1

ARCABOUÇO TECTONO-ESTRUTURAL

1.1 Introdução

Silva & Sá (1982) efetuaram uma interpretação dos mapas aerogeofísicos obtidos pelo Projeto Aerogeofísico Brasil-Canadá – PGBC da região norte do Estado do Tocantins e sudeste do Pará, onde reconheceram três domínios magnéticos, levando em conta o relevo, amplitude e freqüência das anomalias, tamanho e forma das linhas de contorno, nível geral de intensidade do campo magnético e direção de tendência das anomalias em diferentes zonas da área, caracterizando claramente os domínios do Cráton, da Faixa Orogênica Tocantins-Araguaia e da Sinéclise do Parnaíba, que constituem as três grandes unidades geotectônicas da região.

Na Folha Araguaína, utilizando-se de todos os dados geológicos, geofísicos, geoquímicos, geocronológicos e petroquímicos existentes na área, foi possível dividi-la em três unidades tectônicas: Domos Gnáissicos, correspondendo ao domínio cratônico de Silva & Sá (*op. cit.*); Faixa Orogênica Tocantins-Araguaia (grupos Estrondo e Tocantins) e Sinéclise do Parnaíba.

Capeando essas unidades, foram registrados outros eventos deposicionais mais recentes, representados pelas coberturas arenosas e/ou detrítico-lateríticas, de idade terciária e quaternária e aluviões quaternárias, agrupadas nas unidades designadas Coberturas Tércio-Quaternárias e Depósitos Aluvionares (figura II.1.1).

1.2 Domos Gnáissicos

Em trabalhos anteriores, realizados ao sul da área, alguns autores assinalaram a existência de uma estrutura antifórmica (dômica) na região de Colméia, situada na Folha Conceição do Araguaia. Posteriormente, foram definidas outras estruturas semelhantes, formando um colar orientado na direção N-S, com aproximadamente 250km de extensão, ocorrendo, na área em estudo, os domos de Rio das Cunhãs, Rio Jardim, Cantão, Grota Rica e Cocalândia, cujas características são altamente significativas dentro do contexto geológico da região do Estado do Tocantins. Desses domos, os mais importantes são os de Cantão e Rio Jardim, localizados na porção centro-sul da folha.

Na tentativa de explicar a origem dessas estruturas, utilizou-se da sistematização, do conceito e das características gerais sobre domos gnáissicos, de Castro (1987), comparando-as com os dados obtidos na bibliografia e no campo.

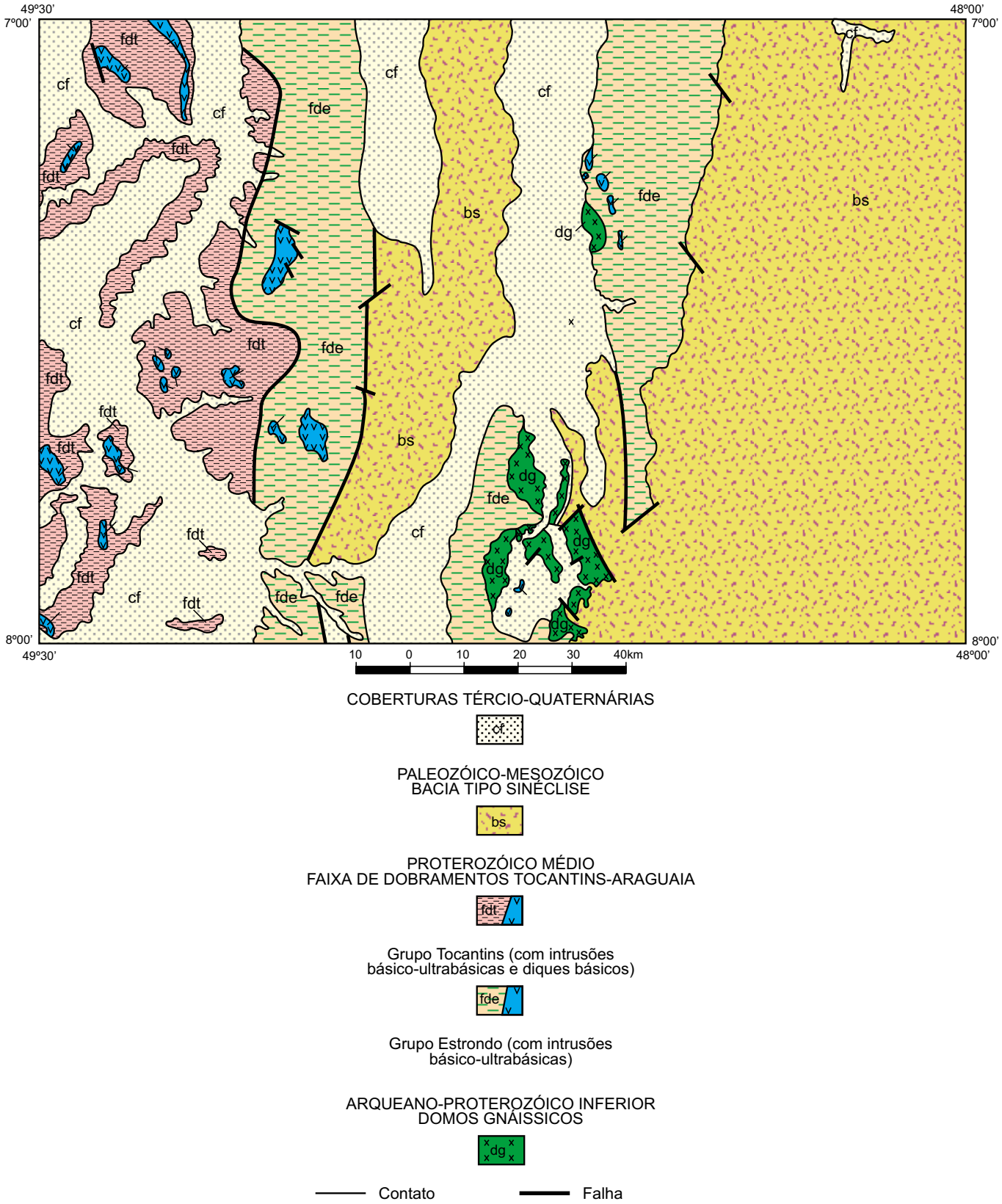


Figura II.1.1 – Divisão tectônica simplificada.

1.3 Faixa Orogênica Tocantins-Araguaia

Essa unidade apresenta uma configuração alongada de direção N-S, com mais de 850km de comprimento e largura variando em expressão aflorante de cerca de 30km, nas extremidades, 150km na porção central. Situa-se na região do médio Araguaia - baixo Tocantins, entre o Maciço Mediano de Goiás e a Sinéclise do Parnaíba, a leste, e o Cráton Amazônico, a oeste.

Na Folha Araguaína ocorre em sua porção centro-oeste, extrapolando os seus limites (figura II.1.1). Levando em conta a origem e as características litológicas e estruturais de suas rochas, essa unidade foi dividida em dois grupos: Estrondo e Tocantins ambos com corpos básico-ultrabásicos intrusivos.

A ocorrência de um grande conteúdo pelítico na sedimentação clástica e a significativa ausência de rochas carbonatadas permitem supor a existência de um sulco alongado, com fontes de suprimento de ambos os lados e um clima temperado a frio, mas não tão rigoroso, pois além dos carbonatos também foi inibida a formação de espessos pacotes carbonosos, característicos dos climas mais frios.

Os dados manuseados neste trabalho não permitiram caracterizar o estágio tectônico atingido pela Faixa Orogênica Tocantins-Araguaia. Não foi possível enquadrá-la como *rift* intracontinental ou mesmo inferir se um *rift* inicial teria evoluído até um miogeossinclíneo. As ocorrências de vulcanismo/magmatismo e da sedimentação grauvaqueana, que caracterizariam um eugeossinclinal, não foram encontradas na área mapeada.

1.3.1 Grupo Estrondo

Essa unidade ocorre na porção central da folha em duas faixas alongadas e separadas pelo *Graben* do Muricizal, de idade paleozóica. Apresenta-se orientada na direção N-S com continuidade física para fora dos limites norte e sul da folha, encontrando-se a oeste em contato com as rochas da Formação Couto Magalhães através de falhamentos, possivelmente transcorrentes, e, a leste, recoberta pelos sedimentos da Bacia do Parnaíba (figura II.1.1).

1.3.2 Grupo Tocantins

Essa unidade ocorre na porção ocidental da Faixa Orogênica Tocantins-Araguaia, margeando e, em parte, recobrindo a borda leste do Cráton Amazônico.

Na Folha Araguaína, situa-se em sua porção oeste, sendo representado apenas pela sedimentação marginal ao cráton. Nesta região, Almeida *et al.* (1974) definiram a Geossutura Tocantins-Araguaia, e caracterizada como uma ampla zona de falhas profundas, de direção N-S, onde ocorrem vários corpos máfico-ultramáficos, metamorfizados, de natureza intrusiva.

As rochas do Grupo Tocantins foram descritas por Hasui *et al.* (1977) como pertencentes à Faixa de Dobramentos Araguaia juntamente com as rochas do Grupo Estrondo.

1.4 Sinéclise do Parnaíba

Essa unidade é representada pelas formações fanerozóicas da Bacia do Parnaíba, a qual apresenta na Folha Araguaína uma área aproximada de 6.000km^2, ocupando cerca de 1/3 da sua porção leste. No contexto geral, a área trabalhada constitui uma parte insignificante de toda a bacia, que tem cerca de 700.000km^2, representando uma ampla depressão intracratônica, cuja característica original é a deposição horizontalizada de seus estratos, tendo sido implantada, provavelmente, durante o Siluriano, com a subsidência da área cratônica devida a fraturamentos N-S, NE-SW e NW-SE (Scislewski *et al.*, 1983) responsáveis pela evolução estrutural da bacia, originados quando dos primeiros pulsos tectônicos que ocasionaram a separação da América do Sul do continente africano.

O pacote sedimentar da Sinéclise do Parnaíba foi subdividido em três ciclos deposicionais, perfazendo nove formações separadas muitas vezes por discordâncias regionais. Esse pacote sedimentar , assim subdividido, permite estabelecer, em termos de episódios cronoestratigráficos, a história geológica da bacia.

1.5 Coberturas Tércio-Quaternárias e Quaternárias

Foram agrupadas sob esta denominação as coberturas arenosas resultantes da desagregação das litologias pertencentes à Sinéclise do Parnaíba e as detrítico-lateríticas que recobrem, principalmente, a Formação Couto Magalhães.

As coberturas de idade quaternária e recentes foram agrupadas em Depósitos Quaternários Pleistocênicos e Holocênicos.

2

ESTRATIGRAFIA

2.1 Comentários Gerais

Os biotita gnaisses e migmatitos do Complexo Colméia e os biotita gnaisses graníticos do Gnaisse Cantão (Souza *et al.*,1984) considerados, respectivamente, como do Arqueano e do Proterozóico Médio, são as rochas mais antigas da folha.

Os metamorfitos e epimetamorfitos representados por biotita xistos, quartzitos, quartzo xistos, anfibolitos, clorita xistos, filitos e ardósias, atribuídos ao Proterozóico, foram agrupados por Abreu (1978) no Supergrupo Baixo Araguaia, composto, da base para o topo, pelos grupos Estrondo (formações Morro do Campo e Xambioá) e Tocantins (formações Couto Magalhães e Pequizeiro). O principal critério utilizado para a diferenciação entre as formações foi o grau metamórfico. Baseado nas análises bibliográficas, nos dados obtidos no campo e no resultado das análises petroquímicas, propõe-se, aqui, um reordenamento estratigráfico dessas rochas.

Os litótipos da Formação Pequizeiro que apresentam dados petroquímicos e estruturais semelhantes aos da Formação Xambioá, passariam a integrar o Grupo Estrondo, correspondendo à parte superior dessa unidade. Mudança de posicionamento da Formação Pequizeiro foi também proposta por Gorayeb (1981) que inverte a posição estratigráfica das formações do Grupo Tocantins, colocando-a na parte basal do grupo.

Corpos de rochas básico-ultrabásicas estão presentes, cortando tanto as rochas do Grupo Estrondo quanto as do Grupo Tocantins.

A coluna estratigráfica da Bacia do Parnaíba, na Folha Araguaína, compreende as formações Pimenteiras, Cabeças e Longá, do Devoniano. O Carbonífero é representado pelas formações Poti e Piauí e o Permiano pela Formação Pedra de Fogo. A Formação Motuca é considerada de idade permo-triássica, e as formações Sambaíba e Mosquito, como triássicas.

As coberturas arenosas e detrítico-lateríticas, de idade tércio-quaternária, e as aluviões quaternárias completam o quadro estratigráfico da folha.

O quadro II.2.1 apresenta a coluna litoestratigráfica proposta para a folha.

