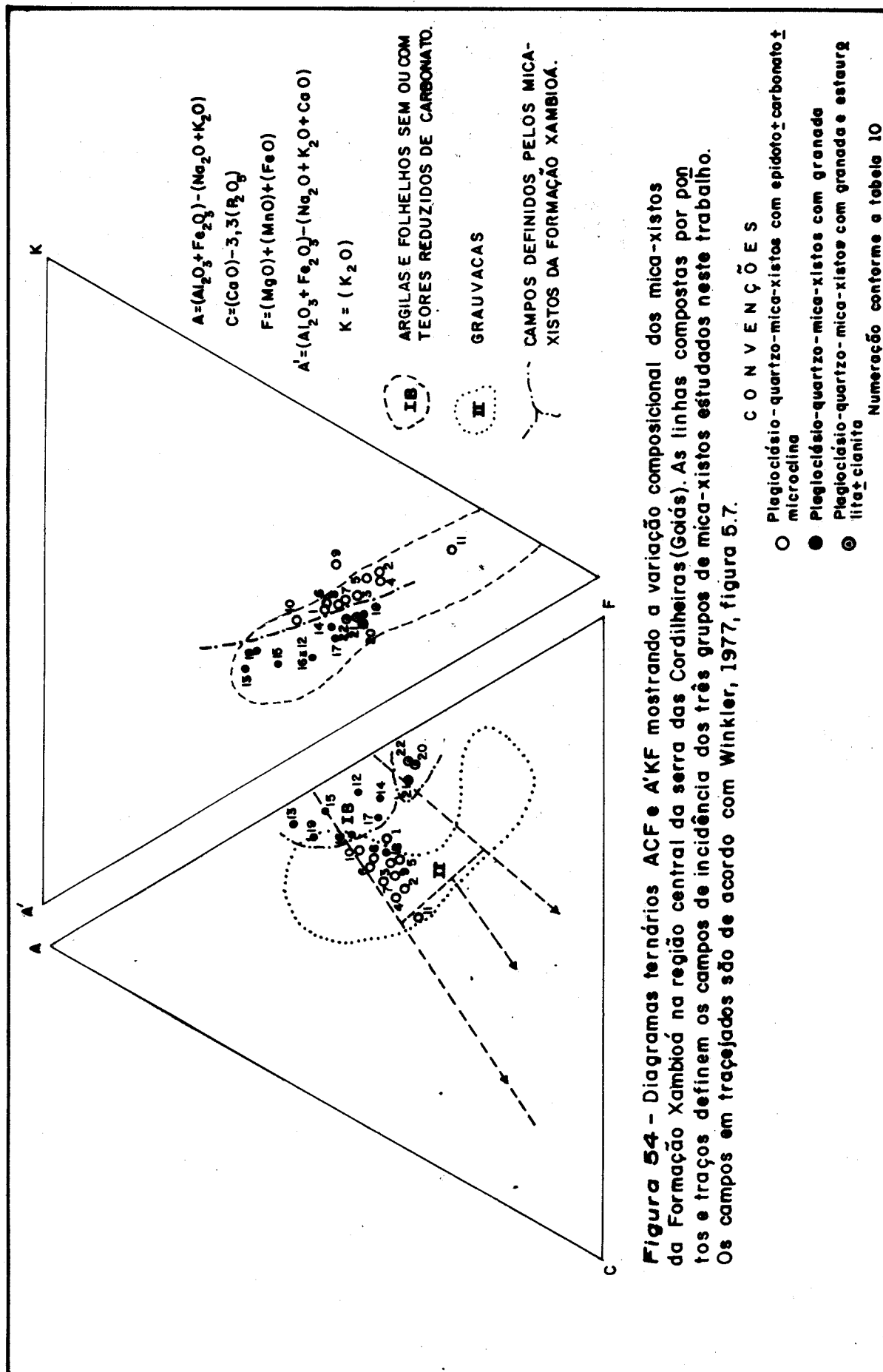
A composição entre as composições químicas médias dos três grupos de mica-xistos estudados, as composições médias daqueles analisados por Souza (1984) e a composição média de 61 análise de grauvacas fornecidas por Pettijohn (1975), tabela 7.3), mostradas na tabela 11), revela semelhança químicas notáveis entre várias rochas. São marcantes as analogias composicionais entre os mica-xistos com epidoto estudados neste trabalho e aqueles analisados por Souza (1984), bem como entre estes e as médias das grauvacas. O mesmo se verifica entre os mica-xistos com granada (B e E na tabela 11). É digna de nota a quase coincidência nos valores médios de CaO nos mica-xistos com epidoto e com granada provenientes dessas duas áreas distintas.

Para ilustrar e melhor caracterizar as diferenças químicas entre as amostras dos três grupos de mica-xistos distinguidos neste trabalho, lançou-se as mesmas em diversos diagramas ternários. A figura 54 mostra as projeções dessas amostras nos diagramas ACF e A'KF. No diagrama ACF há uma nítida separação entre os três grupos sendo que as amostras de mica-xistos com granada e mica-xistos com estaurolita mostram-se mais afastados do vértice C e função dos mais baixos teores de CaO, acontecendo o inverso com as amostras de mica-xistos com epidoto. Como exceção, tem-se a amostra F/N/134/(18) de mica-xistos com granada que se situa as amostras desse último grupo. Entre o grupo de mica-xistos com granada e o grupo de mica-xistos com estaurolita há também uma clara separação, devido ao contraste dos valores de A e B, decorrente, principalmente, de suas diferentes razões  $\text{FeO}/\text{Fe}_2\text{O}_3$ . No diagrama A'KF observa-se uma maior aproximação entre as amostras de diferentes grupos, mas, ainda assim, ocorre uma marcante

Tabela 11 - Comparação entre as composições médias dos mica-xistos da Formação Xambioá da região central da serra das Cordilheiras(Goiás) com rochas afins de outras áreas.

	A	B	C	D	E	F
SiO <sub>2</sub>	67,30	68,40	68,00	68,60	66,50	66,70
TiO <sub>2</sub>	0,72	0,69	0,69	0,66	0,68	0,60
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,70	15,30	14,20	13,80	15,40	13,58
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,32	2,27	1,33	1,90	1,95	1,60
FeO	2,90	3,06	4,67	2,72	3,90	3,50
MnO	0,11	0,15	0,13	0,09	0,11	0,10
MgO	2,09	1,97	2,40	2,01	2,75	2,10
CaO	2,64	1,05	0,68	2,66	1,25	2,50
Na <sub>2</sub> O	2,12	2,92	1,96	2,59	2,04	2,90
K <sub>2</sub> O	3,26	3,16	3,60	2,78	3,60	2,00
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,19	0,17	0,03	0,16	0,17	0,20
P.F	1,51	1,54	1,39	1,69	1,46	4,00
TOTAL	99,86	100,01	99,08	99,69	99,69	99,70
FeO/Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,25	1,34	3,51	1,43	2,00	2,00

- A, B e C - Médias dos três grupos de mica-xistos da Formação xambioá da região central da Serra das Cordilheiras Goiás. A, B, C conforme tabela 10
- D e E - Médias dos mica-xistos da Formação Xambioá da região norte da Serra do Estrondo(Goiás), segundo Souza(1984).  
D - Mica-xistos com Epidoto ≈ A  
E - Mica-xisto com granada ≈ B
- F - Média de 61 amostras de grauvacas, segundo Pettijohn (1975).

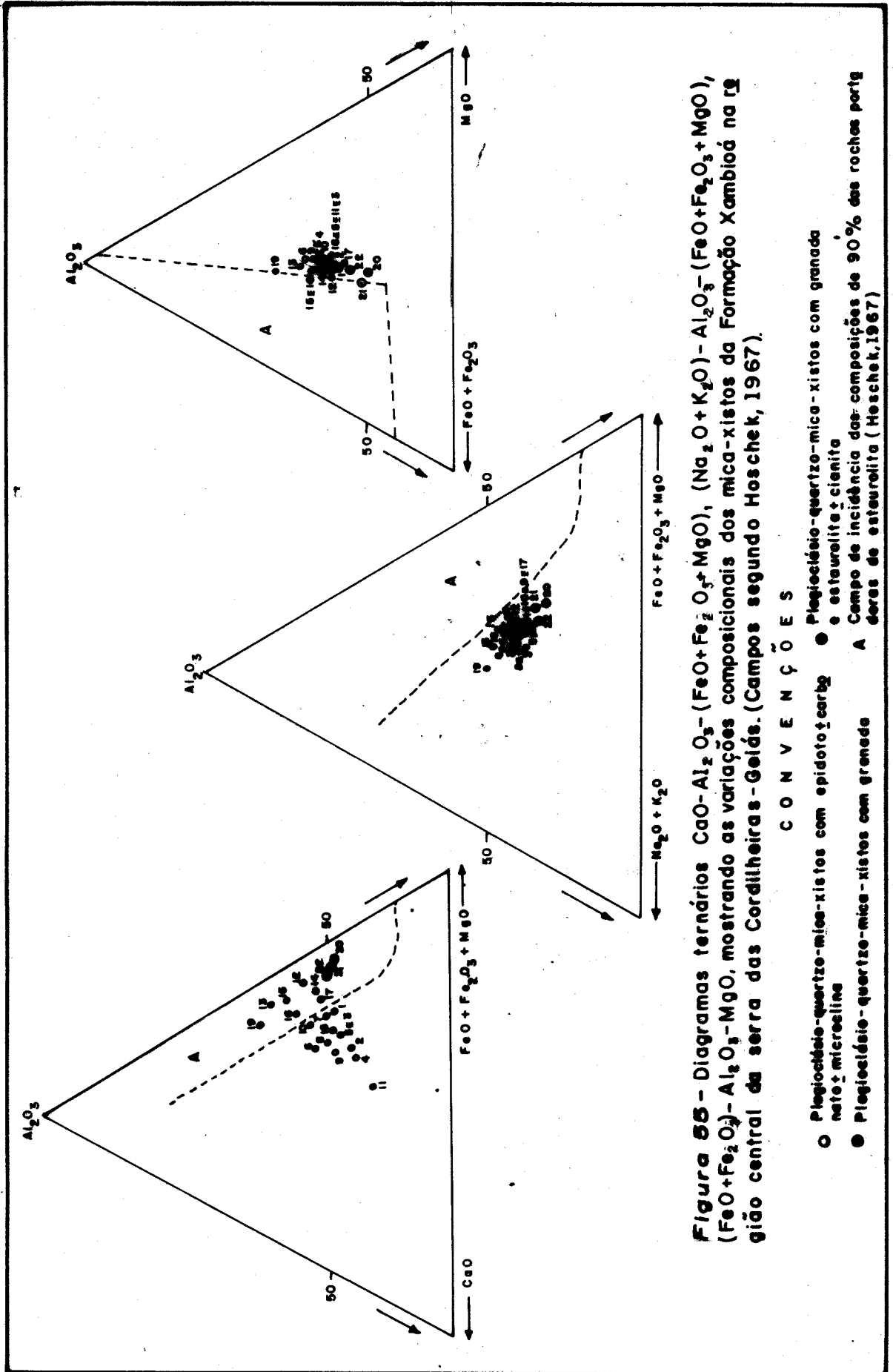


**Figura 54** - Diagramas ternários ACF e A'KF mostrando a variação composicional dos mica-xistos da Formação Xambioá na região central da serra das Cordilheiras (Goiás). As linhas compostas por pontos e traços definem os campos de incidência dos três grupos de mica-xistos estudados neste trabalho. Os campos em traçados são de acordo com Winkler, 1977, figura 5.7.

separação entre os mica-xistos com epidoto e os dois grupos restantes, que, nesse diagrama, tendem a se confundir. A amostra F/N/134 (mica-xistos com granada, N° 18 na tabela 10) que no diagrama ACF se associa aos mica-xistos com epidoto, no diagrama A'KF se afasta do campo dos mesmos e se aproxima das amostras de mica-xistos com estaurolita.

No diagrama ACF (Figura 54) as amostras de mica-xistos com granada concentram-se nos domínios do campo IB (Winkler, 1977, Figura 5.7), que corresponde a argilas e folhelhos sem ou com teores reduzidos de carbonatos, situando-se os mica-xistos com estaurolita um pouco abaixo desse campo (mais próximos de vértice F). As amostras de ambos os grupos situam-se fora de campo II (Winkler, 1977, Figura 5.7), que corresponde às grauvacas, exceto a amostra F/N/134 dos mica-xistos com granada. As amostras de mica-xistos com epidoto, por seu turno, caem na porção do campo IB que se superpõe ao campo II. No diagrama A'KF (Figura 54) não há distinção nítida entre o campo das argilas e grauvacas e todas as amostras incidem no campo comum a essas duas composições. Esses diagramas mostram claramente a separação química existente entre os vários grupos de mica-xistos, sendo muito provável que os mica-xistos com granada derivem de sedimentos pelíticos sem contribuições carbonáticas, ao passo que os mica-xistos com epidoto poderiam ter sido originados de grauvacas ou de sedimentos pelíticos com contribuição carbonática expressiva. Finalmente, os mica-xistos com estaurolita seriam provenientes de pelitos semelhantes aos que geraram os mica-xistos com granada, porém enriquecidos em  $(\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3)$  e com uma razão  $\text{FeO}/\text{Fe}_2\text{O}_3$  elevada (original ou adquirida durante o metamorfismo).