2.2 Complexo Colméia (Ac)

2.2.1 Histórico

As primeiras referências sobre os gnaisses, migmatitos e anfibolitos aflorantes nas estruturas dômi-

Quadro II.2.1

						LITOLOGIA	LITOAMBIÊNCIA	POTENCIAL MINERAL
CENOZÓICO	QUATERNÁRIO	DEPÓSITOS ALUVIONARES	ALUVIONARES HOLOCÊNICOS		Qha	Sedimentos inconsolidados formados por areia, material silto-argiloso e cascalho.	Planície fluvial	Localmente prospectivo para ouro, diamante e ametista.
			ALUVIONARES PLEISTOCÊNICOS		Qpa	Terraços aluvionares, constituídos de sedimentos arenosos e conglomeráticos, inconsolidados.	Planície fluvial	Localmente prospectivo para ametista.
	1,8Ma	COBERTURAS TÉRCIO-QUATERNÁRIAS	DETRITO-LATERÍTICO		TQdl	Cangas lateríticas, avermelhadas e sedimentares argilo-arenosos laterizados com concreções limoníticas e manganesíferas.	Continental	Material para construção civil, notadamente em revestimento de estradas.
	TERCIÁRIO		ARENOSAS		TQa	Sedimentos arenosos e conglomeráticos, inconsolidados.	Continental	
MESOZÓICO	JURÁSSICO 195Ma	BACIA DO TIPO SINÉCLISE	FORMAÇÃO MOSQUITO		TRjm	Basaltos cinza-escuros, marrom-avermelhados, maciços, às vezes amigdaloidais com intercalações centimétricas de arenitos vermelhos finos; diques e *sills* de diabásio.	Magmatismo fissural	
	TRIÁSSICO		BACIA DO PARNAÍBA	FORMAÇÃO SAMBAÍBA	TRs	Arenitos de granulação fina a média, apresentando grãos foscos bem selecionados e estratificação cruzada tangencial. Localmente, ocorrem arenitos finos com estratificação cruzada planar.	Continental desértico (eólico)	Areias com possibilidades de utilização em fraturamentos de poços de petróleo.
	230Ma			FORMAÇÃO MOTUCA	PTRm	Arenitos com estratificação cruzada e intercalações de argilitos, folhelhos e siltitos, bem como níveis de calcário, gipsita e anidrita. Na base, ocorrem restos de madeira petrificada (psaronius).	Continental lagunar e eólico, com incursões marinhas.	
PALEOZÓICO	PERMIANO			FORMAÇÃO PEDRA DE FOGO	Ppf / Ppfrb	Siltitos carbonáticos cinza-esverdeados, com intercalações de calcários, arenitos fossilíferos, folhelhos, conglomerados, silexito e gipsita. Conglomerados polimíticos com interdigitações de siltitos, folhelhos e silexito (Fácies Rio das Barreiras – rb).	Sedimentação mista em ambiente marinho. Planície de maré e lagunar.	Calcários com possibilidades de uso na fabrição de cimento, corretivo de de solo e brita.
	280Ma			FORMAÇÃO PIAUÍ	Cpi	Arenitos feldspáticos finos a grossos com estratificação cruzada e níveis conglomeráticos, na base, e intercalações de siltitos, argilitos, folhelhos, margas, calcários e linhito mais para o topo.	Predominantemente fluvial com contribuição eólica e marinha.	
	CARBONÍFERO			FORMAÇÃO POTI	Cpo	Arenitos róseos a esbranquiçados, finos a médios, às vezes conglomeráticos e micáceos, Siltitos e folhelhos predominam mais para o topo.	Fluviodeltaico com contribuições marinhas no topo.	Indícios (geoquímicos) de SnO_2
	345Ma			FORMAÇÃO LONGÁ	Dl	Arenitos creme a esbranquiçados, finos a médio, com intercalações de siltitos e folhelhos cinza-esverdeados e micáceos. Folhelhos cinza-escuros predominam no topo.	Marinho raso a litorâneo, com períodos de sedimentação em águas mais profundas.	
	DEVONIANO			FORMAÇÃO CABEÇAS	Dc	Arenitos de coloração creme-rosada a esbranquiçada, granulação fina a média, caulínicos e paraconglomerado com clastos e seixos dispersos em uma matriz síltico-argilosa.	Marinho litorâneo com contribuições deltaicas e glaciais.	Indícios (geoquímicos) de SnO_2, As, Cu, Pb e Zn
	395Ma			FORMAÇÃO PIMENTEIRAS	Dp	Siltitos, folhelhos e arenitos interestratificados com níveis microconglomeráticos a conglomeráticos.	Marinho raso a planície de maré.	
PROTEROZÓICO	570Ma SUPERIOR 1.000Ma	FAIXA OROGÊNICA TOCANTINS-ARAGUAIA	ROCHAS BÁSICO-ULTRABÁSICAS		PMs	Serpentinitos e serpentinitos silicificados, com rochas síltico-carbonatadas associadas. Localmente, ocorrem clorita-talco xistos e clorita tremolititos.	Plutônico	Cromita, talco e amianto
			GRUPO TOCANTINS	FORMAÇÃO COUTO MAGALHÃES	qt / PMtc	Filitos, ardósias e metargilitos com metarenitos e quartzitos (qt) subordinados.	Marinho plataformal associado a miogeoclinal.	Indícios (geoquímicos) de As,Cu, Zn, Ni, Co, Cr e Pb
	MÉDIO		GRUPO ESTRONDO	FORMAÇÃO PEQUIZEIRO	PMep	Calci-clorita-muscovita-quartzo xistos com variações para quartzo-clorita xistos e calci-clorita-muscovita xistos com quartzitos subordinados.	Marinho raso	Ouro (próximo ao contato com rochas básico-ultrabásicas)
				FORMAÇÃO XAMBIOÁ	PMex	Muscovita-biotita-quartzo xistos e calci-biotita-quartzo xistos, feldspáticos, localmente granatíferos e grafitosos, com lentes de anfibolitos.	Marinho raso associado a geoclinal.	Indícios (geoquímicos) de Cu, Ni, Co e Cr
				FORMAÇÃO MORRO DO CAMPO	PMem	Quartzitos puros a muscovíticos de cor cinza-avermelhado, de granulação fina a média e quartzo xistos, micáceos, localmente fedspáticos. Anfibolitos finos, cinza-escuro na base.	Marinho raso associado a geoclinal.	
	1.900Ma	DOMOS GNÁISSICOS	GNAISSE CANTÃO		PMc	Biotita gnaisses de composição monzogranítica, de coloração rosada, granulação fina a média, e hornblenda-biotita gnaisses de composição granodiorítica.	Plutônico	
ARQUEANO	2.500Ma		COMPLEXO COLMÉIA		Ac	Biotita gnaisses bandados, de granulação fina a média e de composição trondhjemítica, e migmatitos com neossoma granítico.	Mesocrosta siálica	

cas, com orientação submeridiana, localizadas na parte centro-norte do Estado do Tocantins, são de Barbosa *et al.* (1966), que os correlacionaram com a Série Araxá.

Silva *et al.* (1974) e Guerreiro & Silva (1976) incluem essas rochas no Complexo Xingu; Abreu (1978) as considerou como base da Formação Morro do Campo, Montalvão *et al.* (1979) denominaram-nas de Formação Colméia, colocando-as na base do que chamaram Grupo Xambioá, Supergrupo Araguaia.

O termo Complexo Colméia, adotado também por outros diversos autores, foi introduzido por Costa (1980) para identificar as rochas aflorantes na estrutura dômica localizada próximo a essa cidade, considerando-as mais antigas que os metassedimentos do Supergrupo Baixo Araguaia e admitindo sua correlação com o Complexo Xingu.

No presente trabalho manteve-se a denominação de Complexo Colméia para os gnaisses trondhjemíticos e migmatitos, e de Gnaisse Cantão (Souza *et al.*, 1984), para os gnaisses graníticos.

2.2.2 Distribuição

Essa unidade apresenta uma distribuição restrita na área mapeada, com suas exposições se resumindo às porções marginais das estruturas dômicas de Cantão e Rio Jardim.

2.2.3 Relações de Contato

Apresenta contatos discordantes e por vezes tectônicos com a Formação Morro do Campo, pertencente ao Grupo Estrondo, cujas estruturas planares foram afetadas pela colocação dessas rochas. Com o Gnaisse Cantão, segundo Souza *et al.* (*op. cit.*), apresenta uma discordância estrutural. Localmente, também está em contato discordante com a Formação Pimenteiras e com a cobertura arenosa terciária.

2.2.4 Litologia

Caracteriza-se por dois conjuntos litológicos distintos, um constituído de biotita gnaisses e um outro de migmatitos.

Os biotita gnaisses apresentam granulação fina a média e coloração cinza-esbranquiçado. São as rochas predominantes. Mostram bandamento definido por níveis alternados, quartzo-feldspáticos e biotíticos.

Ao microscópio exibem textura granoblástica a granolepidoblástica, e compõem-se essencialmente de quartzo, microclina e plagioclásio.

A biotita, em média, aparece com 5 a 8% e, localmente, ocorre muscovita associada.

O quartzo, na forma de cristais xenoblásticos e com extinção ondulante, totaliza em média 20% dos minerais. A microclina ocorre como cristais subidioblásticos, variando de 35 a 40% dos minerais da rocha.

O plagioclásio apresenta-se no domínio do oligoclásio (An 21-25) geralmente alterado em sericita e argilominerais. Como acessórios aparecem apatita, zircão e granada.

Os migmatitos com neossomas graníticos e paleossomas de biotita gnaisses trondhjemíticos apresentam granulação média a grossa, coloração cinza a róseo e constituem-se essencialmente de quartzo, plagioclásio, microclina, biotita e muscovita. Apatita, zircão, carbonatos e opacos aparecem como acessórios.

Mesoscopicamente, exibem estruturas estromáticas, ptigmáticas e raros *schlieren* de biotita.

2.2.5 Metamorfismo e Deformação

Teixeira *et al.* (1985) observaram nos biotita gnaisses trondhjemíticos que a paragênese quartzo + plagioclásio + biotita ± muscovita, segundo Turner & Verhogen (1960) é representativa de metamorfismo da fácies almandina em rochas quartzo-feldspáticas e, notando a ausência de minerais indicativos do metamorfismo de alto grau, concluíram que essas rochas foram submetidas a um metamorfismo de grau médio, com temperaturas de 600°C a 650°C e pressões de 6 a 7kb, afastando completamente a hipótese de ter havido um processo de anatexia. Por outro lado, esses mesmos autores admitem um processo de anatexia ocorrido a grandes profundidades propiciando a formação de líquidos graníticos.

Souza (1974), aceitando a premissa de que essas rochas foram submetidas à anatexia, sugere que devem ter sido atingidas as condições de metamorfismo de alto grau (Winkler, 1977), com temperaturas variando de 650° a 750°C e pressões entre 7 e 8kb.

Os dados petrográficos obtidos neste trabalho não foram suficientes para um melhor aprofundamento da questão, bem como para se chegar a conclusões definitivas.

Nos trabalhos de campo foi observada uma foliação de direção preferencial E-W com mergulho forte para N e S e um bandamento caracterizado pela alternância de níveis félsicos, quartzo-feldspáticos e máficos, estes contendo biotita.

A presença de microestruturas semelhantes foi reconhecida por Hasui *et al.* (1980) no Complexo Colméia, além de cinco fases de deformação, assinalando, como mais evidentes, um bandamento e uma foliação E- W, com mergulhos baixos, sobretudo na parte central do complexo, onde as demais deformações não são tão evidentes como nas bordas.

2.2.6 Origem

De acordo com Teixeira *et al.* (1985) os gnaisses trondhjemíticos poderiam ter sido gerados pela fusão de gnaisses trondhjemíticos primitivos; e as bandas máficas a eles associadas têm composição compatível com os resíduos de fusão de tais rochas. Esses autores observaram, ainda, que os teores de quartzo modal estão um pouco elevados nessas bandas, o que não deveria ocorrer. Quanto aos veios quartzo-feldspáticos, podem ter sido gerados a partir de um processo de anatexia que se desencadeou em maior profundidade, propiciando a formação de líquidos de composição granítica que se injetaram sob a forma de veios.

Esse mecanismo poderia ser admitido para explicar inclusive a origem dos demais litótipos que ocorrem no Complexo Colméia.

Souza *et al.* (1988), Apêndice I, chegaram à conclusão através da análise do índice petrogenético, de que, com exceção de cinco amostras, as demais apresentam na sua maioria uma relação K_2O/Na_2O maior do que 1,5, o que corresponde a granitos de origem crustal.

Também na análise dos minerais normativos notou-se que as associações minerais são indicativas de um predomínio do grupo de granitos de origem crustal sobre o grupo dos mantélicos, confirmando os resultados obtidos a partir do índice petrogenético. A ambiência tectônica foi pesquisada a partir das relações entre os elementos Rb, Y e Nb, resultando no predomínio absoluto do ambiente dos granitos de arco vulcânico sobre os de intraplaca.

Em conclusão, apesar dessa aparente separação genética de dois grupos de granito, os critérios como baixa sílica e alumina, a natureza dômica da estrutura, a distribuição de amostras nos subcampos V, IV, III e II de Debon & Le Fort (1983), ou seja, nos domínios meta e peraluminosos, bem como a natureza dos minerais máficos, definidos a partir de mesonorma CIPW, levam a definir uma natureza mista manto-crosta, tipo MS (*mixed source*) de Chaoqun (1985) e uma associação magmática cafêmica na concepção de Debon & Le Fort (*op. cit.*), para a população granítica investigada.

2.2.7 Idade e Correlação

Tassinari (1980), no estudo geocronológico da Folha SC.22 – Tocantins tratou cerca de 12 amostras dessa unidade pelo método Rb/Sr e obteve duas isócronas de referência, uma com idade de 2.591 ± 64Ma e razão inicial 0,75 e a outra com 1.834 ± 39Ma e razão inicial 0,715.

Hasui *et al.* (1980b) utilizando as mesmas análises apresentaram um diagrama isocrônico, definindo duas retas, uma de 2.700Ma, e outra de 1.800Ma, com razões iniciais de 0,704 e 0,719 respectivamente. Em virtude das razões iniciais serem coerentes com o rejuvenescimento de rochas arqueanas, essas idades foram interpretadas como resultantes da atuação de dois ciclos termotectônicos (Jequié e Transamazônico).

Desta forma, as rochas do Complexo Colméia são consideradas de idade arqueana, com reativações posteriores (Jequié, Transamazônico, Uruaçuano e Brasiliano).

Guerreiro & Silva (1976) correlacionaram as rochas do Complexo Colméia com aquelas do Complexo Xingu, correlação esta, também admitida por Costa (1980) quando definiu a unidade em apreço.

2.3 Gnaisse Cantão (PMc)

2.3.1 Histórico

Essa denominação foi proposta por Souza *et al.* (1984) para definir o conjunto de rochas gnáissicas aflorantes, entre outros locais, nos núcleos das estruturas dômicas de Cantão, Rio Jardim e Rio das

Cunhãs. Esses mesmos autores englobam nessa unidade os anfibolitos a ela associados, devido à impossibilidade de separação na escala adotada por eles.

No presente trabalho, em virtude da escala de mapeamento ser menor, e dos poucos dados obtidos, tanto no campo como em laboratório, manteve-se essa mesma denominação, considerando ainda que a localidade-tipo encontra-se na Folha Araguaína. Entretanto, com base em dados litoquímicos obtidos nas folhas Araguaína (duas amostras) e Conceição do Araguaia (oito amostras), optou-se por colocar os anfibolitos na base da Formação Morro do Campo, embora as relações de campo não sejam conclusivas.

2.3.2 Distribuição

As rochas dessa unidade ocorrem no interior das estruturas de Cantão, Rio Jardim, Grota Rica e Cocalândia alinhadas submeridianamente na porção central da folha. São frequentes a leste da estrutura Rio Jardim, onde não caracterizam estruturas dômicas.

2.3.3 Relações de Contato

Apresentam contatos discordantes, às vezes tectônicos, com o Complexo Colméia e com a Formação Morro do Campo. As rochas aflorantes a leste do domo do Rio Jardim encontram-se cobertas pelos sedimentos devonianos da Bacia do Parnaíba. Dentro das estruturas, grande parte dessas rochas está coberta por sedimentos arenosos tércio-quaternários.

2.3.4 Litologia

Souza *et al.* (1984), com base na composição mineralógica, dividiram os gnaisses dessa unidade em dois conjuntos: um de natureza granódiorítica, rico em máficos, constituído predominantemente de quartzo, plagioclásio, microclina, biotita e hornblenda; e outro, amplamente dominante na área, de composição monzogranítica e, localmente, sienogranítica, composto de quartzo, microclina, plagioclásio, biotita e muscovita.

As rochas observadas neste projeto apresentam coloração rosada, textura granoblástica a granular e granulação fina a média, com porfiroblastos de microclina. Compõem-se essencialmente de microclina, plagioclásio, quartzo e biotita, estando este último mineral parcialmente muscovitizado e/ou cloritizado. Suas composições modais são semelhantes aos dos gnaisses monzograníticos descritos por Souza *et al.* (*op. cit.*).

2.3.5 Metamorfismo e Deformação

Embora a paragênese apresentada pelo Gnaisse Cantão não seja diagnóstica da fácies anfibolito, as evidências de processo de migmatização, observadas no campo, levam a concluir que as rochas dessa unidade apresentam um metamorfismo de grau médio a alto.

Souza *et al.* (1984) baseando-se na paragênese dos anfibolitos associados ao Gnaisse Cantão, situam o metamorfismo na fácies anfibolito alto (Turner, 1968) de temperatura mais elevada do que o grau médio de Winkler (1977). Concluem que durante esse evento metamórfico não houve alterações das paragêneses preexistentes. e que, pelo menos no atual nível de exposição, a anatexia não foi intensa ou mesmo não foi atingida. Não descartam a possibilidade de que o processo de anatexia tenha ocorrido em níveis mais profundos do corpo ígneo original e, ainda, que as temperaturas sofridas durante o metamorfismo foram de 620 $\pm$ 30°C e pressões da ordem de 8 $\pm$ 1kb.

As rochas dessa unidade exibem foliação orientada preferencialmente segundo a direção N-S, com mergulhos altos variáveis para E e W. Próximo às encaixantes, esse bandamento tende a se amoldar aos contornos do corpo. É comum a presença de dobras de pequeno porte (centimétrica) cujos planos orientam-se segundo NE-SW. Por vezes mostram microdobramentos relacionados, possivelmente, a uma segunda fase de deformação, marcada por uma superfície de crenulação. Tal fase talvez corresponda a uma mudança de pólos dos esforço, materializados através de eixos de redobramentos e de xistosidade secundária, que afetaram todas as estruturas anteriores.

2.3.6 Origem

Souza *et al.* (1984) baseados em estudos litoquímicos realizados em 17 amostras, observaram uma analogia com posicional com os granitos do tipo 1 e

sugerem para a rochas dessa unidade uma origem ígnea, concluindo que as mesmas representam um conjunto de ortognaisses.

2.3.7 Idade

Tendo em vista a escassez de dados geocronológicos dessas rochas, a discussão sobre sua idade toma nitidamente um aspecto interpretativo e limitado.

No entanto, Souza (1984) apresenta, baseado em uma isócrona Rb/Sr, idade de 1.750 ± 40Ma, com razão inicial de 0,707 ± 0,002, compatível com materiais derivados de fonte crustal, correspondendo ao início do Proterozóico Médio.

2.4 Grupo Estrondo

2.4.1 Histórico

As principais referências às rochas pertencentes a esse grupo são devidas a Moraes Rego (1933) que, ao estudar as rochas da região de confluência dos rios Araguaia e Tocantins, reconheceu um conjunto de metamorfitos de baixo grau ao qual denominou de "Série Tocantins", correlacionando-o à Série Minas.

Posteriormente, Barbosa *et al.* (1966), na área do Projeto Araguaia, reconheceram esses mesmos metamorfitos e estabeleceram a correlação dessas rochas com as encontradas na região sul do estado de Goiás e Triângulo Mineiro, sendo definidas como Série Araxá.

A denominação Grupo Estrondo foi proposta por Hasui *et al.* (1975) em substituição à designação de Série Araxá de Barbosa *et al.* (*op.cit.*). Contudo, Hasui *et al.* (1977) agruparam todas as rochas metamórficas da região do Baixo Araguaia, englobando-as no Grupo Baixo Araguaia, subdividindo-o nas formações Estrondo, Pequizeiro e Couto Magalhães. Abreu (1978) define uma nova coluna estratigráfica; elevando o Grupo Baixo Araguaia à categoria de supergrupo, subdividindo-o nos grupos Estrondo (formações Morro do Campo e Xambioá) e Tocantins (formações Couto Magalhães e Pequizeiro).

Costa (1980) trabalhando na região de Colméia manteve as mesmas denominações e o empilhamento estratigráfico de Abreu (*op. cit.*), inserindo, no topo do Grupo Estrondo, a Formação Canto da Vazante. Durante os trabalhos efetuados pelo Projeto Radambrasil, Cunha *et al.* (1981) confirmaram apenas as denominações Grupo Estrondo e Grupo Tocantins como subdivisões do Supergrupo Baixo Araguaia, sem subdividi-los em formações. Montalvão (1985) apresentou uma revisão litoestratigráfica do Supergrupo Baixo Araguaia alegando que as seções-tipo mais completas da unidade situam-se na serra das Cordilheiras, na região de Xambioá e não na serra do Estrondo, sugerindo para essa unidade a denominação de Grupo Serra das Cordilheiras, subdividido nas formações Serra do Lontra, São Geraldo e Serra dos Martírios.

Como resultado dos trabalhos de mapeamento das folhas Conceição do Araguaia e Araguaína, sugere-se uma nova reestruturação do Grupo Estrondo, subdividindo-o nas formações Morro do Campo, Xambioá e Pequizeiro, ficando, dessa forma, o Grupo Tocantins limitado, na área dessas folhas, à Formação Couto Magalhães. Finalmente, não tendo sido constatada a passagem gradual entre as formações Pequizeiro e Couto Magalhães, sugere-se também o abandono do termo Supergrupo Baixo Araguaia.

2.4.2 Formação Morro do Campo (PMem)

2.4.2.1 Histórico

Essa formação constitui a base do Grupo Estrondo e foi definida por Abreu (1978) para caracterizar os quartzitos, conglomerados oligomíticos e quartzo-biotita xistos existentes nas bordas das estruturas dômicas de Colméia e Xambioá.

Os anfibolitos aflorantes nessas estruturas dômicas, tradicionalmente atribuídos ao Complexo Colméia ou ao Gnaisse Cantão, foram considerados como integrantes da Formação Morro do Campo, ou sua porção basal. Esse posicionamento foi baseado, notadamente, em dados petroquímicos obtidos de anfibolitos aflorantes nas folhas Conceição do Araguaia (oito amostras) e Araguaína (duas amostras). Deve-se ressaltar, entretanto, que não foram estabelecidas relações de campo conclusivas para um posicionamento mais seguro desses anfibolitos.

2.4.2.2 Distribuição

Na Folha Araguaína, essa formação foi veriticada, em torno e no interior das estruturas de Cantão e Rio Jardim, capeando rochas gnáissicas

mais antigas. Na estrutura de Cocalândia ocorre na borda leste, formando uma serra alongada, amoldada à estrutura. Ocorre, também, a nordeste de Brasilândia, na estrutura de Grota Rica e a sudeste da fazenda Levinha.

2.4.2.3 Relações de Contato

Seu contato com os gnaisses e migmatitos do Complexo Colméia e/ou com o Gnaisse Cantão é discordante. O contato com a Formação Xambioá é transicional. Localmente encontra-se recoberto por sedimentos da Formação Pimenteiras e da Cobertura Arenosa.

2.4.2.4 Litologia

Compreende predominantemente quartzitos, quartzo xistos e anfibolitos.

Os quartzitos variam de puros a muscovíticos, ocorrendo também termos ricos em sericita. São rochas de coloração cinza-avermelhado, granulação fina a média, e cujo mineral principal, o quartzo, aparece numa proporção entre 70% e 95%. Quando micáceos, apresentam-se laminados e foliados, com xistosidade bem desenvolvida. É comum, ainda, a presença de veios de quartzo cortando essas rochas. Lateral e verticalmente, gradam para os quartzo xistos.

Os quartzo xistos são abundantes no interior da estrutura de Rio Jardim, onde ocupam as partes baixas, próximas os quartzitos. As variedades mais comumente encontradas são biotita-quartzo xistos, muscovita-biotita-quartzo xistos e muscovita-plagioclásio-biotita-quartzo xistos. Estas últimas são rochas de coloração predominantemente cinza-escuro, com textura granolepidoblástica, de grã fina a média, e estrutura orientada e deformada. São constituídas dominantemente por quartzo (55%), biotita (15%), muscovita e plagioclásio. O quartzo é xenoblástico e forma um mosaico de cristais. A biotita aparece em agregados lamelares orientados e deformados, e em parte está substituída por muscovita e clorita. O plagioclásio é tabular, xenomórfico, por vezes geminado, incluindo os demais minerais presentes, sugerindo um processo de feldspatização tardia. Carbonato, sericita e epidoto são os minerais secundários mais abundantes. Como acessórios, ocorrem zircão e rutilo em agulhas inclusas em alguns dos cristais de plagioclásio.

Os anfibolitos apresentam granulação fina, textura nematoblástica, cor cinza-escuro, e constituem-se predominantemente de anfibólio e plagioclásio, tendo, como acessórios principais, diopsídio, epidoto, granada e titanita.

2.4.3 Formação Xambioá (PMex)

2.4.3.1 Histórico

Essa denominação deve-se a Abreu (*op. cit.*), quando subdividiu o Grupo Estrondo em duas formações: Morro do Campo e Xambioá.

O termo Formação Xambioá, aqui usado, é empregado conforme foj definido pelo autor supracitado.

2.4.3.2 Distribuição

Suas rochas ocupam uma faixa de aproximadamente 20km de largura, distribuída entre o *Graben* do Muricizal, a oeste, e a Bacia do Parnaíba, a leste. Os melhores afloramentos situam-se em serras alinhadas de direção aproximadamente norte-sul, com exposições que atingem cerca de 80m de altura.

2.4.3.3 Relações de Contato

Na sua parte leste, essa formação é recoberta, discordantemente pela Formação Pimenteiras, da Bacia do Parnaíba, enquanto na parte oeste está sotoposta aos sedimentos da cobertura arenosa de idade terciária-quaternária (TQa) que ocupam a porção leste do *Graben* do Muricizal. Na porção sudoeste os contatos são discordantes, por vezes tectônicos, com a Formação Piauí, da Bacia do Parnaíba. O contato com a Formação Morro do Campo é transicional.

2.4.3.4 Litologia

Compreende predominantemente muscovita-biotita-quartzo xisto feldspático e calcio-biotita-quartzo xisto feldspático, podendo ocorrer, localmente, granada-biotita-quartzo xisto, xistos grafitosos e anfibolitos. Na porção basal é comum a presença de veios de material quartzo-feldspático, cortando ou não a xistosidade da rocha, evidenci-

ando injeções graníticas. Muitas vezes o aporte desse material produz um bandamento dado pela alternância de leitos claros de material quartzo-feldspático e leitos escuros formados por biotita, que dá à rocha um aspecto gnáissico, podendo a mesma ser descrita como tal.

De um modo geral, os xistos dessa unidade possuem coloração cinza-escuro a esverdeada, textura granolepidoblástica, xistosidade bem pronunciada, granulação fina a média e composição essencialmente formada por quartzo, biotita, carbonato, plagioclásio, muscovita e epidoto. Ao microscópio, o quartzo sempre é xenoblástico e poligonal, com extinção ondulante moderada, aparecendo também recristalizado em vênulas. A biotita é verde e apresenta-se em agregados orientados, geralmente associando-se à muscovita e à clorita. O plagioclásio, comum em todas as variedades, é tabular xenomórfico a idiomórfico, porém, muitas vezes, apresenta-se saussuritizado. O carbonato em geral aparece como produto de alteração, ao lado da clorita, epidoto e sericita. Na variedade onde este mineral é essencial, aparece associado ao quartzo. Os minerais acessórios mais comuns são turmalina, titanita, zircão, rutilo e apatita.