Na figura 55 são apresentados os diagramas  $\text{Al}_2\text{O}_3$ -CaO- $(\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO})$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ - $(\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O})$ - $(\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO})$  e  $\text{Al}_2\text{O}_3$ - $(\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3)$ -MgO. Neles acha-se delimitado o campo estabelecido por Hoscherk (1967) como sendo o de incidência da composição de mais de 90% das rochas portadoras de estaurolita (campos de menor área dos diagramas). As projeções das composições dos mica-xistos com estaurolita da área em estudo, situam-se no interior do campo favorável a presença desse mineral, apenas no diagrama



**Figura 55** - Diagramas ternários  $\text{CaO-Al}_2\text{O}_3-(\text{FeO}+\text{Fe}_2\text{O}_3+\text{MgO})$ ,  $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})-\text{Al}_2\text{O}_3-(\text{FeO}+\text{Fe}_2\text{O}_3+\text{MgO})$ ,  $(\text{FeO}+\text{Fe}_2\text{O}_3)-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{MgO}$ , mostrando as variações composicionais dos mica-xistos da Formação Xambiodá na região central da serra das Cordilheiras-Geladas. (Campos segundo Hoschek, 1967).

**CONVENÇÕES**

- Plegioclásio-quartzite-mica-xistos com epidoto+carbó e estaurilita+clenita
- Plegioclásio-quartzite-mica-xistos com grenada
- Plegioclásio-quartzite-mica-xistos com grenada
- Plegioclásio-quartzite-mica-xistos com grenada
- A Campo de incidência das composições de 90% das rochas porfiricas de estaurilita (Hoschek, 1967)

$Al_2O_3$ -CaO-(FeO+Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>+MgO), ocorrendo o mesmo com as amostras de mica-xistos com granada, exceto a amostra F/N/134(18). Nos demais diagramas, os mica-xistos com estauroлита ocupam o mesmo campo que os mica-xistos com granada assim como aqueles com epidoto. Observa-se, entretanto, que nos diagramas  $Al_2O_3$ -(Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O)-(FeO+Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>+MgO) e  $Al_2O_3$ -(FeO+Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>)-MgO os mica-xistos com estauroлита se separam dos demais devido a uma diminuição relativa de  $Al_2O_3$ , compensada por um aumento de (FeO+Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>+MgO) no primeiro caso e de (FeO+Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>) no segundo. No diagrama  $Al_2O_3$ -CaO-(FeO+Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>+MgO) tem-se a mais nítida separação entre os três grupos, em função do CaO, que coloca em campos totalmente distintos os mica-xistos com epidoto e os demais grupos (de modo análogo ao diagrama ACF), mas também pelo fato que os mica-xistos com estauroлита aproximam-se mais do vértice (FeO+Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>+MgO) e aqueles com granada do vértice do  $Al_2O_3$ .

A análise da distribuição das amostras dos três grupos de mica-xistos da Formação Xambioá nesses diagramas sugere fortemente que, de modo geral, eles não possuem uma composição adequada para a formação de estauroлита. Esse mineral, conforme assinalado por Hoscherk(1967), e Winkler(1977), tem exigências composicionais estritas para a sua cristalização, não se formando, portanto, na maioria dos casos, mesmo que as condições metamórficas lhe sejam favoráveis. Deve-se ressaltar também que, nas amostras estudadas, a estauroлита se apresenta em cristais de pequenas dimensões e em baixíssimas concentrações (1 a 4 grãos por lâminas delgada), mostrando que o quimismo dessas amostras não é tampouco muito favorável para a formação da estauroлита. Elas devem corresponder quimicamente aos 10% de amostras situadas fora dos campos composicionais definidos por Hoscherk(1967). Analisando-se o diagrama, conclui-se que os teores elevados de CaO nos mica-xistos com epidoto e, aqueles igualmente elevados de Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O nos vários grupos, são fatores que inibiram a cristalização de estauroлита na quase totalidade desses mica-xistos. Aparentemente, o segundo fator negativo pôde ser superado nas amostras com uma razão  $Al_2O_3/(Fe_2O_3+Mg)$  baixa.

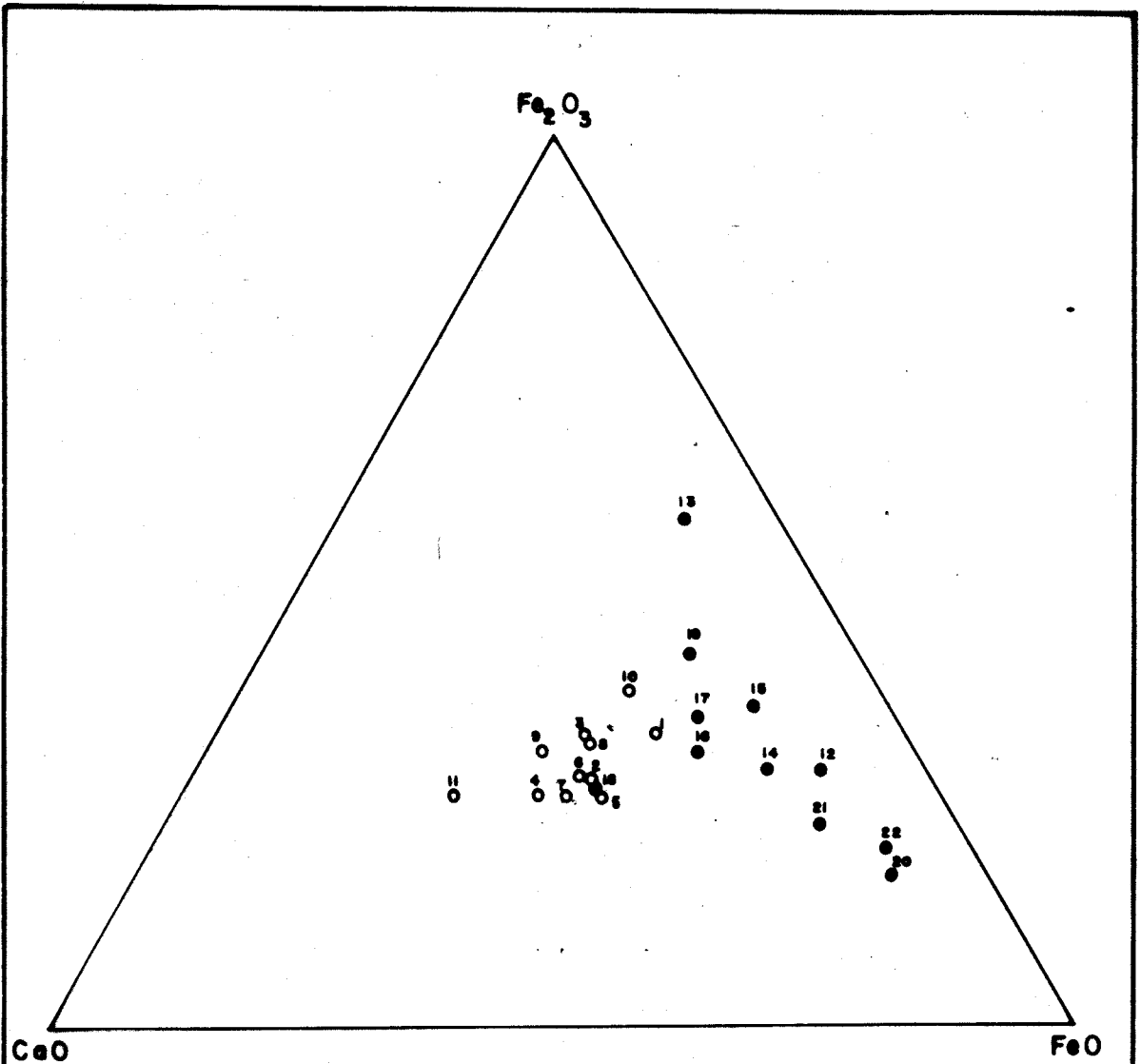
No caso dos mica-xistos com estauroлита, além do controle exercido pelo conteúdo de CaO, outro fator parece influenciar particularmente a cristalização de estauroлита. Tra

ta-se da razão  $\text{FeO}/\text{Fe}_2\text{O}_3$  que, nesse grupo, é sempre elevada e alcança valor médio igual a 3,51, muito superior ao dos demais grupos de xistos. O diagrama  $\text{CaO}-\text{FeO}-\text{Fe}_2\text{O}_3$  (Figura 56), análogo ao diagrama ACF, ilustra mais claramente o caráter determinante do conteúdo de  $\text{CaO}$  e da razão  $\text{FeO}/\text{Fe}_2\text{O}_3$  sobre a cristalização dos vários grupos de mica-xistos.

Análises por microsonda revelaram que a granada possui composição de almandina (tabela 10), sendo algo enriquecida em  $\text{MnO}$  e apresentando baixos teores de  $\text{CaO}$  e  $\text{MgO}$ . O teor de  $\text{CaO}$  da granada é coerente com a sua ocorrência apenas em mica-xistos onde as percentagens desse óxido são baixas.

Os estudos petrográficos revelaram que, nesses xistos, quando a granada está presente o epidoto é raro ou ausente e as análises químicas mostraram que há diferenças expressivas nos teores de  $\text{CaO}$  nos mica-xistos com granada em relação a aqueles dos mica-xistos com epidoto. Ademais, como mostrado na anexa 2, a distribuição espacial das amostras dos vários grupos de mica-xistos é errática, não havendo, na escala do mapeamento adotado, nenhuma ordenação aparente, e notando-se, inclusive, e ocorrências de amostras de mica-xistos com epidoto e de mica-xistos com granada, lado a lado, distando menos de 2 metros, no mesmo afloramento. Esses fatos demonstram que a presença ou ausência desses minerais não são determinadas apenas pelas condições de metamorfismo ( $P$ ,  $T$ ), existindo também um controle químico, que determina a cristalização de granada ou epidoto. O fato decisivo é, ao que tudo indica, o conteúdo de  $\text{CaO}$ . Assim, na medida em que condições físicas ( $P$ ,  $T$ ) favoráveis foram estabelecidas, a cristalização de granada se deu nas regiões ou porções da rocha onde o conteúdo de  $\text{CaO}$  está abaixo da média ( $\text{CaO} < 1,80\%$ , com mais segurança  $\text{CaO} < 1,50\%$ ), sendo nesse caso, inibida a cristalização de epidoto. O inverso ocorre quando as concentrações de  $\text{CaO}$  estão acima da média. Duas exceções foram mencionadas, não estando claro porque nas mesmas essa regra geral não foi respeitada.

Um comportamento idêntico foi observado por Souza (1984) nos mica-xistos da Formação Xambioá ocorrentes na região norte da serra do Estrondo. Nessa região a média geral do conteúdo de  $\text{CaO}$  nos mica-xistos é igual a 2,23%, sendo a média



**Figure 55**—Diagrama ternário  $CaO-Fe_2O_3-FeO$  mostrando as variações composicionais dos mica-xistos da Formação Xambioá na região central da serra das Cordilheiras, Goiás.

### CONVENÇÕES

- Plegioclásio-quartzo-mica-xistos com epidoto+carb<sub>o</sub>nato+microclina.
- Plegioclásio-quartzo-mica-xistos com granada.
- ⊙ Plegioclásio-quartzo-mica-xistos com granada e estaurolita+cianita.