Os anfibolitos distribuem-se, irregularmente, sob a forma de lentes orientadas segundo a direção da foliação principal. Apresentam cor cinza-escuro, granulação fina, e compõem-se predominantemente de anfibólio e plagioclásio, enquanto quartzo e epidoto são os acessórios mais comuns.

2.4.4 Formação Pequizeiro (PMep)

2.4.4.1 Histórico

Os clorita xistos que constituem essa subunidade foram pela primeira vez estudados em trabalhos executados nas regiões de Pequizeiro e Couto Magalhães, Estado do Tocantins, e incluídos no Grupo Tocantins, por Guerreiro & Silva (1976).

Posteriormente, Hasui *et al.* (1977) definiram a Formação Pequizeiro colocando-a no topo do Grupo Tocantins, mas verificaram que não havia mudanças de estilo estrutural com a Formação Estrondo (atualmente Formação Xambioá) e mostraram, também, que o grau de metamorfismo não indicava hiato entre as duas unidades. Esses autores assinalaram ainda que a biotita e a muscovita aparecem na porção leste da sua faixa de ocorrência, enquanto a sericita se desenvolve melhor na porção oeste. A posição estratigráfica dessa unidade foi questionada por Gorayeb (1981), que a colocou na base do Grupo Tocantins. Cunha *et al.* (1981) verificaram a passagem transicional dos micaxistos do Grupo Estrondo para os clorita xistos da Formação Pequizeiro.

Os trabalhos de mapeamento geológico realizados nas folhas Araguaína e Conceição do Araguaia, ora apresentados, aliados a estudos litoquímicos e estruturais, mostraram que as formações Pequizeiro e Xambioá têm o mesmo protólito. Entretanto, considerando que a denominação Formação Pequizeiro está consagrada na literatura da região, e que seus litótipos são bem reconhecidos e distintos mineralogicamente daqueles da Formação Xambioá, decidiu-se manter essa denominação, sendo posicionada, porém, no topo do Grupo Estrondo.

2.4.4.2 Distribuição

Essa formação distribui-se numa faixa de aproximadamente 15km de largura, ultrapassando os limites norte e sul da folha, tendo a leste o *Graben* de Muricizal e a oeste as rochas da Formação Couto Magalhães. Suas melhores exposições são encontradas ao longo de cortes das rodovias GO-382 e GO-283, que cruzam a faixa no sentido leste-oeste.

No entanto é difícil a observação de bons afloramentos, devido ao avançado grau de intemperismo em que se apresentam.

2.4.4.3 Relações de Contato

Seus contatos, tanto a oeste, com a Formação Couto Magalhães, quanto a leste, com a Formação Pedra de Fogo, são tectônicos. Em alguns locais, principalmente nas partes norte e sul, essa unidade é recoberta por coberturas tércio-quaternárias ou quaternárias.

2.4.4.4 Litologia

A Formação Pequizeiro é composta essencialmente por calci-clorita-muscovita-quartzo xisto feldspático variando para quartzo-clorita xisto, calci-clorita-muscovita xisto, com quartzitos subordinados.

No relatório da Folha Conceição do Araguaia é apresentada uma estatística das composições modais das principais rochas das formações Xambioá e Pequizeiro. Os dados mostram claramente uma contínua transformação nas duas formações, de leste para oeste, da biotita em muscovita e clorita e dos plagioclásios em sericita e carbonato (figura II.2.1).

Constituídas predominantemente de quartzo, plagioclásio, clorita, muscovita, sericita e carbonato, essas rochas apresentam, quando frescas, coloração verde com faixas cinzentas, textura granolepidoblástica e estrutura orientada, microdobradas e bandadas, numa alternância de faixas ricas em micas (muscovita e clorita) e faixas essencialmente formadas por quartzo, carbonato e feldspato. São comuns também, nessas rochas, veios de quartzo concordantes ou cortando a xistosidade.

O quartzo é xenoblástico poligonal ou estirado, mostrando forte extinção ondulante; forma

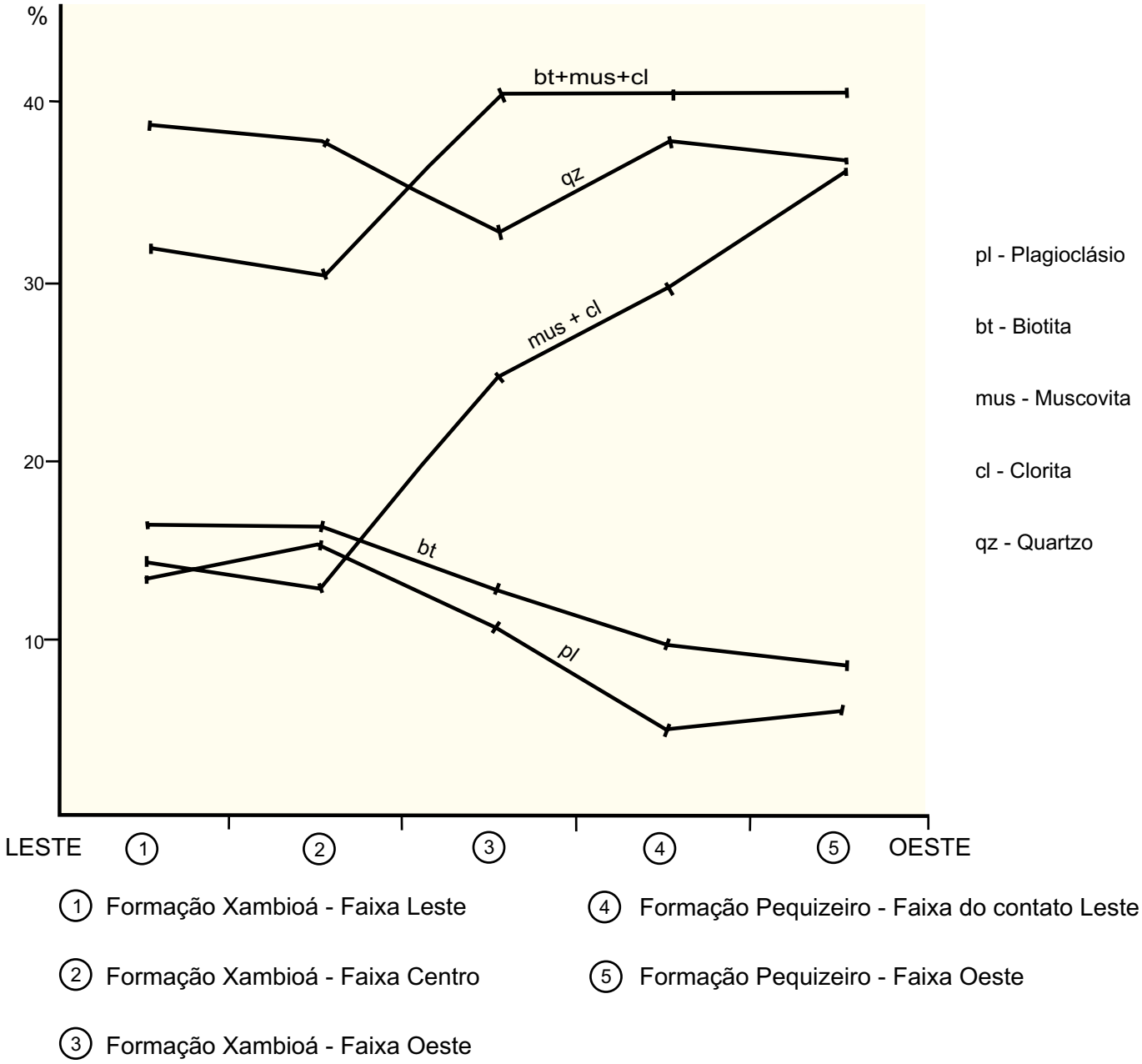


Figura II.2.1 – Composições modais das rochas das formações Xambioá e Pequizeiro.

agregados ou aparece recristalizado. O plagioclásio é xenomórfico a idiomórfico. Muscovita e clorita apresentam-se em agregados lamelares orientados e deformados por microdobramentos e evidenciam o processo de retrometamorfismo, pelo fato de serem produtos de substituição total ou parcial da biotita. Os minerais acessórios mais comuns são opaco, turmalina, zircão, apatita e rutilo.

2.4.5 Metamorfismo e Deformação do Grupo Estrondo

A paragênese mineral verificada nas rochas das formações Morro do Campo e Xambioá é típica da fácies xisto-verde alto. Na Formação Pequizeiro parece haver um desequilíbrio dessa paragênese.

Os processos de cloritização e sericitização, observados em rochas dessa formação, devem estar ligados a um evento tectono-metamórfico regional ou dinâmico, imprimindo, nessas rochas, efeitos diaftoréticos. Foram observados, ainda, veios quartzo-feldspáticos cortando os biotita xistos da Formação Xambioá, os quais foram interpretados como injeções possivelmente relacionadas a intrusões graníticas brasilianas.

No que concerne a deformações, diversos autores detectaram em rochas do Grupo Estrondo várias fases. Hasui *et al.* (1980a) reconheceram nesses metamorfitos a presença de quatro fases de dobramentos: fase F_1, representada por dobras intrafoliais, decimétricas a métricas, desenhadas por S_0 em isoclinais fechadas, recumbentes, com ápices espessados, e tendo S_1 direção N-S e mergulho baixo para E; fase F_2, com dobras isoclinais fechadas de ápices menos espessados com planos-axiais subverticais e eixos orientados segundo NW-SE; fase F_3, correspondendo a um processo de crenulação com dobras centimétricas e milimétricas, em geral assimétricas e eixos NW-SE e planos-axiais subverticais paralelos aos planos de crenulação; e fase F_4, responsável pela formação da estrutura antiformal de Colméia.

Cunha *et al.* (1981) observaram que as rochas do Grupo Estrondo apresentam: 1) uma xistosidade S_1 de direção E-W a ENE-WSW, resultante de uma fase de deformação F_1 que se faz representar por remanescentes de dobras intrafoliais; 2) uma fase F_2 representada pela xistosidade S_2, com plano-axial de direção N-S a N20°-30°W, que transpôs a xistosidade S_1, sendo a mais evidente da área; 3) uma fase F_3, representada por clivagem de fraturamentos e clivagem de crenulação, desenvolvida preferencialmente nos ápices das dobras; e 4) uma última fase F_4 que provavelmente é responsável pela estrutura antiformal de Colméia. Cunha *et al.* (*op.cit.*) ainda ressaltam que os clorita xistos do Grupo Tocantins (Formação Pequizeiro) também possuem uma xistosidade S_2 de plano-axial, transpondo uma foliação S_1, que no passado deveria ter direção E-W. Desta maneira, o padrão de deformação dos clorita xistos da Formação Pequizeiro e aqueles da Formação Xambioá seria semelhante.

Os trabalhos de campo constataram uma história deformacional complexa e polifásica para o Grupo Estrondo. O acamamento (S_0) foi observado apenas na Fazenda Boa Sorte em calci-biotita-quartzo xistos da Formação Xambioá. O S_0 pode ser inferido também a partir das camadas de quartzito da Formação Morro do Campo.

A foliação mais evidente da área é de natureza milonítica, apresenta-se suborizontalizada e contém uma lineação de estiramento mineral orientada segundo a direção aproximada N-S. Essa foliação mostra atitudes variáveis nas proximidades das estruturas dômicas, amoldando-se às mesmas.

Na Folha Conceição do Araguaia seixos estirados e sigmóides, em conglomerados da Formação Morro do Campo, indicam transporte de massa no sentido de sul para norte.

Dentro da organização planar anterior observam-se dobras intrafoliais, extremamente apertadas e angulosas, caracterizando uma foliação Sn e evidenciando uma tectânica anterior ao cisalhamento dúctil, de natureza desconhecida.

Na Formação Pequizeiro essa fase (S_n) não foi observada, provavelmente porque o cisalhamento dúctil ocasionou transposição total das estruturas anteriores.

Na Formação Xambioá, na sua porção mais oriental, foi observada boudinagem da foliação milonítica, com *necks* constituídos por mobilizado de quartzo, às vezes em forma de estrela, e uma grande quantidade de pequenos veios de quartzo, tanto paralelos como oblíquos à essa foliação.

A foliação milonítica (S_{n+1}) apresenta-se com dobras de plano-axial subvertical e direção aproximada N-S. Esse c dobramento é freqüentemente acompanhado pelo desenvolvimento de uma clivagem de crenulação (S_{n+2}) com dissoluções e segregações de veios de quartzo centimétricos.

Finalmente, observou-se uma última fase de deformação, melhor desenvolvida nas rochas da Formação Pequizeiro, caracterizada por um redobramento homoaxial da clivagem anterior, cujos planos-axiais (S_{n+3}) mergulham regionalmente para oeste e localmente acompanham os mergulhos dos domos gnáissicos.

2.4.6 Litoquímica do Grupo Estrondo

Foram realizados nessa etapa estudos petroquímicos (Souza *et al.*, 1988) em 36 amostras do Grupo Estrondo, nas folhas Araguaína e Conceição do Araguaia, assim distribuídas: 12 na Formação Pequizeiro, 21 na Formação Xambioá, três na Formação Morro do Campo e dez amostras de anfibolitos associados ao Gnaisse Cantão. Os resultados analíticos estão representados respectivamente nas tabelas 1 e 3 do Apêndice 1.

O tratamento estatístico de *cluster analyses* realizado, do ponto de vista químico, revela um grande espalhamento e homogeneização dos espécimes litológicos dessa unidade. Os *clusters* gerados a partir dos coeficientes de distância, tanto nos óxidos como nos elementos-traço, mostraram que mais de 60% da população tem coeficientes de distância menores que a unidade, indicando alto índice de similaridade química do conjunto. Desta maneira, os dados petroquímicos observados através deste prisma reforçam a hipótese das rochas da Formação Pequizeiro serem cogenéticas com aquelas das formações Xambioá e Morro do Campo, conforme já constatado no campo.

Para os anfibolitos, com base nos parâmetros estabelecidos por Jakes & White (1972), a partir dos óxidos dos elementos maiores, constata-se que os mesmos foram originalmente basaltos toleiíticos, conforme mostrado a seguir:

– SiO_2: até 51 %
– $Na_2O + K_2O$: 4%
– Al_2O_3: 14 -18%
– K_2O: 1,2%
– K_2O/Na_2O: 0,35%
– Fe_2O_3/FeO: 0,5%

A razão Y/Nb, tabela 2, de acordo com Pearce & Cann (1973), confirma plenamente o caráter toleiítico, constatado a partir dos elementos maiores.

2.4.7 Origem do Grupo Estrondo

As pesquisas dos protólitos das rochas que integram as formações Morro de Campo, Xambioá e Pequizeiro, desenvolvidas a partir de estudos petroquímicos, mostram, pela observação da tabela 1, que as rochas têm uma composição predominantemente ácida (SiO_2 acima de 66%) e que menos de 20% dos espécimes apresentam composição química característica de rocha intermediária.

Os diagramas das figuras 5 e 6 (Apêndice 1) exibem um agrupamento de pontos em torno do vértice Yr x 10 que, segundo a interpretação de Holland & Winchester (1983), indica uma derivação tipicamente ácida (granítica-granodiorítica) a intermediária, já que predominam as razões K/Na maiores que a unidade para esses sedimentos. Os diagramas das figuras 5 e 6 (Apêndice 1) mostram, ainda, que essas rochas derivaram-se de sedimentos semimaturos a maturos.

As mesmas rochas, analisadas a partir dos parâmetros de De La Roche (1968), figura 7 (Apêndice 1), indicam uma origem, a partir de rochas calcárias, quartzosas, arenitos silicosos, arcóseos e sedimentos ferruginosos.

No diagrama da figura 8 (Apêndice 1) onde são plotados os ambientes tectônicos, a partir das relações TiO_2 x $Fe_2O_3 + MgO$ (%), construído segundo Copeland & Condie (1986), verifica-se que a maioria dos pontos pertence ao campo relativo ao ambiente de relevo forte, onde podem originar-se sedimentos de baixa maturidade.

O diagrama apresentado na figura 9 (Apêndice 1), idealizado por Blatt *et al*. (1980), combina álcalis com ferromagnesianos e busca mostrar a relação da composição química do arenito com alguns ambientes tectônicos. Neste diagrama, 64% dos pontos posicionam-se no campo reservado ao ambiente exogeoclinal (calha molássica), onde os sedimentos depositados são predominantemente arenitos líticos. O restante das amostras (36%) corresponderia, de acordo com o referido diagrama, a sedimentos do tipo grauvaqueano, depositados em ambiente eugeoclinal. Esta última conclusão entra em conflito com aquela obtida a partir do diagrama de De La Roche (*op. cit.*), onde uma sedimentação grauvaqueana não é caracterizada nas amostras, fato este reforçado pelos teores médios de Co (17ppm), que estão muito aquém daqueles encontrados nas grauvacas.

Para os anfibolitos, de acordo com Pearce (1975) os baixos valores de Cr são indicativos de toleiítos de arco-de-ilha. Perfit *et al.* (1980) concluíram que teores de TiO_2 menores do que 1,2% são característicos de basaltos de ilhas oceânicas. A maioria das amostras de anfibolito (70%) tem valores de TiO_2 igual a 1,7%, valor este compatível com basaltos interplaca. Tomando-se por base ainda esse autor, verifica-se que os teores de Al_2O_3 são da ordem de 17% a 18,90%. Esse conjunto de valores é característico de basalto de arco-de-ilha.

2.4.8 Idade e Correlação do Grupo Estrondo

Algumas datações geocronológicas K/Ar de rochas do Grupo Estrondo efetuadas por Hasui *et al.* (1975) forneceram idades entre 434 e 581Ma. Hasui *et al.* (1980b) dataram xistos do Grupo Estrondo na região de Paraíso do Norte, pelo método Rb/Sr e construíram uma isócrona de referência de 1.050Ma.

Cunha *et al.* (1981) consideram 1.834 ± 34Ma, com razão inicial 0,715, como a idade mínima para os granitos que ocorrem nas bordas da estrutura de Colméia. A migmatização na base do Grupo Estrondo estaria, segundo esses autores, relacionada com a intrusão desses granitos, o que daria para a deposição dessas rochas uma idade superior a 1.850Ma. Esses mesmos autores construíram também uma isócrona de referência de 974 ± 1Ma para os xistos do Grupo Estrondo.

Ao fazer uma revisão litoestratigráfica da região, Montalvão (1985) admitiu ter o Grupo Estrondo sido formado em torno de 2.000Ma, sofrendo redobramento e retrabalhamento nos ciclos Uruaçuano e Brasiliano.

As marcantes similaridades petrográficas e químicas entre os grupos Estrondo e Araxá, levaram Barbosa *et al.* (1966) e Silva *et al.* (1974) a considerarem os mesmos como tendo a mesma idade. Embora as isócronas do Grupo Araxá obtidas por Hasui *et al.* (1980) tenham dado resultados semelhantes aos obtidos para o Grupo Estrondo, alguns dados contrariam a idéia inicialmente admitida para essas rochas. As vergências do Grupo Estrondo são para oeste, enquanto que as do Grupo Araxá são para leste. Outro fato é o zoneamento metamórfico, sendo que no Grupo Estrondo a polaridade é para oeste, o que coloca esta unidade na Faixa de Dobramentos Paraguai-Araguaia, separada da Faixa Uruaçu pelo Complexo Goiano (Hasui *et al.*, 1984).

2.5 Grupo Tocantins

2.5.1 Histórico

As primeiras referências às rochas desse grupo são devidas a Moraes Rego (1933) com a denominação Série Tocantins. Barbosa *et al*. (1966) no Projeto Araguaia, mantiveram essa mesma denominação, restringindo o termo aos quartzitos, filitos, lentes de calcário e itabirito, cortados por diques de diabásio. Deve-se a Almeida (1967) a mudança da denominação para Grupo Tocantins. Posteriormente, Abreu (1978) usou o termo Grupo Tocantins subdividindo-o em duas formações: Couto Magalhães na base e Pequizeiro no topo. Gorayeb (1981) inverteu a posição estratigráfica acima, colocando a Formação Pequizeiro na base e a Formação Couto Magalhães no topo.

Como resultado da nova definição proposta neste trabalho, o Grupo Tocantins perde a Formação Pequizeiro, sendo representado na área da Folha Araguaína apenas pela Formação Couto Magalhães.

2.5.2 Formação Couto Magalhães (PMtc)

2.5.2.1 Histórico

A Formação Couto Magalhães foi definida por Hasui *et al.* (1977) para caracterizar os metassedimentos que ocorrem na rodovia GO-376, próximos à cidade homônima.

2.5.2.2 Distribuição

Essa unidade distribui-se na porção ocidental da folha, segundo uma faixa de direção norte-sul, com largura aproximada de 35km. Bons afloramentos dessa formação são encontrados em diversas estradas que cortam a área. Na porção da folha situada a oeste do rio Araguaia, a configuração morfológica dessas rochas é mais expressiva do que na parte leste. No entanto, aqui as ardósias e os filitos estão capeados por uma espessa cobertura lateríticа, aparecendo, em conseqüência, poucas exposições de rocha fresca.

2.5.2.3 Relações de Contato

Na porção leste da faixa de ocorrência, o contato é feito com a Formação Pequizeiro através da falha

contracional de Couto Magalhões, de direção aproximada N-S a qual coloca os xistos daquela formação sobre as rochas da Formação Couto Magalhães. Convém salientar que é comum encontrar , ao longo dessa falha, diversos corpos de rochas ultrabásicas serpentinizadas e cloritizadas. A oeste do rio Araguaia é recoberta por sedimentos detrítico-lateríticos.

2.5.2.4 Litologia

A Formação Couto Magalhães constitui-se essencialmente de filitos, ardósias e metargilitos, com metarenitos subordinados.

Na porção leste da faixa de ocorrência predominam filitos de colorações variadas. Devido ao acentuado estágio de alteração, podem ser esbranquiçados, amarelados, avermelhados e arroxeados. A composição mineralógica dos filitos é basicamente formada por quartzo, sericita e minerais opacos. Apresentam granulação fina, textura lepidoblástica fina e bem orientada.

À medida que se dirige para oeste, há uma diminuição do grau de metamorfismo. Na folha, a oeste do rio Araguaia, esse aspecto é bastante nítido. As rochas predominantes são ardósias com variações para metargilitos e lentes de metarenitos. As ardósias possuem colorações arroxeadas e avermelhadas, com clivagem ardosiana bem desenvolvida. Localmente, ocorrem metargilitos de coloração marrom-arroxeado, com estrutura maciça, às vezes laminados.

Os metarenitos possuem coloração amarelada a avermelhada, por alteração; mostram textura granoblástica fina e estrutura orientada. São constituídos por quartzo, argilominerais e óxido de ferro. Localmente, podem aparecer geodos de quartzo preenchendo as fraturas.

2.5.2.5 Metamorfismo e Deformação

As rochas dessa unidade apresentam uma paragênese mineral que sugere um metamorfismo fraco na sua borda oriental, onde se observou o desenvolvimento de sericita, clorita e até muscovita, as quais gradativamente vão desaparecendo para oeste. Nessa direção, as rochas da Formação Couto Magalhães apresentam apenas um alto grau de diagênese ou um anquimetamorfismo.

O estilo deformacional dessas rochas é simples. O S_0 é ondulado, suborizontal e está bem visível no nível de afloramento. A deformação é caracterizada por um dobramento acompanhado de uma clivagem de crenulação (Ci) de direção aproximada N-S a N30°W, com mergulho de 30-40°E/NE. Próximo ao contato com a Formação Pequizeiro a foliação S_1 encontra-se afetada por outro dobramento, cujos planos-axiais apresentam-se na mesma direção e mergulho daqueles devidos à primeira fase de deformação, porém mais verticalizados.

2.5.2.6 Origem e Ambiente de Deposição

Barbosa *et al.* (1966) sugeriram para esses metassedimentos uma deposição em ambiente do tipo miogeossinclíneo. Abreu (1978) atribui-lhes uma sedimentação em ambiente de águas profundas, enquanto que o Grupo Estrondo teria sido depositado em águas rasas.

Gorayeb (1981) observou que as rochas da Formação Couto Magalhães, a sudoeste da área mapeada, assemelham-se a coberturas plataformais, devido às suas características anquimetamórficas, estruturas suborizontalizadas e com deformações incipientes.

O problema da origem e da deposição da Formação Couto Magalhães é ainda um tema merecedor dê estudos específicos, cabendo nesta fase apenas sugestões. Considerando o posicionamento geográfico da unidade em relação às demais unidades da Faixa Orogênica Tocantins-Araguaia, sugere-se que a Formação Couto Magalhães tenha-se depositado em um ambiente marinho fechado, do tipo sulco, com fontes de suprimento de ambos os lados e bastante arrasadas.

2.5.2.7 Idade e Correlação

Os dados geocronológicos disponíveis sobre a Formação Couto Magalhães não são conclusivos para determinar com segurança sua idade. Todavia, alguns resultados conhecidos permitem uma aproximação com a época provável da formação dessas rochas.

Barbosa *et al.* (1966) acharam que litologicamente os filitos assemelham-se aos da Série Cuiabá e que a idade provável seria algonquiana superior ou seja Proterozóico Superior, porém, sem disporem de elementos para tal afirmação. Hasui *et al.* (1975) incluem o Grupo Tocantins dentro da Faixa de Dobramentos Paraguai-Araguaia (Grupo

Estrondo + Grupo Tocantins) formada no Ciclo Brasiliano. Trouw *et al.* (1976) determinaram uma idade K-Ar de 510Ma em metabasaltos da Formação Tucuruí, pertencente ao topo do Grupo Tocantins.

Hasui *et al.* (1980b) apresentaram um diagrama isocrônico Rb-Sr de filitos perfurados pelas sondagens na área da barragem de Tucuruí, tendo obtido idade de 850Ma, com razoável desequilíbrio isotópico. Ainda os mesmos autores determinaram idades K-Ar de 780, 560 e 480Ma para as rochas básicas intrusivas em quartzitos da Formação Couto Magalhães, coletadas a oeste da cidade de Conceição do Araguaia, concluindo que essas idades atestam rejuvenescimentos isotópicos.

As análises K/Ar de amostras de diques básicos coletadas na Folha Conceição do Araguaia e efetuadas no Centro de Pesquisas Geocronológicas da USP, pelo Prof. Dr. Colombo C.G. Tassinari, revelaram idades de 1.006,5 ± 15,3Ma e 545,4 ± 7,6Ma, permitindo inferir, para a deposição da Formação Couto Magalhães, uma idade maior que 1.000Ma. Assim sendo, admite-se que a sedimentação dessa formação ocorreu no final do Proterozóico Médio, entre a deposição do Grupo Estrondo e a colocação dos diques básicos acima referidos.

2.6 Rochas Básico-Ultrabásicas (PMsν)

2.6.1 Histórico

A expressiva ocorrência de rochas de natureza básico-ultrabásica intrusivas nos grupos Estrondo e Tocantins tem sido motivo de muita especulação. Barbosa *et al.* (1966) definiram os diques de rochas básicas como uma característica da Série Tocantins.

Silva *et al.* (1974) incluíram essas rochas num *Serpentine Belt* representando o prolongamento para norte daquele situado no sul de Goiás (Berbert, 1970).