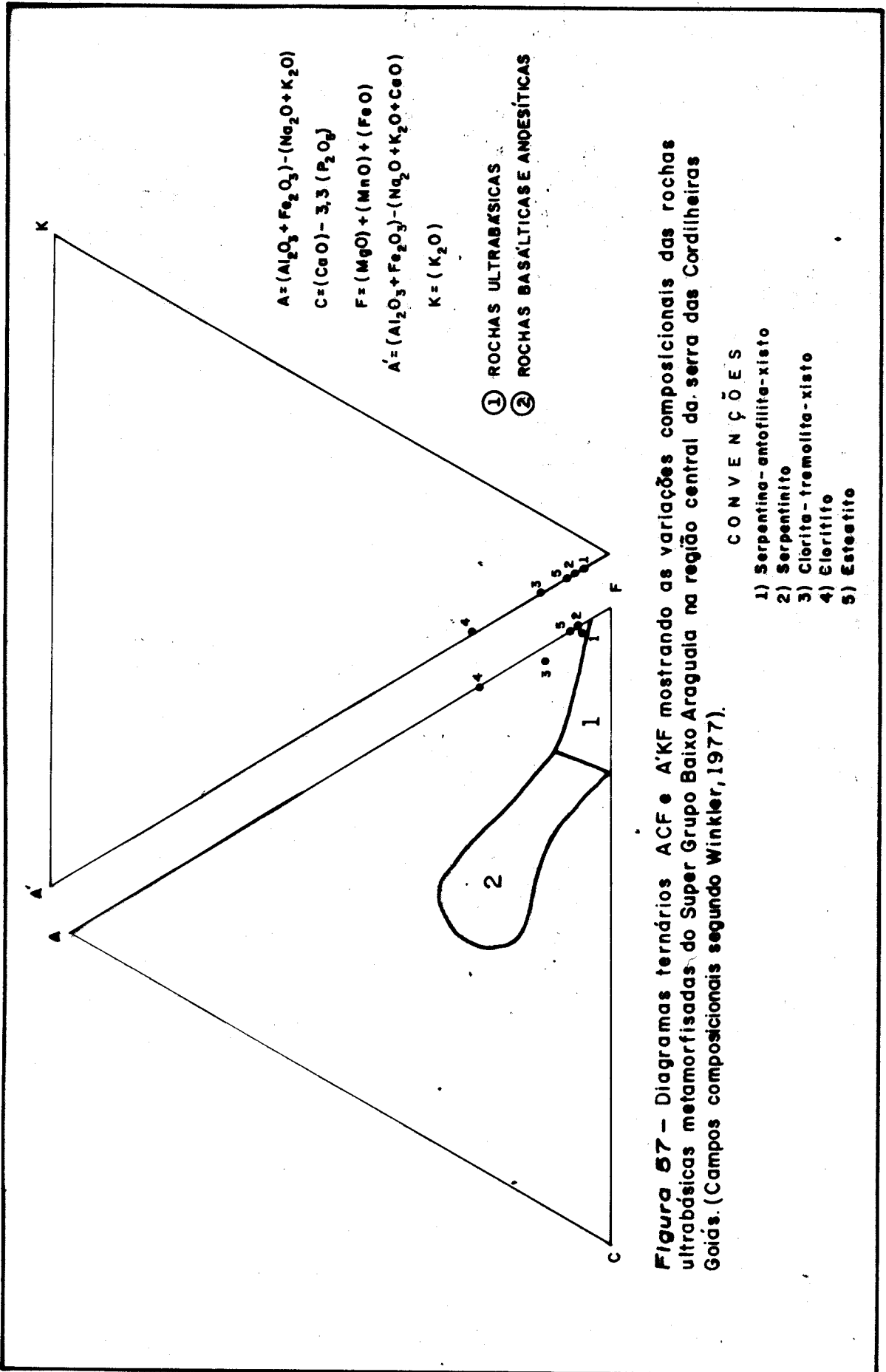
nos mica-xistos sem granada superior a mesma e igual a 2,66% (tabela 11), enquanto que nos xistos com granada a média cai para 1,25%. Embora esses teores médios de CaO sejam levemente superiores àqueles encontrados nos mica-xistos equivalentes da região central da serra das Cordilheiras, eles reforçam muito a hipótese apresentada relacionando a cristalização da granada ou epidoto com o conteúdo de CaO da amostra, ou seja a existência de um controle químico. Mica-xistos com estauroлита não foram estudados por Souza (1984). Dados fornecidos por Santos (1983, tabelas 1 e 9) mostram que quando os mica-xistos da Formação Xambioá, aflorantes na região homônima, apresentam granada com ou sem estauroлита a concentração de CaO é baixa (em torno de 1%) e os teores de FeO se tornam mais elevados (em torno de 5,15%), relativamente aos demais mica-xistos.

### 7.2.3 Corpos Ultrabásicos Metamorfisados

As rochas de composição ultrabásica foram analisadas apenas para os elementos maiores, selecionando-se uma amostra apenas de serpentinito, serpentina-antofilita-xisto, es-teatito, cloritito e clorita-tramolita-xisto (tabela 9).

A figura 57 mostra os diagramas ACF e A'KF e os campos de incidência das amostras analisadas. No diagrama ACF, todas as amostras projetam-se fora do campo definido por Winkler (1977, Figura 5.7) para rochas dessa composição. As amostras 1, 2 e 5 incidem muito próximo ao vértice F aproximando-se bastante do referido campo. As amostras 3 e 4, por apresentarem teores de  $Al_2O_3$  mais elevados e de MgO mais baixos que as demais, afastam-se consideravelmente do campo das ultrabásicas. No diagrama A'KF (Winkler, 1977 Figura 5.7) todas as amostras situam-se na linha A'F devido aos seus baixíssimos teores de  $K_2O$ , mantendo-se, evidentemente, a mesma distribuição relativa dos pontos no que se refere ao vértice F.

O comportamento geral das amostras é muito semelhante ao daquelas analisadas por Gorayeb (1981), pertencentes a corpos ultrabásicos metamorfisados aflorantes nos domínios do Grupo Tocantins.



**Figura 57** - Diagramas ternários ACF e A'KF mostrando as variações composicionais das rochas ultrabásicas metamorfisadas do Super Grupo Baixo Araguaia na região central da serra das Cordilheiras Goiás. (Campos composicionais segundo Winkler, 1977).

## 8 METAMORFISMO

A evolução metamórfica das unidades litoestratigráficas que compõem a Faixa de Dobramentos Araguaia já vem sendo objeto de estudos há algum tempo. Serão mencionados rapidamente aqui, apenas aqueles estudos mais significativos e com maior afinidade com este trabalho.

Silva et al. (1974) afirmam que o Grupo Araxá (atual Estrondo) foi submetido a um metamorfismo do tipo Barreiriano, crescente desde a facies xisto verde até almandina - anfibolito.

Silva (1980), cuja contribuição foi discutida em detalhe quando da abordagem sobre a geologia regional, fez o primeiro estudo dirigido para a compreensão da evolução metamórfica do Super Grupo Baixo Araguaia. A maioria de suas conclusões, quase todas de caráter geral, em função da grande área envolvida na sua pesquisa, permanece válida até o momento.

Costa (1980), apesar de não ter aprofundado a discussão sobre o metamorfismo que afetou as rochas aflorantes no núcleo da estrutura de Colméia, classifica-o como sendo da facies anfibolito alto. Estabelece, ainda, para o Super Grupo Baixo Araguaia, uma variação faciológica crescente, de xisto verde (a oeste) até anfibolito (a leste) e posiciona as isógradas da estauroлита e granada circunscrevendo a estrutura de Colméia.

Santos (1983) e Macambira (1983), conforme indicado no capítulo 2, situam com mais exatidão as principais isógradas metamórficas identificadas no Super Grupo Baixo Araguais, respectivamente, nas regiões de Xambioá e Lontra. Discutem igualmente o metamorfismo e os processos anatécicos que afetaram as rochas gnáissicas de núcleo das megadobras existentes.

Souza (1984) caracteriza dos eventos metamórficos nas unidades litoestratigráficas aflorantes na região norte da Serra do Estrondo. Considera que o primeiro atingiu apenas as rochas de Complexo Colméia, aflorantes na periferia dos núcleos das estruturas Cantão, Rio Jardim e Rio Cunhãs. Suas

características foram de um metamorfismo de grau forte, envolvendo um processo de anatexia que modificou levemente os gnaiss dessa unidade. Com base nas paragênese mineral das rochas do Grupo Estrondo, caracteriza o segundo metamorfismo como sendo no mínimo de grau fraco superior e, mais provavelmente, de início de grau médio, atribuindo a ausência de estauroлита à inadequação composicional dos sedimentos. Identifica na região uma distribuição errática da granada a qual impossibilita a definição de uma isógrada desse mineral. Conclui que a cristalização de granada é controlada pela composição química dos sedimentos originais.

Na discussão, a seguir, será enfocada separadamente cada uma das grandes unidades metamórficas da região, embora se considere que um dos eventos metamórficos atuou simultaneamente no Complexo Colméia e no Super Grupo Baixo Araguaia.

Conforme assinalado por Souza (1984) há dúvidas quanto a idade dos dois grandes eventos metamórficos identificados na região. O primeiro deles - registrado apenas no Complexo Colméia é certamente anterior ao metamorfismo que afetou o Super Grupo Baixo Araguaia, conforme atestam os dados estruturais - data mais provavelmente de Arqueano, embora os dados geocronológicos disponíveis não sejam em absoluto conclusivos. A notável semelhança petrológica existente entre os gnaisses trondhjemiticos do Complexo Colméia e aqueles de diversos complexos gnáissicos muito antigos (ver capítulo anterior) favorece, em certa medida, essa interpretação. A idade de segundo evento está diretamente relacionada àquela do Super Grupo Baixo Araguaia, que é atribuída por diferentes autores, ora ao Ciclo Transamazônico (Silva et al., 1974; Cunha et al., 1981) ora ao Ciclo Uruaçuano (Costa, 1980; Hasui et al., 1984), ora ao Ciclo Brasileiro (Abreu, 1978; Silva, 1980; Gorayeb, 1981; Santos, 1983; Macambira, 1983).

### 8.1 Complexo Colméia

Nessa unidade ocorrem rochas gnáissicas (gnaiss trondhjemiticos e graníticos), veios quartzo-feldspáticos, anfíbolitos e rochas alcali-alumino-magnesianas associadas. Nos

gnaisse trondhjemíticos a associação mais comum consiste fundamentalmente de quartzo, oligoclásio sódico e biotita, sendo constituintes menores muscovita, microclina, epidoto, apatita, allanita e titanita. Nos gnaisse graníticos a microclina passa a ser um mineral essencial, juntamente com quartzo e plagioclásio, mantendo-se a mesma ordem das demais espécies minerais. Nos veios quartzo-feldspáticos a paragênese essencial passa a ser quartzo e microclina, com notável redução nas percentagens de plagioclásio e minerais máficos. Nos anfibolitos encontra-se hornblenda e plagioclásio ( $An_{23-33}$ ) como constituintes maiores e epidoto, titanita, quartzo, biotita e allanita(?) como minerais varietais ou acessórios. Finalmente, as rochas alcali-alumino-magnesianas são formadas essencialmente por flogopita, clorita magnésiana (clinocloro) e cianita.

Um dos aspectos mais marcantes nos gnaisse do Complexo Colméia é o contraste existente entre o seu aspecto heterogêneo em escala mesoscópica e, deixando-se de lado os veios quartzo-feldspáticos, a notável homogeneidade mineralógica e química dos gnaisse trondhjemíticos predominantes na unidade. Isso chama ainda mais a atenção se for considerada a complexa evolução geológica da região. Pode-se deduzir disso que, apesar de afetados por diversos eventos, os gnaisse trondhjemíticos foram capazes de manter as suas características essenciais, sem modificações composicionais radicais a não ser localmente. É provável que os gnaisse graníticos representem transformações locais expressivas de gnaisse pré-existentes. Os veios quartzo-feldspáticos são heterogeneidades muito importante que ocorrem no contexto dos gnaisse trondhjemíticos e devem ser discutidos de modo mais aprofundado.

O primeiro evento metamórfico acha-se registrado em porções reliquias aos gnaisse trondhjemíticos, sendo caracterizado pela presença do bandamento  $l$ , da foliação  $S'_1$  e dos veios quartzo-feldspáticos concordantes com essas estruturas. A associação mineralógica características dessas porções reliquias é idêntica à dos gnaisse trondhjemíticas dominantes, consistindo principalmente de quartzo, plagioclásio e biotita (formando o bandamento  $l$  e  $S'_1$ ) e microclina e quartzo (formando os veios). As condições de metamorfismo durante es

se primeiro evento não devem ter diferido muito daqueles importantes durante o segundo, uma vez que mantiveram-se as mesmas paragêneses nos gnaisses. A interpretação de significado dos veios quartzo-feldspáticos concordantes com o bandamento 1 e  $S'_1$  é difícil tendo em vista a sua ocorrência localizada e a ausência de análises químicas uma vez que os mesmos não foram amostrados. Eles poderiam estar relacionados a eventos anatécicos antigos, possivelmente arqueanos, que teriam afetado os gnaisses ou as rochas subjacentes, porém qualquer conclusão a respeito seria prematura.

O segundo evento metamórfico não deve ter se traduzido pela formação de novos minerais. A sua característica mais marcante foi acompanhar a intensa deformação das rochas pré-existentes, causando, conjuntamente com a deformação, o reordenamento e a recristalização das várias fases minerais, permitindo assim o desenvolvimento do bandamento 2 e da foliação  $S'_2$ . A paragênese quartzo+plagioclásio+biotita+microclina+muscovita não apresenta nenhum mineral índice clássico para a definição do grau de metamorfismo. Entretanto, Turner e Verhoogen (1960) consideram essa paragênese representativa de metamorfismo na facies almandina-anfibolito em rochas quartzo-feldspáticas. Além disso, a presença de muscovita em quantidades expressivas em certas amostras (tabela 1) e a total ausência de paragêneses indicativas de metamorfismo de alto grau (feldspato potássico+minerais de  $Al_2SiO_5$ ; feldspato potássico+almandina), são, segundo Winkler (1977), indicações de que não foi ultrapassado o limite, por ele escolhido, para a passagem entre o grau médio e o grau forte. Isso é corroborado pelo fato de que os gnaisses do Complexo Colméia não se encontram na área estudada intensamente migmatizados, sendo os veios quartzo-feldspáticos sua última feição passível de ser atribuída à anatexia. A homogeneidade em termos de composições químicas e mineralógicas dos gnaisses trondjemíticos, mesmo em áreas distintas (incluindo a região de Xambioá; Santo, 1983; tabela 7), não favorece, no entanto, a interpretação de que eles correspondem ao resíduo de fusão que gerou o líquido formador dos veios quartzo-feldspáticos. Caso isso houvesse ocorrido as prováveis variações locais de temperatura e, talvez, de pressão, de teor de  $H_2O$  e de teor de anortita de plagioclásio, deveriam se tradu

zir em diferenças mais expressivas nas composições tanto dos hipotéticas resíduos de fusões, quanto daquelas dos neossomas ou seja dos gnaisses trondhjemiticos e dos veios quartzo-feldspáticos.

O exame do diagrama Qz-Ab-Or (figura 44), em que foram lançadas as composições normativas das amostras analisadas de gnaisses e veios quartzo-feldspáticos, mostram que a disposição das diferentes variedades e, em particular, aquela dos gnaisses trondhjemiticos, bandas félsicas e bandas máficas de um lado e a dos veios quartzo-feldspáticos, de outro, não favorece a interpretação de que os veios sejam derivados por anatexia, "in situ", cujo resíduo seriam os gnaisses trondhjemiticos e rochas afins. Ora, considerando-se os gnaisses trondhjemiticos como resíduos e os veios quartzo-feldspáticos com a massa fundida (agora cristalizada), observa-se que a composição do primeiro é inteiramente destoante da composição do resíduo de uma rocha constituída de feldspato alcalino, plagioclásio e quartzo quando submetida à anatexia (conforme experiências de Stehhl, 1962 in Winkler, 1977). De acordo com Winkler (1977), nessas experiências, o resto cristalino, em todo o estágio da anatexia, é constituído de qualquer um dos minerais - cordierita, grana da, minerais metalíferos e sillimanita - porque são minerais muito pouco dissolvidos na massa fundida. A biotita, estando presente em quantidades expressivas em uma rocha submetida a anatexia, é um constituinte maior do resto cristalino. Plagioclásio, quartzo e feldspato alcalino podem estar presentes no resíduo. Quartzo ou plagioclásio são os minerais félsicos mais comuns no melonossoma de migmatitos, embora sejam conhecidos casos em que ambos - quartzo e plagioclásio - estejam presentes.

Certamente o líquido gerador dos veios era muito rico no componente Or, em Qz e muito pobre em Ab e An. Isso sugere que a fusão teria se formado às expensas de feldspato potássico e quartzo, com pouca contribuição de plagioclásio. Os estudos experimentais realizados sobre os sistemas Qz-Ab-Or-H<sub>2</sub>O (Tuttle e Bowen, 1958) e sobre a anatexia (Winkler, e von Plate, 1958, 1960, 1961 in Winkler, 1977; von Plate, 1965) indicam que as composições das primeiras fusões formadas situam-se ao longo das linhas cotéticas (cuja posição varia em função da pres

são), deslocando-se quando um dos minerais - Qz ou Or ou Pl - é inteiramente consumido, para uma das superfícies cotéticas (Qz-Pl, Qz-Or, Or-Pl). Ora, e enriquecimento de líquido em Or poderia indicar que esse mineral foi inteiramente consumido durante a fusão, porém, nesse caso, a composição de líquido deveria deslocar-se no sentido de superfície cotética Pl-Qz ao deixar a linha cotética. Conseqüentemente, os pontos representativos da composição de líquido deveriam situar-se acima das linhas cotéticas e não abaixo como se observa na figura 44 (exceto a amostra 17). As hipóteses de desaparecimento de Qz e Pl não são viáveis uma vez que os mesmos são constituintes essenciais dos gnaisses trondhjemiticos, no caso e resíduo hipotético de fusão. É lógico, portanto, concluir que os veios quartzo-feldspáticos não tenham sido gerados a partir da fusão dos gnaisses trondhjemiticos. Isso implica que os veios foram injetados ao longo do bandamento 2 e de S'<sub>2</sub> desses gnaisses e também através de fraturas discordantes em relação aos mesmos (figura 7). O mais provável é que tenham sido gerados durante o pico do segundo evento metamórfico, em maiores profundidades, a partir de rochas possivelmente relacionadas geneticamente ao Complexo Colméia, conforme sugerem as analogias existentes no padrão de elementos traços dos veios e gnaisses (tabela 3 e 4). Rochas composicionalmente afins aos gnaisses graníticos (tabela 4; figuras 43 e 44) poderiam mais facilmente gerar líquidos com a composição dos veios quartzo-feldspáticos e seriam, provavelmente, possíveis de fusão a menores temperaturas. São notáveis os teores baixos de Rb, elevados de Sr e as elevadas razões K/Rb obtidas nas amostras de veios quartzo-feldspáticos. Esse padrão é análogo se observado nos gnaisses graníticos e contrasta vivamente com aquele de Gnaiss Cantão (Souza, 1984), não deixando muito lugar para uma hipótese que relacione os veios quartzo-feldspáticos com esse ortogneisse.

Os anfibolitos ocorrentes no contexto do Complexo Colméia apresentam uma paragênese idêntica aos andesina e eligo clásio anfibolitos de grau médio (Winkler, 1977; figura 12.3), notando-se apenas a não ocorrência de almandina. A ausência de clorita nessas rochas afasta inteiramente a possibilidade de se tratar de anfibolitos de baixo grau. Por outro lado, a presença nesses anfibolitos de quantidades expressivas de epidoto, a não

ocorrência de piroxênios e a composição de seu plagioclásio, constituem evidências de que as temperaturas mais elevadas do grau médio ou aquelas de grau forte não foram atingidas. Nesse sentido é interessante salientar o contraste entre as paragêneses observadas nesses anfibolitos e naqueles associados ao Gnaiss Cantão que, segundo Souza (1984), contêm geralmente piroxênio e devem ter sido metamorfisados a temperatura mais elevadas.

Turner (1968) enquadra as paragêneses observadas nos anfibolitos em discussão na facies almandina-anfibolito, porém, igualmente, nas subfacies de menor temperatura. Miyashiro (1973) comenta a ocorrência de paragêneses semelhantes em rochas metabásicas da região dos "Highlands" da Escócia e considera-as indicativas de um regime de pressões média.

A paragênese identificada nas rochas álcali-alumino-magnesianos foi flogopita+clorita+cianita, sendo a clorita magnésiana do tipo clinocloro. Constatou-se, também, que a composição dessas rochas é semelhante a de rochas ultrabásicas aluminosas (tabela 4). Conforme destaca Winkler (1977), em rochas de tal composição se dará normalmente a formação de clorita rica em magnésio, a qual permanecerá estável até o intervalo de temperatura mais elevado de grau médio. Esse fato, a presença de quantidades expressivas de cianita e a associação dessas rochas com os gnaisses e anfibolitos, indicam que elas poderiam ter se formado igualmente em condições de temperatura de grau médio. Apesar disso, é necessário assinalar que a gênese dessas rochas não foi inteiramente esclarecida. Em função de sua composição, poderiam representar rochas ultrabásicas, talvez relacionadas geneticamente aos corpos ocorrentes na região, profundamente transformadas quando da formação da Estrutura de Cocalândia (teria que haver uma expressiva adição de  $K_2O$  para permitir a formação da flogopita). Outra possibilidade é de que fragmentos de rochas ultrabásicas tenham reagido em maiores profundidades com os líquidos gerados pela anatexia desenvolvida em profundidade e ascendido por carreamento juntamente com as rochas formadoras de diábito.

De acordo com Winkler (1977, figura 18.11) a temperatura mais baixa possível para o começo da fusão, em gnaisses a diferentes pressão d'água, tem valor superior a 600°C. Em

presença de água livre, a anatexia de gnaisses constituídos de feldspato alcalino, quartzo e plagioclásio começa nas temperaturas mais baixas quando o plagioclásio for albita pura. Se o plagioclásio contiver anortita, aumenta a temperatura do início da fusão (Winkler, 1977, tabela 18.4). Brow e Fyfe (1970), sugeriram que em terrenos graníticos pode não haver água livre durante a anatexia. Nesse caso, os minerais hidroxilados dos gnaisses, ao se desdobrarem, forneceriam água, iniciando assim a formação de uma massa fundida. As massas fundidas formadas no intervalos de temperatura de 200°C, depois do começo da fusão, tem composição granítica-granodiorítica semelhantes à obtida quando existe excesso de água. Entretanto, as temperaturas necessárias para formar massas fundidas, na ausência de água livre, são aproximadamente 100°C mais altas (a pressões médias) e 150°C (a pressões altas). As massas fundidas assim formadas são subsaturadas de água.

As condições de subsaturação sugeridas por Brow e Fyfe (1970) parecem ser as mais adequadas para caracterizar as condições que existiam no atual nível de erosão das rochas gnáissicas do Complexo Colméia, na região estudada, conforme atesta o ambiente geológico no qual elas se encontram.

O exame do conjunto de dados acerca das rochas do Complexo Colméia, permite deduzir que as mesmas foram submetidas a um metamorfismo de grau médio, sendo as temperaturas reinantes estimadas em torno de 600 a 650°C e as pressões de 6 a 7 kb (Winkler, 1977, figura 7.4). Esses valores, quando comparados com os dados fornecidos por Winkler (1977), Brow e Fyfe (1970), e Tuttle e Bowen (1958), excluem o desenvolvimento de um processo anatético nos gnaisses nesse nível de profundidade, haja vista que tais condições são insuficientes para causar fusão parcial dos mesmos, em condições de subsaturação. Entretanto, a existência dos veios quartzo-feldspáticos (concordantes e discordantes com o bandamento 2 e S'<sub>2</sub>), bem como seus aspectos texturais, suas relações estruturais e suas características petrológicas, evidenciam que um processo de anatexia se desencadeou, ao que tudo indica em maior profundidade, propiciando a formação de líquidos de composição granítica, os quais foram injetados sob a forma de veios nas porções superiores do complexo gnáissico. Esse processo anatético deve ter permitido a ascensão do diápiro gnáissico, que,

por sua vez, causou a formação das estruturas dômicas. Acredita-se que isso ocorreu durante o clímax do segundo evento metamórfico que atuou na área em questão.

Santos (1983) estima condições não muito diferentes para o metamorfismo que afetou o Complexo Colméia na região de Xambioá. Porém diverge bastante da interpretação aqui apresentada por considerar o conjunto de rochas do complexo como migmatitos, sendo os gnaisses trondhjemiticos o paleossoma e os veios quartzo-feldspáticos o neossoma. Além disso, embora a pressão sugerida pelo referido autor para o metamorfismo (7kb) seja compatível com a adotada neste trabalho, a maneira como ela foi determinada não é inteiramente coerente com os princípios da petrologia experimental. Macambira (1983) limita a temperatura superior de metamorfismo que atingiu as rochas aflorantes no núcleo da estrutura de Lontra em 500°C, mas admite que um processo de anatexia ocorreu em maiores profundidades, sendo, entretanto, embasado nas hipóteses de Santos (1983).

## 8.2 Super Grupo Baixo Araguaia

Essa unidade compreende na região estudada as Formações Morro do Campo e Xambioá e os corpos ultrabásicos metamorfisados. Dentre as rochas da Formação Morro do Campo as paragênese mais comuns consistem essencialmente de quartzo+muscovita, aos quais se associam, as vezes, plagioclásio, grafita, biotita, magnetita e clorita como constituintes menores. Trata-se, portanto, de paragênese pouco esclarecedoras acerca das condições que imperaram durante o metamorfismo, uma vez que são estáveis em amplo intervalo de pressões e temperaturas. A presença em certas amostras de quartzo+plagioclásio+muscovita exclui, no entanto, condições de grau médio superior (Winkler, 1977). A Formação Xambioá constitui-se, por sua vez, de mica-xistos e anfibolitos, enquanto que os corpos ultrabásicos metamorfisados consistem de serpentinitos, serpentina-antofilita-xistos, esteatitos, talcoxistos, clorititos, clorita-xistos, rochas silicificadas ("silexitos") e clorita-tremolita-xistos. Nos tipos litológicos dessas duas unidades foram identificadas as seguintes associações minerais.