Almeida *et al.* (1974) consideram que esses corpos representam material do manto que ascendeu, através de falhas profundas da Geossutura Tocantins-Araguaia.

Trouw *et al.* (1976) referem-se a esses corpos como sendo ofiolitos, em virtude da ocorrência de glaucofana próximo à Falha de Tucuruí e de algumas estruturas típicas desse ambiente.

Abreu (1978) considera essas rochas básico-ultrabásicas sin-deposicionais ao Grupo Tocantins e notou a existência de corpos concordantes e discordantes.

Montalvão *et al.* (1979) denominaram de Complexo Tainá-Recom e de Complexo Serra do Tapa os corpos básico-ultrabásicos da região em estudo, postulando para os mesmos uma fase tardia na evolução do Grupo Tocantins.

Hasui *et al.* (1980a) associaram esses corpos a um magmatismo pré-tectônico e tardio em relação à sedimentação da Formação Couto Magalhães.

Cunha *et al.* (1981) denominaram todos esses corpos de Básicos e Ultrabásicos tipo Quatipuru.

Gorayeb (1981) descreve-os em maiores detalhes, observando que os mesmos estão intrusivos, principalmente na Formação Couto Magalhães e que os maiores estão alinhados na direção aproximadamente N-S, e conclui que eles são do tipo alpino ou podem representar ofiolitos alojados tectonicamente nas rochas das formações Pequizeiro e Couto Magalhães.

2.6.2 Distribuição

Na folha em questão foram identificados diversos corpos básico-ultrabásicos intrusivos nas rochas dos grupos Estrondo e Tocantins, com maior incidência na área de ocorrência da Formação Couto Magalhães.

Os principais afloramentos apresentam-se formando as serras do Tapa, Água Fria, do Pati, Custa-me-vê e os morros do Avião e do Genipapo. Todos esses corpos cortam rochas da Formação Couto Magalhães. Outros corpos menores são observados cortando rochas da Formação Pequizeiro, como os de Arapoema e do rio Cabiruru; e as da Formação Xambioá, dos quais se destaca aquele situado a sul de Muricilândia.

2.6.3 Relações de Contato

Como foi referido acima, essas rochas ocorrem em corpos encaixados, tanto no Grupo Estrondo, como no Grupo Tocantins. Seus contatos são bruscos e apresentam leves transformações mineralógicas, caracterizando a sua natureza intrusiva. Entretanto, alguns corpos apresentam estruturação concordante com as rochas encaixantes, bem como uma forte auréola de contato formada por talco, evidenciando uma marcante transformação mineralógica, não sendo, portanto, possível determinar perfeitamente suas relações de contato.

2.6.4 Litologia

Esses corpos são formados, na sua maioria, por serpentinitos e serpentinitos silicificados e, muitas vezes, com rochas sílico-carbonatadas associadas, como no morro do Rio Jenipapo, próximo a Arapoema. Em menor escala ocorrem clorita-talco xistos e clorita tremolititos. Muitas vezes estes corpos são encimados por uma cobertura de silexito.

Os serpentinitos possuem coloração esverdeada, granulação muito fina, estrutura maciça e constituem-se essencialmente de serpentina lamelar ou fibrosa, em agregados milimétricos. Segregação de quartzo e brechação são comuns, evidenciando esforços posteriores à formação do serpentinito. Os minerais comumente encontrados são talco, clorita, carbonato, antigorita e magnetita.

Os clorita tremolititos apresentam coloração verde-escuro, textura nematoblástica e estrutura orientada. São constituídos essencialmente por tremolita-actinolita em prismas orientados, clorita em agregados e óxido de ferro.

Os clorita-talco xistos são comuns no Maciço Muricilândia e são constituídos essencialmente por talco, carbonato, clorita e opacos. Apresentam coloração esverdeada e avermelhada, mostram textura lepidoblástica, grã fina e estrutura orientada.

2.6.5 Metamorfismo e Deformação

A paragênese mineral observada nos litótipos dessa unidade caracteriza um metamorfismo regional de baixo grau da fácies xisto-verde atuando sobre rochas máfico-ultramáficas anidras, na presença de água.

Segundo Winkler (1976) a serpentina em uma rocha indica que a fase fluida presente devia ser composta de água com muito pouco ou nenhum CO_2, pois em caso contrário, ou seja, a presença de muito CO_2 teria transformado aquele mineral em magnesita + quartzo ou em magnesita + talco nas condições de temperatura e pressão de metamorfismo de baixo grau.

Segregação de quartzo e brechação são comuns nos corpos de serpentinitos e evidenciam esforços posteriores à serpentinização, como já foi dito anteriormente. Os tremolititos e clorita-talco xistos apresentam estrutura orientada, também evidenciando esses esforços.

2.6.6 Origem

A questão da origem dessas rochas é assunto controverso e ainda está longe de ser resolvida, em face da inexistência de estudos detalhados.

Almeida *et al.* (1974) consideraram que os corpos máficos e ultramáficos representariam o aporte de material do manto ao longo de fraturas profundas da Geossutura Tocantins-Araguaia, no que foi seguido por Abreu (1978) admitindo que os mesmos sejam sin-deposicionais com as rochas do Grupo Tocantins, por apresentarem, em alguns locais, elementos planares desenvolvidos concordantemente com a estruturação regional.

Gorayeb (1981) concluiu que os corpos de serpentinitos são de natureza pré-tectônica, dispostos em zonas de falha e que as composições químicas e mineralógicas evidenciam sua natureza ultramáfica. Concluiu, também, que os serpentinitos originaram-se a partir de magma de composição dunítica, colocados tectonicamente como massas cristalinas ou semicristalinas com feições gerais do tipo alpino, representando corpos ofiolíticos, seguindo dessa maneira as mesmas conclusões que Trouw *et al.* (1976) chegaram na região de Tucuruí. Ainda, Gorayeb (*op.cit.*) considera que os clorititos situados nas bordas dos corpos ultramáficos seriam resultantes da transformação dos filitos encaixantes por aporte de magnésio, associado aos processos de serpentinização. Os esteatitos e talco xistos seriam formados por processos metamórfico-metassomáticos às expensas dos serpentinitos.

2.6.7 Idade e Correlação

Nenhum dado geocronológico referente à folha foi encontrado. Entretanto, Hasui *et al.* (1980b) apresentaram idades K/Ar de 780, 560 e 480Ma para rochas básicas intrusivas em quartzitos da Formação Couto Magalhães coletadas a oeste da cidade de Conceição do Araguaia, na folha homônima, as quais foram interpretadas como revelando processos de rejuvenescimentos isotópicos.

As amostras de rochas básicas coletadas na Folha Conceição do Araguaia revelaram idades de 1.006,5 ±15,3Ma e 545,4 ± 7,6Ma, o que, juntamente com os dados geocronológicos de Hasui *et al.* (*op.cit.*) poderão indicar várias fases de magmatismo e colocação dessas rochas, além de rejuvenescimentos isotópicos.

2.7 Bacia do Parnaíba

2.7.1 Formação Pimenteiras (Dp)

2.7.1.1 Histórico

A denominação Pimenteiras foi utilizada, pela primeira vez, por Small (1914) para identificar camadas de folhelhos e siltitos cinza-arroxeados próximas à Vila Pimenteiras, considerando-as mais antigas que os sedimentos da Formação Serra Grande. Posteriormente, Plummer *et al.* (1948) empregaram o termo para definir uma formação paleozóica basal, subdividindo-a nos membros Oitis e Picos, o que também foi adotado por Campbell (1949).

Em 1953 Kegel modificou a coluna existente, colocando-a sobreposta aos sedimentos Serra Grande, subdividindo-a nos membros Itaim e Picos (superior). Todavia, Blankennagel (1954) considerou como Formação Pimenteiras, apenas as rochas do Membro Picos, e colocou no topo da Formação Serra Grande o Membro Itaim.

Aguiar (1971); Lima & Leite (1978) e Scislewski *et al.* (1983) adotaram a proposição de Blankennagel (*op.cit.*) considerando, como Formação Pimenteiras, apenas o Membro Picos, o que também foi adotado neste trabalho.

2.7.1.2 Distribuição e Espessura

Aflora na parte centro-leste da folha, sob a forma de uma faixa estreita, com direção aproximada norte-sul e largura máxima de 10km, formando a escarpa ocidental da Bacia do Parnaíba.

Sua espessura varia de 40 a 50m, raramente ultrapassando 80m, dependendo, segundo Scislewski (*op.cit.*), da maior ou menor movimentação tectônica na borda da bacia.

2.7.1.3 Relações de Contato

Esses sedimentos repousam em discordância angular e erosiva sobre rochas do Grupo Estrondo e do Gnaisse Cantão. Seu contato é feito com a Formação Cabeças, de maneira concordante, às vezes com discordâncias locais. Encontram-se também, através das falhas normais, em contato com rochas do Gnaisse Cantão e das formações Cabeças e Piauí.

2.7.1.4 Litologia

A Formação Pimenteiras compreende um pacote predominantemente pelítico constituído de siltitos, folhelhos e arenitos intimamente interestratificados, além de níveis microconglomeráticos e conglomeráticos. Os siltitos e os folhelhos são mais freqüentes nas porções inferiores da seqüência, enquanto para o topo predominam os arenitos.

Os siltitos são de cores creme e cinza, com tonalidades esverdeadas e avermelhadas e apresentam laminações plano-paralelas, podendo evoluir para estruturas do tipo *linsen.*

Os folhelhos são cinza-esbranquiçados e róseos, bem laminados, micáceos, e apresentam finas laminações argilosas e níveis de arenito médio a grosso, com indícios de bioturbações. Na parte superior da seqüência são freqüentes intercalações de arenitos finos com estrutura *flaser*, ferrificados, de cor marrom, duros, apresentando nódulos siltosos e ferruginosos. Segundo Scislewski *et al.* (1983), na maioria das vezes essas rochas estão endurecidas por efeito de oxidação secundária e ou inteiramente laterizadas. Esta situação é facilmente notada na folha, onde grande parte da área de ocorrência dessa formação encontra-se peneplanizada e laterizada.

2.7.1.5 Ambiente de Deposição

A presença de alternâncias de siltitos e folhelhos com estruturas do tipo *linsen* e bioturbações e arenitos finos com laminação plano-paralela e estruturas *flaser*, é diagnóstico de ambiente marinho inter a supramaré, com oscilações marinhas, marcadas pela variação de energia das correntes. Os níveis microconglomeráticos e conglomeráticos intraformacionais indicam a presença de pequenas regressões marinhas.

2.7.1.6 Paleontologia e Idade

Os diversos trabalhos com estudos paleontológicos dessa unidade indicam uma idade entre o Devoniano Inferior e Médio, baseado na presença de fósseis como trilobitas, braquiópodes e celenterados (Rodrigues, 1967). Assim, segundo alguns autores, uma gama de fósseis como o peixe “macheracanthus” (Mesner & Wooldridge, 1964), e a presença de talófitos indeterminados e tasmanáceas (Lindenmayer & Lindenmayer, 1971), permitem considerar a Formação Pimenteiras como de idade devoniana.

2.7.2 Formação Cabeças (Dc)

2.7.2.1 Histórico

Na década de quarenta, Plummer *et al.* (1948) empregaram essa denominação para caracterizar a seqüência de arenitos encontrada próximo a Vila Cabeças, hoje Dom Expedito Lopes, dividindo-a em três membros: Passagem, Oeiras e Ipiranga.

Essa terminologia é mantida por Campbell (1949) que, entretanto, eliminou a subdivisão em membros. Kegel (1953) em estudos detalhados do Membro Passagem considerou-o semelhante ao Membro Oitis, da Formação Pimenteiras, Plummer *et al.* (*op.cit.*), e sugeriu sua eliminação.

Blankennagel (1954) preferiu usar, em termos genéricos, a denominação Formação Cabeças, sem, no entanto, subdividi-la, termo esse aceito nos trabalhos de Mesner & Wooldrige (1964).

Rodrigues (1967) preferiu propor uma nova subdivisão considerando os membros Tem Medo, Testa Branca e Ribeirãozinho. Trabalhos como os de Perillo & Nahass (1968), Aguiar (1971), Andrade (1972), Lima & Leite (1978) e Scislewski *et al.* (1983) não consideraram essa subdivisão, permanecendo com a Formação Cabeças indivisa, o que foi também adotado neste trabalho.

2.7.2.2 Distribuição e Espessura

Ocorre na porção centro-leste da folha, borda oeste da Bacia do Parnaíba, em uma faixa estreita de aproximadamente 2km de largura alongada na direção norte-sul. No extremo-sudeste da folha, na região do rio Pau Seco, ocorre em pequena exposição irregular em contato com rochas da Formação Longá.

Na folha, sua espessura é de 40-50m, na borda oeste da bacia, podendo diminuir para norte e aumentar levemente para sul.

2.7.2.3 Relações de Contato

O contato com a Formação Longá é marcado por brusca mudança litológica, chegando em alguns locais a apresentar discordância (Scislewski *et al.*, 1983). Seu limite com a Formação Pimenteiras é tido como concordante, mas não foram observados afloramentos esclarecedores na área. De acordo com a maioria dos autores, passa gradualmente para os arenitos e siltitos da Formação Pimenteiras.

2.7.2.4 Litologia

É composta essencialmente por arenitos e paraconglomerados. Os arenitos são mais freqüentes em todos os segmentos da unidade, onde se apresentam com cores creme-rosados e esbranquiçados. A granulometria é fina a média, e geralmente são caulínicos e friáveis. Mostram-se na forma de estratos plano-paralelos ou exibem, eventualmente, estratificações cruzadas tabulares de pequeno e médio porte. Os principais minerais são quartzo, argilominerais, micas e feldspato caulinizado.