- 1) Mica-xistos
  - a) Quartzo+biotita+muscovita+plagioclásio (An<sub>25-27</sub>) + epidoto + (carbonatos+microclina+clorita)
  - b) Quartzo+biotita+muscovita+plagioclásio (An<sub>15-17</sub>) + granada + (microclina+clorita+carbonatos)
  - c) Quartzo+biotita+muscovita+plagioclásio (An<sub>11-14</sub>) + granada + estaurolita + (cianita+microclina+clorita)
- 2) Anfibolitos
  - a) Hornblenda+plagioclásio(oligoclásio e andesina) + quartzo + epidoto (+clorita+biotita)
- 3) Corpos Ultrabásicos Metamorfisados
  - a) Antigorita+Mg-clorita+talco+antofilita
  - b) Antofilita+antigorita+(talco+carbonatos)
  - c) Talco+Mg-clorita+(quartzo)
  - d) Tremolita+clorita

Considerando-se que os mica-xistos da Formação Xam bioá são as rochas amplamente dominantes na região e levando-se em conta a maior sensibilidade de suas associações minerais às variações de pressão e temperatura (em outras palavras a presença de minerais índices de metamorfismo), pode-se estimar que suas paragêneses devam refletir com mais precisão as condições de metamorfismo sob as quais se formaram. Os tipos litológicos dos corpos ultrabásicos metamorfisados também podem contribuir para esclarecer as condições de metamorfismo, porém em menor grau, devido a sua ocorrência mais localizada, por terem sido estudados de modo menos aprofundado e por terem sido quase certamente afetados em parte por transformações mineralógicas complexas, talvez metassomáticas.

A presença de estaurolita, acompanhada ou não, pela cianita, apesar de sua ocorrência restrita, indica que as condições de grau médio foram alcançadas pelo menos localmente (Winkler, 1977). Nesse sentido, é importante assinalar a ocorrência de estaurolita fora dos domínios das megadobras, observada pela primeira vez na Faixa de Dobramentos Araguaia. A estaurolita, como já foi visto, parece ter sua distribuição restrita condicionada, em grande parte, pela inadequação composicional dos

sedimentos originais, não dependendo, portanto, a sua presença unicamente do fato de terem sido atingidas as condições de metamorfismo de grau médio.

A presença de granada de composição almandina bastante freqüente e amplamente distribuída nos mica-xistos, embora tendo um condicionante químico (teor de CaO) controlando a sua cristalização, indica inquestionavelmente que as temperaturas mais elevadas de grau fraco (Winkler, 1977) foram atingidas em toda a região de ocorrência da Formação Xambioá na área estudada. A presença de oligoclásio sódico nos mica-xistos com granada é, aparentemente, contraditória com essa conclusão, uma vez que nesse grau metamórfico deveria ocorrer o salto composicional de plagioclásio, devendo-se esperar uma composição de oligoclásio cálcico (Winkler, 1977), encontrada apenas nos mica-xistos com epidoto. Deve-se ser destacado que também nos mica-xistos com estaurolita - inquestionavelmente metamorfisados no grau médio - se constatou a ocorrência de oligoclásio sódico. Isso mostra que a presença desse mineral deve-se não ao grau metamórfico, mas sim a composição da rocha, sendo a passagem de oligoclásio sódico para cálcico impedida pela escassez de CaO, cujas teores nos mica-xistos com granada e nos mica-xistos com estaurolita são excepcionalmente reduzidos.

A escassez de clorita e a sua ausência em muitas amostras, assim como as freqüentes evidências de sua formação secundária, nos casos em que está em contato com a muscovita, são indicativas de que as condições do grau médio foram efetivamente alcançadas (Winkler, 1977).

Com base na associação almandina+estaurolita+cianita pode-se estimar com certa segurança que o metamorfismo que atuou sobre essa unidade atingiu localmente temperatura de  $550^{\circ} + 30^{\circ}\text{C}$  e pressões variando de 5 a 6 kb (Winkler, 1977; figura 7.4) sendo essas, ao que tudo indica, as condições de clímax de metamorfismo. Quanto às demais paragêneses ocorrentes nos mica-xistos, pode-se dizer que o metamorfismo que as gerou situou-se obrigatoriamente no intervalo compreendido entre as temperaturas mais elevadas do grau fraco e àquelas de início de grau médio. As evidências apontadas sugerem que, muito provavelmente, foram atingidas as condições de metamorfismo do grau médio, se

não em toda, ao menos na maior parte da área de ocorrência dos mica-xistos. Isso não pode, porém, ser demonstrado de modo inequívoco.

As paragênese observadas nos anfibolitos confirmam as condições estimadas para os mica-xistos da Formação Xambioá. Da mesma forma, as assembléias minerais das rochas ultrabásicas, parecem, de modo geral, coerentes com as hipóteses aqui enunciadas.

As condições de metamorfismo estimadas neste trabalho demonstram que o processo metamórfico que atuou sobre os metamorfitos da Faixa de Dobramentos Araguaia tem características do tipo pressão média (Miyashiro, 1973), ou média alta (Turner, 1968) sendo, portanto, confirmada a estimativa de Silva (1980) e Souza (1984). Além disso, em todas as amostras estudadas, dos diversos tipos litológicos presentes na área em questão, é característica comum e alto grau de recristalização dos grãos minerais, evidenciado por desenvolvimento de texturas em mosaico, figuras de recuperação de grãos de quartzo, extinção pouco ondulante dos vários minerais, figuras de migração de charneiras de "kink-bands" e arcos poligonais em micas. Essas observações indicam que a recristalização mineral (metamorfismo) prosseguiu, após cessada a deformação. Isso ratifica as conclusões, a esse respeito, de Macambira (1983), na região de Lontra.

## 9 ORIGEM DAS ESTRUTURAS DÔMICAS

Essas estruturas, não obstante já terem sido re conhecidas por Barbosa et al. (1966), só foram objeto de estudos estruturais a partir de Abreu (1978). Este associa os gnaisses aflorantes nos núcleos das estruturas à Formação Morro do Campo, com base na concordância estrutural observada e considera que intrusões graníticas encobertas levaram à formação das estruturas. Costa (1980) relaciona a formação da Braquianticlinal de Colméia à remobilização do Complexo Colméia e a colocação de corpos graníticos, ainda não aflorantes, seguindo em linhas gerais a proposição de Abreu (1978), exceto pela separação estratigráfica entre os gnaisses do núcleo da estrutura (Complexo Colméia) e as supracrustais com base na existência de discordância estrutural entre eles. Ambos utilizaram principalmente critérios estruturais para embasar suas hipóteses.

Mais recentemente, Santos (1983), fundamentando-se nos dados estruturais de Abreu (1978), Costa (1980) e Macambira e Kotschoubey (1981) e em estudos petrográficos e petrológicos, sugere que a gênese da estrutura dômica da região de Xambioá está relacionada a uma remobilização de embasamento que tornou-se plástico, móvel e menos denso, penetrando diapiricamente nas rochas sobrejacentes, gerando assim a megadobra. Observa-se que, embora a fusão parcial dos gnaisses tenha sido restrita, formando apenas migmatitos de injeção e pequenos corpos graníticos, ela teve, provavelmente, uma participação importante no processo diapírico, como lubrificante na subida de gnaisses. Essa proposição de Santos (1983) difere, portanto, bastante das proposições de Abreu (1978) e Costa (1980), dando mais ênfase ao diapirismo gnáissico em oposição a intrusão graníticas como mecanismo gerador das estruturas.

Na região central de serra das Cordilheiras Goiás, pelo menos duas estruturas foram interpretadas como estruturas dômicas: as estruturas de Grota Rica e Cocalândia. O estudo estrutural realizado consistiu na interpretação de fotografias aéreas, imagens de radar e satélite e na tomada, no campo, das atitudes de  $S_2$  e  $S_0$  transposto, ao nível da Formação Morro do

Campo e, de Bandamento 2 e S'2, a nível das rochas do Complexo Colméia. Nos dois casos, apesar de pequeno número de medidas, essas estruturas tendem a desenhar um domo. Essa tendência e as analogias com os estudos estruturais de Abreu (1978) e, principalmente, Costa (1980), permitem uma caracterização razoável dessas duas estruturas na região central da serra das cordilheiras.

Nos núcleos das estruturas já estudadas, as associações litológicas são geralmente bastante similares, tanto no que concerne aos tipos litológicos, quanto ao volume dos mesmos, exceto nos núcleos das estruturas Cantão, Rio Cunhãs e Rio Jardim, definidas por Souza (1984) e marcadas pela ampla dominância do Gnaiss Cantão, unidade ausente ou mal caracterizada no núcleo das demais estruturas. Um estudo petrológico dessas rochas só foi feito a partir de Santos (1983) e Macambira (1983). Esses mostraram a presença, nos núcleos das estruturas de Xambioá e Lontra, de ortognaisses trondhjemíticos migmatizados, anfibolitos e granito-gnaisses (esses ocorrem apenas em Lontra e segundo comunicação oral de J.B. Macambira, seriam semelhantes aos ortognaisses Cantão descritos por Souza, 1984). Macambira (1983) descreve ainda rochas ultrabásicas associadas aos demais tipos litológicos. Santos (1983) inclui o conjunto no Complexo Colméia, conforme definido por Costa (1980). Macambira (1983) prefere incluir essas rochas, simplesmente, no embasamento do Super Grupo Baixo Araguaia.

Souza (1984), por sua vez, descreve nas estruturas por ele estudadas uma associação de ortognaisses granodioríticos a graníticos, cogenéticos, que ocupa quase a totalidade dos núcleos das megadobras e a qual denomina Gnaiss Cantão. Assinala a ocorrência restrita no núcleo dessas estruturas de gnaisses migmatizados, únicos com estruturas E-W, os quais correlaciona ao Complexo Colméia. Considera o Gnaiss Cantão mais jovem que o referido complexo com base no padrão estrutural concordante do primeiro em relação ao do Super Grupo Baixo Araguaia e em dados geocronológicos. Além disso, menciona a ocorrência de rochas anfibolíticas associadas ao Gnaiss Cantão e interpreta a presença de veios enriquecidos em microclina associadas a esses ortognaisses como indicativos de um processo anató

xico limitado e local dessas rochas.

Dessa forma, pode-se distinguir dois tipos de estruturas: aquelas em cujos núcleos afloram predominantemente rochas gnáissicas, em geral trondhjemiticas, atribuídas ao Complexo Colméia (Colméia, Xambioá, Grota Rica e Cocalândia) e as estruturas marcadas pela dominância de Gnaiss Cantão (Cantão, Rio Cunhãs e Rio Jardim). O posicionamento da estrutura de Lontra ainda não está claro nesse esquema. Uma característica comum a essas estruturas é a presença de veios ou neossomas enriquecidos em  $K_2O$ . Santos (1983), Macambira (1983) e Souza (1983) concordam com a hipótese de que a anatexi seja o processo gerador desses veios ou neossomas. Neste trabalho, esta hipótese é aceita, embora haja diferenças significativas na interpretação do desenvolvimento do processo, assim como na natureza das rochas envolvidas, conforme discutido no capítulo anterior.

Resumindo as interpretações contidas nos trabalhos anteriores e os dados obtidos neste trabalho, podem ser aventadas três hipóteses para explicar a origem das estruturas dômicas.

1. Fusão parcial de rochas em profundidades gerando magmas graníticas que formariam intrusões ao erguendo o Complexo Colméia e as unidades supra crustais. Essas intrusões ainda não foram expostas no nível atual de erosão, sendo evidenciadas apenas indiretamente pela presença de veios quartzo-feldspáticos e pela formação das estruturas em si. Esta hipótese corresponde aquela proposta por Abreu (1978) e Costa (1980).
2. Diapirismo gnáissico envolvendo o Complexo Colméia, possivelmente devido à remobilização e à fusão parcial dos gnaisses de complexo em profundidade com conseqüente formação de uma massa fundida de volume limitado que facilitou a ascensão de material gnáissico introduzindo-se e arqueando as supracrustais, conforme proposto por Santos (1983).
3. Diapirismo de rochas granitóides intrusivas no Complexo Colméia, devido à remobilização e à fusão parcial das mesmas em profundidade. Essas rochas granitóides ascenderiam em estado quase que totalmente sólido, sendo intensamente deformadas, recristalizadas e metamorfoisadas, gerando o Gnaiss Cantão. Durante

a colocação desses gnaisses, episódio relacionado ao clímax de metamorfismo do Super Grupo Baixo Araguaia, dar-se-ia a formação das estruturas dômicas. Essa hipótese foi apresentada por Souza (1984).