Os paraconglomerados, apesar de não terem sido observados na área, são freqüentes a sul (Folha Conceição do Araguaia) e são descritos como constituídos por clastos de arenitos, quartzitos, quartzo e gnaisses, variando de grânulos a blocos, imersos numa matriz síltico-argilosa de cor creme a cinza.

2.7.2.5 Origem e Ambiente de Deposição

A origem e ambiente de deposição dessa unidade tem sido motivo de especulação por diversos autores, que a consideram como depositada em um ambiente litorâneo, com contribuição deltaica.

Ojeda & Perillo (1967) atribuem para a Formação Cabeças um ambiente deltaico com processos de escorregamentos associados. Beurlen & Mabesoone (1969) admitiram também para essa unidade um ambiente deltaico com rápida deposição.

Com relação aos paraconglomerados existem muitas controvérsias. Alguns autores invocam para esses sedimentos uma origem glacial. Outros, como Ludwig (1964) e Perillo & Nahass (1968), atribuíram sua origem a correntes de turbidez. Andrade (1972) sugeriu para os paraconglomerados uma origem associada a escorregamento dos sedimentos inconsolidados nas frentes dos deltas. Carozzi *et al.* (1975) e Nahass (1976) sugerem origem glacial associada a sedimentos deltaicos.

A existência de material predominantemente psamítico com granulometria variada apresentando estratificações paralelas, por vezes truncadas por megamarcas ondulares e camadas onduladas contendo estratificação cruzada, truncando sedimentos idênticos, porém, com estratificações horizontais evidenciando escorregamentos e cruzadas de grande porte, apresentando direções, em alguns locais, constantes, levou Lima & Leite (1978) a admitir que tais características fossem atribuídas a um provável ambiente deposicional litorâneo com contribuição deltaica.

2.7.2.6 Paleontologia e Idade

Os estudos paleontológicos dessa formação revelaram a presença de trilobitas, braquiópodes (Kegel,1953) microfósseis do gênero pseudolunilidia (Brito & Santos, 1965) que, aliados aos estudos palinológicos de Miller (1964) permitem admitir para essa unidade a idade devoniana média a superior.

2.7.3 Formação Longá (Dl)

2.7.3.1 Histórico

A denominação Formação Longá foi proposta por Albuquerque & Dequech (1950) para descrever os folhelhos escuros expostos no vale do rio homônimo, próximo a Campo Maior.

Campbell (1949) concluiu pela equivalência entre essa formação e as camadas Itaueira e Tranqueiras, de Plummer *et al.* (1948), porém conservando a denominação Longá.

Kegel (1953) verificou que as camadas Itaueira eram mais novas que as devonianas e concordou com a proposição de Albuquerque & Dequech (*op. cit.*).

Posteriormente, Perillo & Nahass (1968), Aguiar (1971), Andrade (1972) e Lima & Leite (1978) mantiveram a denominação Longá, dividindo-a, porém, nos membros Inferior (folhelhos ou siltitos), Médio (arenitos e siltitos) e Superior (folhelhos). Neste projeto não foi possível sua separação em membros, devido à ausência de bons afloramentos e à escala do projeto.

2.7.3.2 Distribuição e Espessura

Exposições dessa formação são observadas ao longo de uma faixa norte-sul, de largura aproximada de 2km, situada na porção centro-leste da folha. Ocorre ainda no extremo-sudeste da área, na região do rio Pau Seco.

2.7.3.3 Relações de Contato

Apresenta contato concordante com a Formação Cabeças, sendo, em alguns locais, discordante. Seu contato com a Formação Poti é considerado concordante, podendo às vezes ser gradacional ou com mudanças bruscas (Lima & Leite, *op. cit.*).

A espessura dessa unidade depende da paleogeografia sendo, portanto, variável de local para local, com oscilações máximas entre 90 e 120m.

2.7.3.4 Litologia

Os termos litológicos mais comuns são representados por arenitos creme a esbranquiçados, finos a médios, às vezes argilosos; siltitos e folhelhos cinza-esverdeados a escuros e micáceos. Nos arenitos é comum a presença de estratificações plano-paralelas. Os siltitos e folhelhos ocorrem normalmente como intercalações nos arenitos, apresentando aleitamento regular e ondulado, exibindo, por vezes, estruturas do tipo *flaser*.

Para o topo, predomina folhelho cinza-escuro, contendo bioturbações e aleitamento regular e ondulado.

2.7.3.5 Ambiente de Deposição

As características litológicas dessa unidade sugerem uma deposição em ambiente marinho raso a litorâneo (Mesner & Wooldridge, 1964) caracterizado por estratificações cruzadas de pequeno porte, marcas de, ondas e bioturbações, ocorrendo, também, indicações de ambiente marinho mais profundo. Para Lima & Leite (1978) predomina o ambiente marinho regressivo, passando de infranerítico, na base, para litorâneo na porção intermediária, com alternância de ambientes de águas calmas de baixa energia a agitadas de alta energia, culminando com a interrupção na sedimentação e, conseqüentemente, aeração e erosão dos sedimentos da parte superior.

2.7.3.6 Paleontologia e Idade

Kegel (1953) observou camadas ricas em lamelibrânquios (*Janeia* e *Asteropyge*), fósseis indicativos de idade devoniana média a superior. Outros autores descreveram espécies de flora e fauna que sugerem terem os sedimentos da Formação Longá sido depositados no início do Devoniano Médio e terminado no Carbonífero Inferior.

2.7.4 Formação Poti (Cpo)

2.7.4.1 Histórico

Lisboa (1914) adotou a denominação Poti para designar os folhelhos carbonosos aflorantes no rio homônimo. Posteriormente, Paiva & Miranda (1937) propuseram esse nome ao se referirem a uma se-

qüência de rochas sedimentares encontradas em um poço de água subterrânea em Teresina. Essa mesma denominação foi utilizada por Campbell (1949).

Perillo & Nahass (1968), Aguiar (1971), Andrade (1972) e Lima & Leite (1978) subdividiram essa formação em duas porções: Inferior (areno-conglomerática) e Superior (pelítica).

2.7.4.2 Distribuição e Espessura

As rochas dessa formação ocorrem na porção centro-leste da folha, onde afloram sob a forma de uma faixa estreita, orientada submeridianamente, com aproximadamente 2km de largura e na região sudeste da folha.

A espessura máxima estimada, para a área em estudo, é de 90m (Scislewski *et al.*, 1983).

2.7.4.3 Relações de Contato

O contato com a Formação Longá é considerado concordante por vários autores. Na área em estudo, esse contato não foi bem observado, por se achar quase sempre encoberto por espesso solo.

As rochas dessa unidade encontram-se sotopostas aos sedimentos da Formação Piauí definindo uma discordância erosiva, marcada pelo desenvolvimento de uma zona de oxidação bem nítida (Scislewski *et al.*, 1983). Nesta folha, no entanto, esse contato é normalmente tectônico através de falhas normais.

Falhas de gravidade também colocam rochas dessa unidade em contato direto com aquelas das formações Pedra de Fogo e Cabeças.

2.7.4.4 Litologia

A Formação Poti é constituída na área por arenitos róseos a esbranquiçados, de granulometria fina a média, geralmente friáveis, micáceos, apresentando estratificações plano-paralelas e cruzadas dos tipos plano e acanalada. Localmente, também, pode ocorrer conglomerado constituído por seixos e blocos de arenito e quartzo, imersos em matriz arenosa.

Na parte superior da seqüência há uma predominância de siltitos e folhelhos avermelhados, róseos e amarelos, nos quais se intercalam arenitos arroxeados, conglomeráticos e, às vezes, calcíferos.

2.7.4.5 Ambiente de Deposição

As características litológicas e a predominância de estruturas sedimentares do tipo barras de plataforma na sua porção basal permitem atribuir para essa unidade um ambiente de mar raso, próximo ao litoral (Medeiros, 1971; Scislewski *et al.*, 1983).

Scislewski *et al.* (1983) admitem para a parte superior um ambiente fluviodeltaico com contribuição marinha (lagunas ou planície de maré).

2.7.4.6 Paleontologia e Idade

Utilizando-se de fósseis marinhos do gênero *Edmondia*, Kegel (1953) admitiu idade carbonífera inferior para essa unidade.

Mesner & Wooldridge (1964) registraram uma flora mississipiana que inclui *Sfhenopteridae* na parte superior da formação e na inferior, uma fauna marinha incluindo *Edmondia*, *Nucula* e *Lingulidiscina.* A análise desses e de outros estudos paleontológicos permite posicionar essa formação no Carbonífero Inferior.

2.7.5 Formação Piauí (Cpi)

2.7.5.1 Histórico

Originalmente, o termo Série Piauí foi utilizado por Small (1914) para caracterizar todo o segmento paleozóico da Bacia do Maranhão. Posteriormente, Duarte (1936) e Oliveira & Leonardos (1938) redefiniram o uso do termo Série para o de Formação Piauí, restrito apenas às camadas carboníferas.

Dequech (1950) estabeleceu os limites estratigráficos para a Formação Piauí, sendo seguido por outros autores, tais como Perillo & Nahass (1968), Aguiar (1971), Andrade (1972), Lima & Leite (1978) e Scislewski *et al.* (1983).

2.7.5.2 Distribuição e Espessura

Essa unidade distribui-se ao longo de duas faixas estreitas e alongadas: uma de direção norte-sul na porção centro-leste, e a outra de direção nordeste-sudoeste no extremo-sudeste da folha.

A espessura dessa formação na área estudada foi estimada entre 50 e 100m.

2.7.5.3 Relações de Contato

O contato com a Formação Pedra de Fogo é concordante e transicional, marcado, segundo Lima & Leite (*op.cit.*), pela presença dos primeiros níveis de silenito.

Contatos tectônicos, através de falhas de gravidade, verificam-se com as formações Poti, Pedra de Fogo e Longá.

2.7.5.4 Litologia

Esses sedimentos são constituídos predominantemente de arenitos vermelhos e amarelados, finos a grossos, feldspáticos, friáveis, e apresentam estratificação cruzada de médio e grande porte, do tipo acanalada e planar.

Na parte basal, ocorrem níveis conglomeráticos com clastos de quartzito, quartzo e arenito, variando de grânulos a calhaus, dispersos aleatoriamente em uma matriz areno-argilosa.

Intercalações de siltitos, argilitos e folhelhos, vermelhos e arroxeados, e margas e calcários, calcíticos e dolomíticos, são comuns nas partes intermediária e superior. Margas avermelhadas e lentes de material carbonoso, com níveis de linhito e siltito, ocorrem no topo da seqüência.

2.7.5.5 Ambiente de Deposição

Lima & Leite (1978) demonstraram através da análise das características litológicas e das estruturas sedimentares da seqüência, que é possível estabelecer para a Formação Piauí uma variação ambiental bastante distinta. Assim, as estratificações cruzadas do tipo planar e acanalada de porte médio indicam variação de energia na sedimentação, sendo indicadoras de um ambiente fluvial.

A presença de estratificação cruzada de grande porte, aliada ao caráter arcosiano dos sedimentos, de cor vermelha, grãos arredondados, foscos e esféricos, indica deposição eólica, em ambiente semi-árido a desértico.

Os calcários e margas fossilíferos, bem como os calcarenitos, indicam invasões marinhas.

2.7.5.6 Paleontologia e Idade

A presença de fósseis em camadas de calcário, assinalada por Mesner & Wooldridge (1964), estabelecendo idade pensilvaniana (Carbonífero Superior) para esses sedimentos, foi posteriormente confirmada por Müller (1964), através de estudos palinológicos.

2.7.6 Formação Pedra de Fogo (Ppf)

2.7.6.1 Histórico

Plummer *et al.* (1948) adotaram a denominação Pedra de Fogo para reunir as camadas de siltito com *chert* e *Psaronius*, folhelhos, arenitos e calcários silicosos, encontrados no riacho homônimo, entre as localidades de Pastos Bons e Nova Yorque, no Maranhão. Trabalhos posteriores como os de Northfleet & Neves (1967), Perillo & Nahass (1968), Aguiar (1969), Andrade (1972), Lima & Leite (1978), Faria Jr. (1979), Faria Jr. & Truckenbrodt (1980) e Scislewski *et al.* (1983) além de outros, utilizaram essa mesma terminologia, sendo sugerida por alguns sua subdivisão em três membros.

Pinto & Saad (1986) em estudos de detalhe dessa unidade, nas proximidades de Araguaína, dividem-na em três membros: o inferior e o superior, clástico-químico e o médio predominantemente clástico fino. Esses mesmos autores sugerem o posicionamento dos arenitos e siltitos com restos de vegetais silicificados (*Psaronius*), tradicionalmente considerados como integrantes da porção superior da Formação Pedra de Fogo, na parte basal da Formação Motuca, o que também foi adotado para este trabalho.

Uma faixa restrita de conglomerados, localizada entre Pequizeiro e Couto Magalhães, foi incluída na Formação Piauí por Barbosa (1966) e Aguiar (1969). Esses conglomerados foram designados de Unidade Rio das Barreiras por Guerreiro & Silva (1976), terminologia também utilizada por Hasui *et al.* (1977), Abreu (1978) e Gorayeb (1980), além de outros, porém hierarquizando-a como formação. Apesar da descontinuidade física entre esses sedimentos e os da Bacia do Parnaíba, Coimbra (1983) concluiu que os mesmos, durante o Permiano, se estenderam bem mais para oeste, associando os sedimentos da Formação Rio das Barreiras aos da Formação Pedra de Fogo. Neste trabalho, nas partes centro-oeste e nordeste da folha, observou-se uma gradação dos conglomerados da Formação Rio das Barreiras para sedimentos semelhantes aos da Formação Pedra de Fogo, estando este último recoberto por sedimentos eólicos da Formação Motuca,

evidenciando o mesmo seqüenciamento da Bacia do Parnaíba, o que corrobora a proposta de Coimbra (*op. cit.*). Assim, a Formação Rio das Barreiras foi considerada, aqui, como uma fácies de natureza fanglomerática da Formação Pedra de Fogo, depositada próximo a escarpas de falhas normais.