A primeira hipótese, embora possível, é bastante especulativa. Dentre as três é a mais remota, uma vez que a nível dos núcleos das megadobras não existem evidências de massas graníticas intrusivas, pelo menos no atual nível de erosão, sendo portanto, uma hipótese que carece de fatos.

Não existe necessariamente uma oposição entre as duas hipóteses restantes, uma vez que poderia se dar em diferentes regiões da Faixa de Dobramentos Araguaia geração de estruturas por ascensão diapírica ora dos gnaisses do Complexo Colméia e rochas associadas, ora de Gnaisse Cantão. Nas estruturas de Cantão, Rio Cunhãs e Rio Jardim é difícil, ao se adotar a hipótese de origem das estruturas por diapirismo, negar a influência de Gnaisse Cantão na formação das mesmas, uma vez que ele ocorre na quase totalidade dos seus núcleos, ao passo que o Complexo Colméia tem distribuição restrita e limitada aos bordos das estruturas, sugerindo que possa ter sido soerguido pelo Gnaisse Cantão juntamente com as supracrustais (Souza, 1984). Nesse sentido é interessante notar que, no núcleo da estrutura de Lontra, Macambira (1983) descreve rochas mineralógicas, textural e quimicamente semelhantes ao Gnaisses Cantão, tendo-as classificado de granito-gnaisses. Da mesma forma, no núcleo da estrutura de Colméia, Costa (1980) menciona a ocorrência de granitóides migmatizados muito semelhantes petrograficamente ao Gnaisse Cantão. Essas evidências levam a supor que o Gnaisse Cantão possa ter uma distribuição mais ampla que a conhecida até o momento e não seria impossível pensar que tenha participado igualmente na formação de outras estruturas. A ausência de material semelhante ao Gnaisse Cantão nos núcleos das estruturas de Xambioá, Grotá Rica e Cocalândia pode significar que nessas áreas o material não teve a ascensão alcançada nas áreas de Cantão, Jardim e Cunhãs, ou que o nível de erosão ainda não alcançou essas rochas naquelas regiões, porém essa idéia apresenta as restrições já levantadas em relação à primeira hipótese. Na verdade não existem argumentos teóricos que permitam refutar a hipótese de diapirismo envolvendo os gnaisses do Comple

xo Colméia e, no estágio atual, tanto essa hipótese, quanto a terceira parecem plenamente aceitáveis.

São imprescindíveis estudos petrológicos e estruturais mais aprofundados nas várias estruturas, bem como dados geofísicos para substanciar melhor essa interpretação. As discussões teóricas referentes ao diapirismo foram apresentadas detalhadamente por Santos (1983) e Souza (1984), não devendo ser retomadas neste trabalho.

## 10 EVOLUÇÃO GEOLÓGICA

A evolução geológica da região central da serra das Cordilheiras, aqui apresentada, baseia-se tanto nos dados obtidos neste trabalho, quanto naqueles oriundos dos trabalhos anteriores realizados na Faixa de Dobramentos Araguaia, uma vez que a evolução da área só pode ser entendida dentro daquela da unidade geotectônica que a integra. Essa evolução será apresentada em suas etapas sucessivas, achando-se indicada esquematicamente na figura 58.

### a) Formação do Complexo Colméia

O Complexo Colméia é a unidade mais antiga da região, tendo sofrido uma evolução policíclica. Somente nos gnaisses dessa unidade acham-se preservados dobramentos de direção E-W, ausentes no Super Grupo Baixo Araguaia. Costa (1980), apoiado em dados geocronológicos apresentados por Hasui et al (1980), considera que o Complexo Colméia formou-se durante o Ciclo Jequié, sendo de idade arqueana. Na verdade, as datações geocronológicas não parecem em si conclusivas, porém a hipótese de uma idade arqueana para essa unidade é aceitável, considerando-se a sua evolução policíclica e as suas marcantes analogias petrológicas com outras seqüências gnáissicas muito antigas de diversos continentes.

Pouco se pode dizer sobre as rochas pré-metamórficas que geraram os gnaisses do Complexo Colméia. Na região estudada, o registro mais antigo corresponde as porções reliquias nos gnaisses que revelam ter sido o bandamento 1 das mesmas, afetados por dobras de direção E-W, com conseqüente desenvolvimento de uma xistosidade  $S'_1$  plano-axial. Considera-se esse evento metamórfico e deformacional, responsável pela formação dos gnaisses e pela sua posterior deformação, como sendo de idade arqueana. Há veios quartzo-feldspáticos concordes com o bandamento 1, igualmente dobrados, que sugerem a possibilidade de fenômenos anatéxicos terem ocorrido nessa etapa, porém as evidências são inconclusivas a esse respeito. Essa fase deformacional é muito semelhante aquela descrita por Cos

ta (1980) como  $F'_1$ . O metamorfismo seria, ao que tudo indica, de grau médio, sendo difícil defini-la com maior precisão.

b) Intrusão de Rochas Granitóides Cortando o Complexo Colméia

Esse evento não se acha claramente representado na região central da serra das Cordilheiras, pois corresponde a formação das rochas granitóides, posteriormente remobilizadas e metamorfasadas, de modo a gerar o Gnaisse Cantão. Ele foi proposto por Souza (1984) para justificar a formação dessa unidade. Dados geocronológicos indicam que esse magmatismo poderia datar de 1750 m.a., sendo certamente essa a sua idade mínima.

c) Subsidência, Formação da Bacia de Deposição e Sedimentação, Magmatismo Associado.

Após as duas etapas anteriores, muito provavelmente durante o Précambriano Superior, ocorreu a regeneração da porção marginal oriental do Cráton Amazônico, formando-se, entre o referido cráton e o Maciço Mediano de Goiás, uma extensa bacia, onde passou a se acumular um espesso pacote sedimentar (Abreu, 1978; Costa, 1980). No início, a sedimentação deu-se em condições do mar raso e ambiente praiano, depositando-se uma seqüência essencialmente psamítica, bastante pura, com contribuições pefíticas, havendo provavelmente intercalações de areias grosseiras e finas. Houve, em seguida, variações no ambiente de deposição, passando-se a um ambiente costeira do tipo pantanoso, onde acumularam-se sedimentos com maior contribuição pelítica e com significativo conteúdo de matéria orgânica (mica-xistos grafitosos). Devem ter ocorrido passagens gradativas e interdigitações entre esses dois tipos de sedimentação, que vieram a dar origem à Formação Morro do Campo. Após deu-se um aumento acentuado da profundidade da bacia e os sedimentos depositados inicialmente foram encobertos de modo gradativo por sedimentos pelíticos (argilas e siltes), muito provavelmente associados com grauvacas. Localmente houve contribuição de sedimentos carbonáticos, porém sempre subordinados aos sedimentos arenosos e pelíticos. Esse novo pacote de sedimentos ge

rou posteriormente, a Formação Xambioá.

Rochas básicas, provavelmente sob a forma de diques e soleiras, devem ter se formado durante essa fase, associando-se aos sedimentos. Foram, posteriormente, metamorfisadas gerando os anfibolitos atualmente associados à Formação Xambioá. As características químicas desses anfibolitos sugerem que esse magmatismo básico possuía natureza toleítica. Os anfibolitos que ocorrem juntamente com os gnaisses do Complexo Colméia, também poderiam estar relacionados a esse evento magmático, supondo-se que os magmas básicos tenham se alojado no embasamento (Complexo Colméia) e, ao mesmo tempo, nos sedimentos acumulados na bacia. A inexistência de diferenças químicas expressivas entre os dois grupos de anfibolitos alimenta essa hipótese, porém são necessários estudos mais detalhados para esclarecer essa questão.

#### d) Tectogênese Principal

Segue-se, ainda no Pré-cambriano Superior, uma fase em que toda a sequência sedimentar e as rochas do Complexo Colméia são envolvidas em um ciclo tectônico marcado por processos de deformação e metamorfismo muito intensos. Ao final desse ciclo, a Faixa de Dobramentos Araguaia assume as suas atuais características como unidade tectônica. A deformação deve ter tido um caráter progressivo e deu-se, inicialmente, em rochas no estado plástico e, mais tardiamente, crescentemente rígidas. Durante essa etapa formaram-se diversas gerações de dobras e uma série de falhamentos, bem como juntas e fraturas.

As rochas metassedimentares do Grupo Estrondo e, mais particularmente, os mica-xistos da Formação Xambioá, registram muito bem essa evolução. Nos primeiros dobramentos foram gerados dobras intrafoliais ( $D_1$ ) com ápices espessados e houve, concomitantemente, o desenvolvimento de uma xistosidade  $S_1$ , plano-axial. Com o prosseguimento do processo, formou-se uma segunda geração de dobras ( $D_2$ ) evidenciadas por microdobramentos ou crenulações da xistosidade  $S_1$  que foram preservadas como inclusões em poiquiloblastos de plagioclásio. A intensificação desses dobramentos causou uma intensa transposição e a consequente

geração de uma nova xistosidade ( $S_2$ ), fortemente penetrativa. Localmente desenvolveu-se nos xistos um bandamento paralelo a  $S_2$ . Aproximadamente nesse momento o metamorfismo atinge o seu clímax, com temperatura estimada de  $550^{\circ} \pm 30^{\circ}C$  e pressão de 5 a 6 kb, cristalizando nos mica-xistos granada, estaurolita e cianita.

Paralelamente às transformações descritas no Grupo Estrondo, e Complexo Colméia sofria a ação desse novo ciclo tectônico, cujos efeitos traduziram-se principalmente pela formação de bandamento 2 e da foliação  $S'_2$  que se amoldam ao contorno das estruturas de Grotá Rica e Cocalândia. No nível superior os gnaisses vão sofrer uma intensa deformação, acompanhada de re cristalização, mantendo-se as paragêneses de grau médio, formadas em temperaturas de aproximadamente  $600$  a  $650^{\circ}C$  e pressões de 6 a 7 kb. Durante o pico do metamorfismo em níveis mais profundos, gnaisses geneticamente relacionados ao Complexo Colméia, porém de composição diferente daquela dos gnaisses trondhjemícos, devem ter sido submetidos à anatexia parcial. Os líquidos assim gerados ascenderam na crosta e alojaram-se ora concordante, ora discordantemente, em relação ao bandamento 2 dos gnaisses trondhjemíticos, formando os veios quartzo-feldspáticos. Esse processo anatético, ligado a desequilíbrios gravitacionais existentes na região, permitiu a ascensão diapírica das rochas gnáissicas que provocou o desenvolvimento das estruturas dômicas nas rochas supracrustais ( $D'_3$ ). Em outras regiões da Faixa de Dobramentos Araguaia, as intrusões granitóides, que se alojaram no Complexo Colméia, tiveram certamente um papel de cisivo nessa etapa da evolução, vindo a originar o Gnaisse Cantão (Souza, 1984). Isso não pode, porém, ser comprovado na região central da serra das Cordilheiras, onde essa unidade não ocorre.

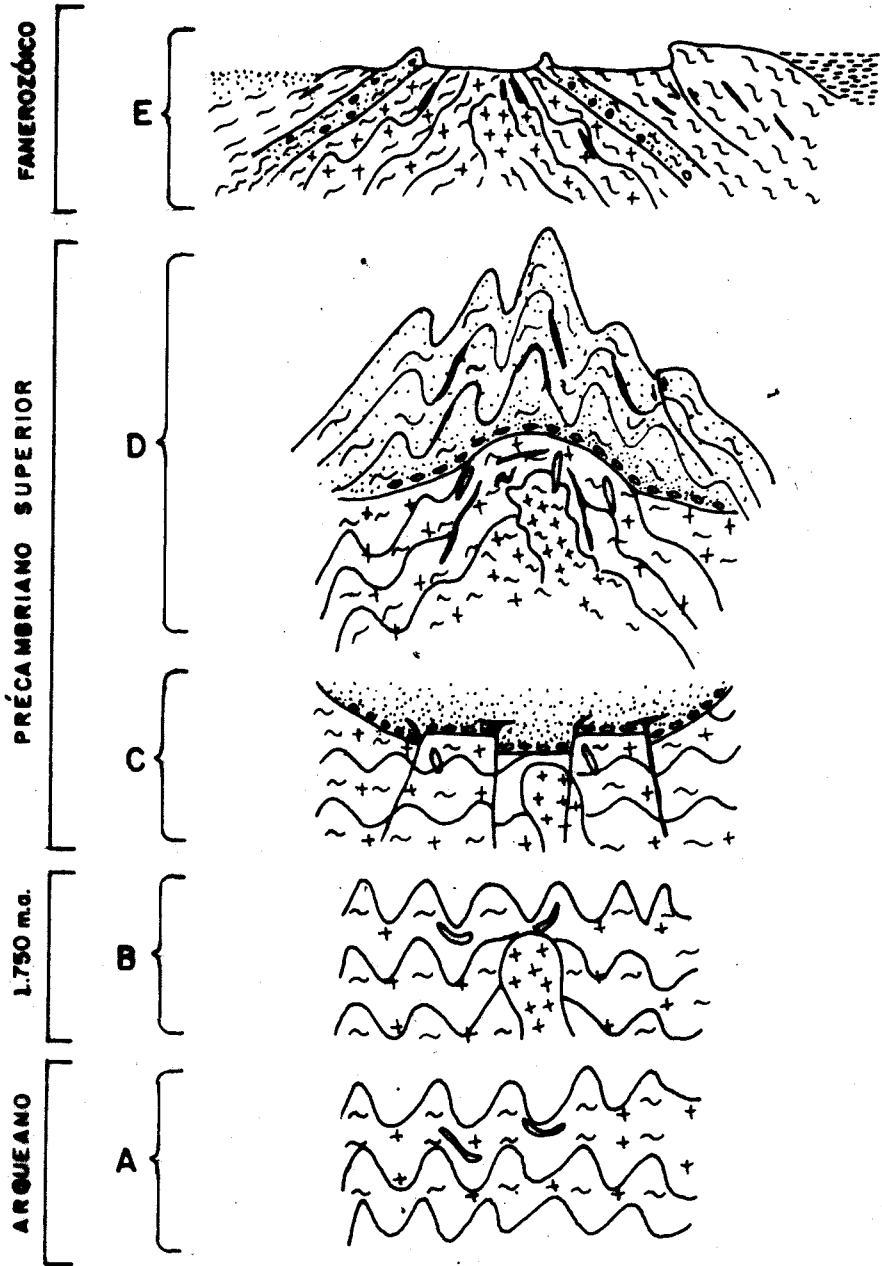
Voltando-se à Formação Xambioá, o prosseguimento da deformação fez com que se formasse uma terceira geração de dobras ( $D_3$ ) afetando a xistosidade  $S'_2$  traduzindo-se como dobras centimétricos e crenulação. Localmente, houve a transposição de  $S_2$  e formou-se uma clivagem de crenulação ( $S_3$ ). Essa deformação culminou, naquela que se convencionou chamar de fase  $F_4$  de deformação, por gerar o Falhamento Inverso(?) de Aragomi nas e, associados a ele ou não uma série de lineamentos marcantes com direções predominantes NNW-SSE além do Falhamento inver

so(?) da porção SE da área. Seguiu-se uma fase de relaxamento dos esforços, denominada  $F_5$ , em que se formaram falhas normais, as sim como a maioria das juntas (essa fase afetou igualmente as rochas do Complexo Colméia).

O papel desempenhado pelos corpos ultrabásicos ainda não foi bem esclarecido, carecendo esse tema de estudos mais aprofundados. Não se conhece bem, nem o momento de sua co locação, nem sua evolução metamórfica, questões essas fundamen tais em qualquer discussão. As evidências obtidas neste traba lho sugerem fortemente que um controle tectônico seja determinan te na colocação desses corpos. Isso leva a pensar que a mesma tenha se dado durante a principal fase tectônica, favorecida pe la deformação intensa. Seria, porém, o metamorfismo que afetou esses corpos o mesmo que atuou no Grupo Estronto ou haveria fei ções metamórficas herdadas da história anterior desses corpos? A hipótese de que a colocação dos corpos ultrabásicos, nesse caso não metamorfisados, tenha se dado nos sedimentos acumulados na bacia de deposição, antes da principal fase tectônica, pare ce pouco compatível com as atuais hipóteses de origem e evolução das rochas ultrabásicas (Ringwood, 1975).









#### el Evolução Durante o Fanerozóico

A história metamórfica da região encerra-se no Pré-cambriano. Durante o Paleozóico a área estudada prosseguiu sua evolução através da formação de nova bacia de deposição, on de se acumularam os sedimentos da atual Sinéclise do Maranhão, representados na região pela Formação Pimenteiras, que recobre discordantemente as unidades pré-cambrianas. Mais recentemente, durante o Cenozóico, ao que tudo indica, em antigas fossas tectô nicas, depositaram-se sedimentos não consolidados, dominantemen te arenosos e aparentemente não muito espessos.



**Figura 50** - Síntese esquemática da evolução geológica da região central da serra das Cordilheiras, Goiás.

LEGENDA

-  Coberturas do Terciário-Quaternário
-  Formação Pimenteiras
-  Formação Xambioá
-  Formação Morro do Campo
-  Gnaise Cantão
-  Complexo Colméia
-  Veios
-  Rochas Básicas e Ultrabásicas

## 11 BIBLIOGRAFIA

- ABREU, F.A.M. - 1978 - Estratigrafia e evolução estrutural de segmento setentrional da faixa de dobramento Paraguaia-Araguaia. Tese de mestrado. Belém, UFPa/NCGG. 90 p.
- ABREU, F.A.M.; HASUI, Y. - 1978 - Evolução estrutural do supergrupo Baixo Araguaia. In: Anais do XXX Congr. Bras. Geol., Recife, v. 1, p. 257-269.
- AGUIAR, G.A. - 1971 - Revisão geológica da bacia paleozóica do Maranhão. In: Anais do XXV Congr. Bras. Geol., São Paulo, p. 113-122.
- ALMEIDA, F.F.M. - 1967 - Origem e evolução da plataforma brasileira. Rio de Janeiro, D.N.P.M. Div. Geol. Min., Bol. n° 241, 36 p.
- ALMEIDA, F.F.M. - 1974 - Sistema tectônico marginal do Craton do Guaporé. In: Anais do XXVIII Congr. Bras. Geol., Porto Alegre, v. 4, p. 9-17.
- ALMEIDA, F.F.M.; HASUI, Y.; BRITO NEVES, B.B. - 1976 - The Upper pre-cambrian of south America. Bol. Inst. Geoc. 4: 45-80.
- ALMEIDA, F.F.M.; HASUI, Y.; BRITO NEVES, B.B.; FUCK, R.A. - 1977 - Províncias estruturais brasileira. In: Atas do VIII Simp. Geol. Nord., Campina Grande (PB). v. 6, p. 363-381.
- BARBOSA, O.; ANDRADE RAMOS, J.R.D.; GOMES, F.A.; HEMBOLD, R. - 1966 - Geologia estratigráfica, estrutural e econômica da área do Projeto Araguaia. Rio de Janeiro, D.N.P.M. Div. Geol. Min. 95 p.
- BARD, J.P. - 1980 - Microtexture da rocher magmatiquer et metamorphiques. Paris, Masson. 192 p.
- BARKER, F. - 1979 - Trondhjemite Definition, environment and hypotheses of origin. In: Barker, F. Ed. Trondhjemites, dacite, and related rocks. Amsterdam. Elsevier. v. 6, p. 1-12.
- BARKER, F.; ARTH, J.G. - 1976 - Generation of trondhjemitic - Tonalitic liquids and archean bimodal trondhjemite-Basalts suites. Geology, 4:596-600.

- BARKER, F.; MILLARD JR., H.T.; LIPMAN, P.W. - 1979 - Four Low K siliceous rocks of western U.S.A. In: Barker, F. Ed. Trondhjemites, dacites, and related rocks. Amsterdam, Elsevier. v. 6, p. 415-433.
- BEZERRA, P.E.L.; CUNHA, B.C.C.; MONTALVÃO, R.M.G.; IANHEZ, A.C.; POTIGUAR, L.A.T.; PITTHAN, J.H.L. - 1982 - Geologia da extremidade sudeste da plataforma amazônica e da Faixa de dobramentos Araguaia-Tocantins. In: Anais do Simp. Geol. Amaz., Belém, v. 1, p. 9-25.
- BROWN, G.C.; FYFE, W.S. - 1970 - The production of granitic melts during ultrametamorphism. *Cont. Min. Pet.* 28:310-318.
- CARMICHAEL, D.M. - 1969 - On the mechanism of prograde metamorphic reactions in quartz-bearing pelitic rocks. *Cont. Min. Pet.* 20:244-267.
- CHAYES, F. - 1956 - Petrographic modal analysis. New York, John Wiley & Sons. 113 p.
- COLEMAN, R.G.; PETERMAN, Z.E. - 1975 - Oceanic plagiogranite. *Jour. Geoph. Research.* 80:1099-1108.
- COLLERSON, K.D.; BRIDGWATER, D. - 1979 - Metamorphic development of early archean and trondhjemitic gneisses: Saglek area Labrador. In: Barker, F. Ed., Trondhjemites, dacites, and related rocks. Amsterdam, Elsevier. v. 6, p. 205-273.
- COSGROVE, J.W. - 1976 - The formation of crenulation cleavage. *Il. Geol. Soc. Lond.* 132:155-178.
- COSTA, J.B.S. - 1980 - Evolução geológica da região de Colméia. Tese de mestrado. Belém, UFPa/NCCG. 98 p.
- COSTA, J.B.S.; GORAYEB, P.S.S.; BEMERGUY, R.L.; GAMA JUNIOR, T.; KOTSCHOUBEY, B.; LEMOS, R.L. - 1983 - Projeto Paraíso do Norte; Relatório final. Belém, D.N.P.M./UFPa. 125 p.
- CUNHA, B.C.C.; POTIGUAR, L.A.T.; IANHEZ, A.C.; BEZERRA, P.E.L.; PITTHAN, J.H.L.; SOUZA JUNIOR, J.J.; MONTALVÃO, R.M.G.; SOUZA, A.M.S.; HILDRED, P.R.; TASSINARI, C.C.G. - 1981 - Geologia da folha SC.22 Tocantins. In: Brasil. D.N.P.M. Projeto Radam Brasil, Folha Tocantins; Geologia, geomorfologia, pedologia, vegetação e uso potencial da terra. Rio de Janeiro. v. 22.

- DEER, W.A.; HOWIE, R.A.; ZUSSMAN, J. - 1972 - Rock-forming minerals. London, Longman. v. 1.
- DEKATE, Y.G. - 1967 - Tungsten Occurrences in India and their genesis. Econ. Geol. 62:556-561.
- DOUTHITT, D.B. - 1982 - Precambrian coal or anthrascolite. A sources for graphite in high-grade schists and gneisses - A discussion. Econ. Geol. 77(5):1247-1249.
- DOLDSCHMIDT, V.M. - 1958 - Geochemistry. Oxford, The University Press. 730 p.
- GORAYEB, P.S.S. - 1982 - Evolução geológica da região de Araguaema-Pequizeiro. Goiás-Brasil - Tese de mestrado. Belém, UFPa/NCGG. 100 p.
- GUERREIRO, M.G.S.; SILVA, J.M.R. - 1976 - Projeto Guarai-Conceição. Belém, D.N.P.M./UFPa. 50 p.
- HANSON, G.N. - 1978 - The application of trace elements to the petrogenesis of igneous rocks of granitic composition. In: Allégre, C.J.; Hart, S.R. Ed. Trace Elements in Igneous Petrology. Amsterdam elsevier v. 5 p. 26-43.
- HASUI, Y.; ABREU, F.A.M.; SILVA, J.M.R. - 1977 - Estratigrafia da faixa de dobramentos Paraguai-Araguaia no centro-norte do Brasil. Bol. IG/UPS. 8:107-118.
- HASUI, Y.; COSTA, J.B.S.; ABREU, F.A.M. - 1984 - Província Tocantins.Setor setentrional. In: Almeida, F.F.M. Hasui, Y.Ed. O precambriano do Brasil. São Paulo, Edgar Blücher. p. 187-203.
- HASUI, Y.; HENNIES, W.T.; IWANUCH, W. - 1975 - Idades Potássio-Argônio do pré-cambriano da região Centro-Norte do Brasil. Bol. IG/USP. 6:77-83.
- HASUI, Y.; TASSINARI, C.C.G.; SIGA JR., O.; TEIXEIRA, W.; ALMEIDA, F.F.M.; KAWASHITA, K. - 1980 - Datações Rb-Sr e K-Ar do Centro-Norte do Brasil e seu significado geológico-tectônico. In:Anais do XXXI Congr. Bras. Geol., Camboriu-Santa Catarina, v. 5, p. 2659-2676.
- HEIR, K.S.; BILLINGS, G.K. - 1972 - Rubidium. In: Wedepohl, K.H. Ed. Handbook of geochemistry. Berlim, Springer-Verlag. v. II/3, 37.
- HOBBS, B.E.; MEANS, W.D.; WILLIAMS, P.E. - 1976 - An outline structural geology. New York. John Wiley. 471 p.

- HOSCHEK, G. - 1967 - Untersuchungen zum Stabilitätsbereich von Chloritoid und Stannolith. *Cont. Min. Pet.* 14:123-162.
- HURLEY, P.M. - 1967 - Rb<sup>87</sup>-Sr<sup>87</sup> Relationships in the differentiation of the mantle. In: Wyllie, P.J. Ed. *Ultramafic and related rocks*. New York, John Wiley & Sons. p. 372-375.
- HUTCHISON, C.S.; LUMPTUR, K. - 1975 - The norm, its variations, their calculation and relationships. *Schweiz. Mineral. Petrog. Mitt.* 55:243-256.
- IRVINE, T.N.; BARAGAR, W.R.A. - 1971 - A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Can. Jour. Earth. Sci.* 8:523-548.
- JEFFERY, P.G. - 1959 - The geochemistry of tungsten, with special reference to the rocks of the Uganda Protectorate. *Geoch. Cosm. Acta.* 16:278-295.
- JUNG, J. - 1959 - Classification modale des roches éruptives; utilisant les données fournies par le compteur de points. Paris, Masson. 122 p.
- KEGEL, W. - 1965 - A estrutura geológica do nordeste do Brasil. Rio de Janeiro, D.N.P.M. Div. Geol. Min. Bol. nº 227. 47 p.
- LOCZY, L.; LADEIRA, E.A. - 1976 - Geologia estrutural e geotectônica. São Paulo, Edgar Blücher. 528 p.
- MACAMBIRA, J.B. - 1983 - Geologia e ocorrências minerais da braquianticlinal de Lontra-Goiás. Tese de mestrado. Belém, UFFPa/NCCG. 108 p.
- MACAMBIRA, J.B.; KOTSCHUBEY, B. - 1981 - Magmatismo ácido na região da braquianticlinal de Lontra-Goiás. In: *Anais I Simp. Geol. Centro-Oeste. Geologia do Pré-cambriano*. SBG. p. 555-564.
- MACAMBIRA, J.B.; SOUZA, A.C.C.; KAWASHITA, K. - 1982 - Geocronologia da braquianticlinal de Lontra-Goiás. In: *Anais do XXXII Congr. Bras. Geol. Resumo e Breves comunicações*, Salvador, Bol. nº 2, p. 12.
- MALPAS, J. - 1979 - Two contrasting trondhjemite associations from transported Ophiolites in Western Newfoundland: initial report. In: Barker, F. Ed. *Trondhjemites, dacites, and rela*

- ted rocks. 6. Amsterdam, Elsevier. p. 485-487.
- MANCUSO, J.J.; SEAVOY, R.E. - 1982 - Precambrian coal or anthoscolite: A source for graphite in high - grade schists and Gneisses. Econ. Geol. 76:951-954.
- MATTA, M.A.S. - 1982 - Evolução geológica da região de Tucuruí-Pa. Tese de mestrado. Belém, UFPa/NCGG. 109 p.
- MCGREGOR, V.R. - 1979 - Archean gray gneisses and the origin of the continental crust: Evidence from the Godthab region, West Greenland. In: Barker, F. Ed. Trondhjemites, dacites, and related rocks 6. Amsterdam, Elsevier. p. 169-204.
- MEHNERT, K.R. - 1971 - Migmatites. Amsterdam, Elsevier. 405 p.
- MIYASHIRO, A. - 1973 - Metamorphism and metamorphic belts. Londres, George Allen & Unwin. 492 p.
- MOODY, J.D.; HILL, M.J. - 1956 - Wrench-fault tectonics. Bull. Geol. Soc. Am. 67:1207-1246.
- MORAES REGO, L.F. - 1933 - Notas geograficas sobre o Rio Tocantins. Bol. Mus. Emílio Goeldi. Bol. nº 9. p. 272-288.
- MULLEM, G.D. - 1983 - MnO/TiO<sub>2</sub>/P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>: A minor element discriminant for basic rocks of oceanic environments and its implications for petrogenesis. Earth. Planet. Sci. Lett. 62: 53-62.
- NICHOLSON, R. - 1966 - Metamorphic differentiation in crenulated schists. Nature. 209:68-69.
- O'CONNOR, J.T. - 1965 - A classification for quartz-rich igneous rocks based on feldspar ratios. Geol. Surv. Prof. Pap. 525B, 5:79-84.
- PAYNE, J.G.; STROMG, D.F. - 1979 - Origin of the twillingate trondhjemite, North-Central Newfoundland: partial melting in the rocks of an island arc. In: Barker, F. Ed. Trondhjemites, dacites, and related rocks 6. Amsterdam, Elsevier. p. 489-516.
- PEARCE, T.H.; GORMAN, B.E.; BIRKETT, T.C. - 1975 - The TiO<sub>2</sub>-K<sub>2</sub>O-P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> diagrams: A method of discriminating between oceanic and non-Oceanic basalts. Earth Planet. Sci. Lett. 24:419-426.

- PEARCE, T.H.; GORMAM, B.E.; BIRKETT, T.C. - 1977 - The relationship between major element chemistry and tectonic environment of basic and intermediate volcanic rocks. Earth Planet. Sci. Lett. 36:121-132.
- PETTIJOHN, F.J. - 1975 - Sand and sandstone. In: Pettijohn, F.J. Sedimentary rocks. New York, Harper e Rew. p. 195-259.
- PFLUG, R.D. - 1962 - Lineamento Rio das Velhas. Rev. Eng. Min. Met. 35(210):301-302.
- PHILLIPS, E.R.; CARR, G.R. - 1973 - Myrmekite associated with alkali feldspar megacrysts in felsic rocks from New South Wales. Lithos. 6:245-260.
- PHILLIPS, E.R.; RANSON, D.M.; VERNON, R.H. - 1972 - Myrmekite and muscovite developed by retrograde metamorphism at broken hill, New South Wales. Min. Magazine. 38:570-578.
- PUTY, C.O.F.; MARTINS, R.C.; MONTALVÃO, R.M.G.; JOÃO, X.S.J.; CARRERA, J.M.; SILVA, G.H.; NEVES, A.P.; GIFFONI, L.E.; LOURENÇO, R.S.; FRIZZO, S.J. - 1972 - Projeto Marabá; folha Xambioá, Belém, D.N.P.M. v. 3.
- RAMSAY, J.C. - 1967 - Folding and fracturing of rocks. New York, McGraw-Hill. 568 p.
- RANKAMA, K.; SAHAMA, T.H.G. - 1950 - Geochemistry. Chicago, University of Chicago. 911 p.
- RINGWOOD, A.E. - 1975 - Composition and petrology of the earth's mantle. New York, McGraw-Hill. 618 p.
- SÁ, J.H.S.; CORDANI, V.G.; KAWASHITA, K. - 1980 - Datações geocronológicas do norte da faixa de dobramentos Paraguai-Araguaia. In: Anais do XXXI Congr. Bras. Geol., Ccamboriu - Santa Catarina, Resumos, Bol. nº 2, p. 401.
- SÁ, J.H.S.; LEMOS, R.L.; KOTSCHOUBEY, B.; VILLAS, R.N.N.; SU CASAS JR.; P. BARRIGA, V.; COSTA, M.L.; COIMBRA, A. - 1979 - Projeto Araguaia; relatório final. Belém, D.N.P.M./UFPA. 76 p.
- SANTOS, M.D. - 1983 - Geologia e ocorrências minerais da braquianticlinal de Xambioá-Goiás. Tese de mestrado. Belém, UFPA/NCGG. 124 p.

- SCHONEVELD, C. - 1979 - The geometry and the significance of inclusions patterns in syntectonic porphyroblast. Ph.D. Thesis. Leiden, University of Leiden. 125 p.
- SHELLEY, D. - 1973a - Myrmekites from the haast schists, New Zealand. Am. Min. 58:332-338.
- SHELLEY, D. - 1973b - Myrmekites from the haast schists, New Zealand: A reply. Am. Min. 58:804.
- SILVA, G.G.; LIMA, M.J.C.; ANDRADE, A.R.F.; ISSLER, R.S.; GUI MARÃES, G. - 1974 - Geologia da folha SB-22 Araguaia e parte de SC-22 Tocantins. Belém, D.N.P.M. v. 4.
- SILVA, J.M.R. - 1980 - Metamorfismo das rochas pelíticas do segmento setentrional da faixa Tocantins-Araguaia. Tese de mestrado. Belém, UFPa/NCGG. 48 p.
- SILVA, R.W.S.; SÁ, J.H.S. - 1982 - Feições geológicas e magma tométricas da região do baixo Araguaia. In: Anais do I Simp. Geol. Amazônia, Belém. v. 1, p. 259-269.
- SMITH, J.V. - 1974 - Feldspar minerals. Berlim, Springer-Verlag. v. 2.
- SOUZA, A.C.C. - 1984 - Geologia e petrologia do extremo norte da Serra do Estrondo(GO). Tese de mestrado. Belém, UFPa/NCGG. 81 p.
- SPRY, A. - 1969 - Metamorphic texture. Oxford, Pergamon Press. 350 p.
- STRECKEISEN, A. - 1976 - To each plutonic rock its proper name Earth Sci. Rev. 12:1-33.
- TARNEY, J.; WEAVER, B.; DRURY, A. - 1979 - Geochemistry of archean trondjemitic and tonalitic gneisses from scotland and east Greenland. In: Barker, F. Ed. Trondhjemiter, daciter, and related rocks 6. Amsterdam, Elsvier. p. 275-299.
- TAYLOR, S.R. - 1964 - Abundance of chemical elements in the continental crust. A new table. Geoch. Cosmoch. Acta. 28: 1273-1285.
- TAYLOR, S.R. - 1965 - The implication of trace element data to problems in petrology. Physicalchemistry of the Earth. 6:133-213.

- TROWN, R.A.; VAZ, L.F.; SLONGO, T.T.; NAKASATO, N. - 1975 - Geologia da região Tucuruí, baixo Tocantins-Pará. In: Anais do XXIX Congr. Bras. Geol. Ouro Preto. Minas Gerais. v. 2. p. 137-148.
- TURNER, F.J. - 1968 - Metamorphic petrology. New York, McGraw-Hill Book. 403 p.
- TURNER, F.J.; VERHOOGEN, J. - 1960 - Igneous and metamorphic petrology. New York, McGraw-Hill. 694 p.
- TURNER, F.J.; WEISS, L.E. - 1963 - Structural analysis of metamorphic tectonites. New York, McGraw-Hill Book. 545 p.
- TUTTLE, O.F.; BOWEN, M.L. - 1958 - Origin of granite in the light of experimental stnolies in the system  $\text{NaAlSi}_2\text{O}_8$ - $\text{KAlSi}_3\text{O}_8$ - $\text{SiO}_2$ - $\text{H}_2\text{O}$ . Geol. Soc. Am. Memoir. 74, p. 1-153.
- VELOSO, M.P.; JAPIASSU, M.S.; GÓES FILHO, L.; LEITE, P.F. - 1974 - Vegetação das folhas SB.22 Araguaia e parte da SC. 22 Tocantins. In: Brasil. D.N.P.M. Projeto Radam, Folha SB.22 Araguaia e parte da SC.22 Tocantins; Geologia, Geomorfologia, solos, vegetação e uso potencial da terra. Rio de Janeiro. v. 4.
- VERNOM, R.N. - 1976 - Metamorphic Processer. Reactions and microstructure development. London, George Allen & Unwin. 246 p.
- VON PLATEN, H. - 1965 - Experimental anatexis and geneses of migmatites. In: EHLERS, E.G. The interpretation of geological Phase diagrama. San Francisco, W.H. Freeman. 280 p.
- YODER, H.S.; TILLEY, C.E. - 1962 - Origin of basalts magmas: An experimental study of natural and synthetic rocks systems. Jour. Pet. 3:342-532.
- WEDEPOHL, K.H. - 1972 - Abundance in common magmatic rock types; terrestrial of geochemistry. Berlim, Springer-Verlag. v. II/3, p. 37-E-10-37-E-10.
- WHITTEN, E.H.T. - 1966 - Structural geology of folded rocks. Chicago, Rand McNally. 678 p.
- WINKLER, M.G.F. - 1977 - Petrogenesis of metamorphic rocks. New York, Springer-Verlag. 334 p.

ZWART, H.J. - 1960a - The chronological succession of folding and metamorphism in the central Pyrenees. Geol. Runds. 50: 203-218.

ZWART, H.J. - 1960b - Relations between folding and metamorphism in the Central Pyrenees and their chronological succession. Geologie en Mijnbouw. 2:162-180.

12 ANEXOS