2.7.6.2 Distribuição e Espessura

Os sedimentos dessa unidade estão distribuídos ao longo de três faixas com orientação variando de norte-sul a nordeste-sudoeste. A de maior dimensão, com cerca de 10km de largura, aflora na parte centro-oeste da folha, lado oeste do *Graben* de Muricizal; as duas outras, com largura média de 3km, estão expostas nas partes centro-leste, proximidades da BR-153 e sudeste da área em estudo.

As melhores exposições dessas rochas foram observadas ao longo das principais rodovias que cortam a folha, onde esta unidade ocorre formando um relevo plano-ondulado e patamares sustentados por níveis de sílex.

Sua espessura é bastante variável com valores entre 60 e 100m, decrescendo para leste e sul, onde não ultrapassa os 40m.

2.7.6.3 Relações de Contato

O contato com a Formação Motuca é concordante e se dá através da passagem de uma seqüência de arenitos, siltitos e folhelhos calcíferos, com níveis de *chert*, para um arenito eólico contendo restos de madeira silicificada (*Psaronius*).

O contato com a Formação Piauí é concordante e transicional, sendo marcado pela presença dos primeiros níveis de silexitos.

Com a Formação Poti, o contato é tectônico, através de falha de gravidade de direção N-S. O contato também é tectônico com as formações Pequizeiro (Grupo Estrondo) e Sambaíba, através de falha de gravidade.

2.7.6.4 Litologia

A Formação Pedra de Fogo caracteriza-se por apresentar variações faciológicas marcadas geralmente por deposições aparentemente cíclicas.

É formada, na base, por uma seqiiência de siltitos argilosos, cinza-esverdeados, comumente carbonáticos, com intercalações de calcários argilosos; siltitos e arenitos com fragmentos de ossos; calcários dolomíticos, cinza-claros, maciços e calcários calcíticos, cremes a rosados, mal estratificados. Localmente, pode aparecer gipsita, com espessuras que chegam a ultrapassar 20m (Pinto & Saad, 1986).

Na parte mediana da seqüência ocorrem siltitos esverdeados, com intercalações de arenitos e margas, arenitos médios a grossos de coloração cinzenta e cimento carbonático, podendo conter na base, seixos e fragmentos da rocha inferior e folhelhos sílticos cinza-escuros, carbonosos, com fraturas preenchidas por carbonato. Apresentam estruturas *flaser*, intercalações centimétricas de arenitos finos e carbonáticos, ou calcários arenosos, quase sempre fossilíferos e estrutura em chama.

Na parte superior, ocorrem arenitos sílticos avermelhados, calcários silicosos, margas e siltitos arroxeados formando níveis alternados. Siltitos de cor creme, com lentes de silexitos e intercalações de arenitos são muito comuns nesta parte da seqüência.

Conglomerados de natureza fanglomerática (fácies Rio das Barreiras) representando a base desta seqüência com origem provavelmente vinculada a um fluxo viscoso de baixa densidade, transportando uma mistura de lama e cascalho mal selecionado do tipo fluxo de detrito, ocorrem na parte oeste do *Graben* do Muricizal e apresentam gradação lateral e vertical para uma porção mais argilosa formada por folhelhos, siltitos e eventuais níveis arenosos.

Os conglomerados possuem um arcabouço de seixos e grânulos de pouca esfericidade, angulosos e por vezes subarredondados, suportados por uma matriz argilosa e cimento calcífero. Caracterizando a imaturidade dessa rocha, a composição dos seixos é de quartzo e fragmentos de rocha xistosa. Apresentam cor cinza-esverdeado com tonalidades amarronzadas e avermelhadas e estratificação plano-paralela visualizada pela disposição dos clastos em níveis aproximadamente paralelos. São maciços, desorganizados e geralmente exibem contatos interdigitados com os folhelhos e siltitos. Os folhelhos são cinza-esverdeados com tons avermelhados, quebradiços, e apresentam níveis de sílex de até 10cm de espessura e níveis calcíticos. Essa litofácies passa a siltito também de coloração cinza-esverdeado e com laminação pouco desenvolvida.

2.7.6.5 Ambiente de Deposição

O estudo das principais litofácies dessa unidade revelou que o caráter cíclico da deposição, com variações laterais, restos de peixe e a predominância de uma composição pelítico-carbonática, sugerem uma sedimentação em ambiente predominantemente marinho de águas relativamente rasas, com oscilações para águas mais profundas. A presença de gipsita leva ainda a admitir uma deposição em ambiente marinho restrito, submetido a um clima semi-árido a desértico. A presença de silexito com estrutura do tipo *tepee,* muito comuns nessas rochas, significa um estágio de ressecamento a que os calcários foram submetidos, tornando-se parcial ou totalmente silicificados.

2.7.6.6 Paleontologia e Idade

Os dados paleontológicos disponíveis revelam uma idade neopermiana para essa unidade. Para Mesner & Wooldridge (1964), essa idade deve-se à presença do anfíbio labirintodonte *Prinosuchus*, além de restos de peixes e ostracóides. Cruz *et al.* (1973) assinalam a presença de micrósporos alados de idade permiana inferior. Scislewski *et al.* (1983) observaram fragmentos de espinhas, ossos e dentes de peixes *Ctenacanthus* e *Pleuracanthus* e escamas de Palaeniscidae, que forneceram idade neopermiana.

2.7.7 Formação Motuca (PTRm)

2.7.7.1 Histórico

Plummer *et al.* (1948) denominaram de Motuca os folhelhos de coloração vermelho-tijolo, com lentes delgadas de calcário e anidrita, sobrepostos à Formação Pedra de Fogo e encontrados próximo à Fazenda Motuca, entre São Domingos e Benedito Leite, no Maranhão.

Campbell (1949) englobou nessa formação os membros Pastos Bons e Caxias e considerou-a de idade juro-cretácea.

Aguiar (1969) divide-a em três membros: o inferior e o superior, arenosos, e o intermediário, constituído de folhelhos, calcários e anidrita.

Pinto & Sad (1986) consideram pertencentes à base desta formação os arenitos eólicos com madeira petrificada (*Psaronius*), atribuídos por muitos autores, como topo da Formação Pedra de Fogo, o que também foi adotado neste projeto.

2.7.7.2 Distribuição e Espessura

Distribui-se irregularmente na parte leste da folha, com ampla área de exposição na sua porção sul, sendo restrito nas proximidades de Araguaína, onde aflora margeando as escarpas da Formação Sambaíba.

Ocorre também na porção central do *Graben* do Muricizal ocupando uma faixa alongada no sentido norte-sul, com largura aproximada de 12km.

2.7.7.3 Relações de Contato

O contato com a Formação Sambaíba é concordante, por vezes interdigitado, marcado pela alternância de arenitos argilosos e siltitos da Formação Motuca com arenitos eólicos daquela formação. O contato concordante com a Formação Sambaíba é geralmente gradativo ou transicional, às vezes brusco.

O contato com a Formação Pedra de Fogo é concordante e foi abordado quando de sua descrição.

2.7.7.4 Litologia

A Formação Motuca é constituída de arenitos com intercalações de argilitos, folhelhos e siltitos, bem como níveis de calcário, gipsita e anidrita.

Na base da seqüência ocorrem essencialmente arenitos finos a médios, róseos a avermelhados, com estratificação cruzada de porte médio a grande, silicificados, contendo às vezes restos de madeira petrificada (Pinto & Sad, 1986). São friáveis e apresentam grãos subarredondados a esféricos e foscos.

Na parte intermediária, a litologia é composta essencialmente de siltitos e folhelhos esverdeados, às vezes avermelhados, bem laminados, com intercalações finas de calcário argiloso. Em algumas partes ocorrem intercalações de gipsita ou laminação de calcita fibrosa.

Na parte superior, a seqüência é representada por arenitos, com intercalações de siltitos e argilitos

vermelhos. Os arenitos são vermelhos, às vezes róseos e brancos, finos a médios, com grãos subangulosos a subarredondados, foscos, imersos numa matriz mais fina. As estruturas sedimentares verificadas são estratificações plano-paralelas e cruzadas acanaladas.

No *Graben* do Muricizal, a Formação Motuca apresenta-se em nível topográfico aplainado e, devido a essa maneira de se apresentar, sua faixa de afloramento está quase sempre coberta por solo arenoso, às vezes laterítico, limitando assim as observações aos cortes das estradas. Nessa área, a unidade caracteriza-se por uma sucessão de camadas síltico-areníticas, de cores vermelhas, esverdeadas, amareladas e creme. Na base, ocorre siltito vermelho, pintalgado de branco, maciço, por veres quebradiço, com intercalações de arenito fino, vermelho. O arenito apresenta grãos subangulosos a subarredondados, com matriz síltico-argilosa e cimento ferruginoso. Algumas vezes são encontrados níveis finos de arenito grosso, variando para microconglomerado de cor rósea, com grânulos de quartzo imersos em matriz síltico-argilosa.

2.7.7.5 Ambiente de Deposição

Mesner & Wooldridge (1964) sugerem que os sedimentos da Formação Motuca sejam de origem continental eólica e fluvial, e também evaporítica de mar remanescente.

Lima & Leite (1978) consideram a Formação Motuca como de origem continental, flúvio-eólica, tendo havido algumas incursões marinhas, com implantação de ambientes lagunares, representados por gipsita e calcários da seção intermediária da formação.

As características apresentadas pelos sedimentos da Formação Motuca na área mapeada sugerem ambientes continentais eólicos e fluviolacustrinos. A cor extremamente vermelha dos seus sedimentos é indicativa de deposição em ambientes altamente oxidantes.

O pacote basal de arenitos rosados a avermelhados, com estratificação cruzada de grande porte, grãos de quartzo sub a bem arredondados de boa esfericidade e superfície fosca, é de origem eólica.

Os pelitos vermelhos representam deposição em ambiente continental fluvial de transbordamento e/ou lacustrino, em clima semi-árido, uma vez que são desprovidos de matéria orgânica. Os arenitos finos, argilosos, foram depositados em condições semelhantes, representando, provavelmente, depósitos de canal (Scislewski *et al.*, 1983).

2.7.7.6 Paleontologia e Idade

Oliveira (1961) considerou-a como tendo se depositado entre o Permiano Superior e o Triássico.

Aguiar (1971) baseando-se na sua concordância com as formações Pedra de Fogo e Sambaíba, considera-a, também, de idade permo-triássica.

Apesar da Formação Motuca ser constituída por uma seqüência oxidante, Mesner & Wooldridge (1964) assinalam a presença de gastrópodes (*Pleurotomaria sp*) atribuídos ao Permiano, e de alguns peixes, semelhantes aos peixes permianos *Paleoniscus* e *Elonichtys*, atribuindo-lhes idade neopermiana.

2.7.8 Formação Sambaíba (TRs)

2.7.8.1 Histórico

Plumer *et al.* (1948) utilizaram o termo Sambaíba para designar os arenitos aflorantes, formando mesetas próximo à cidade de Sambaíba, no Estado do Maranhão, considerando-os como parte superior da Formação Melancieira e datando-os como do Cretáceo.

Mesner & Wooldridge (1964) elevaram esses arenitos à categoria de formação, admitindo para os mesmos uma idade triássica inferior, devido à sua posição entre os estratos Motuca (Permiano) e Pastos Bons (Triássico Superior).

2.7.8.2 Distribuição e Espessura

Predomina nas porções nordeste e leste da folha, onde ocorre ora apresentando-se em nível topográfico mais alto, em afloramentos expressivos, formando mesetas, como a oeste de Araguaína, ora aplainado em exposições inexpressivas ou escassas, confundindo-se com a cobertura arenosa, resultante da desagregação de seus arenitos.

Sua espessura é bastante variável, tendo sido constatado entre 15 a 20m em áreas próxi-

mas a Araguaína, decrescendo sensivelmente para sul.

2.7.8.3 Relações de Contato

Seus contatos com a Formação Motuca são concordantes e geralmente interdigitados. Em alguns pontos da área está capeada por basaltos da Formação Mosquito.

2.7.8.4 Litologia

A Formação Sambaíba, na área em estudo, constitui-se inteiramente de arenitos finos a médios, bem classificados e selecionados com grãos foscos e colorações avermelhadas a róseas. Exibem, ainda, estratificação cruzada tangencial, de médio e grande porte. Esses arenitos são constituídos essencialmente de quartzo e, ocasionalmente, caulim e minerais de argila.

Localmente, ocorrem níveis de arenitos finos, bem selecionados, com estratificação cruzada planar.

No contato com os basaltos, apresentam-se duros, silicificados e, às vezes vitrificados.

2.7.8.5 Ambiente de Deposição

Geralmente os depósitos eólicos são formados por arenitos finos a médios, limpos, pouco argilosos, com grãos bem arredondados e bem selecionados, foscos, exibindo estratificação cruzada tangencial de grande porte e, muitas vezes de alto ângulo.

Essas características constituem uma importante ferramenta para a identificação da deposição dos arenitos Sambaíba, considerando que essa formação é representada por camadas de arenitos onde tais feições são bastante comuns, o que permite interpretar essa seqüência como formada em regiões de dunas e/ou interdunas de um ambiente desértico.

2.7.8.6 Paleontologia e Idade

Por se tratar de um pacote afossilífero, diversos autores, entre os quais se destacam Mesner & Wooldridge (1964), Aguiar (1972) e Lima & Leite (1978), baseiam-se no seu posicionamento estratigráfico, entre as formações Motuca e Mosquito, para lhe inferir uma idade triássica.

2.7.9 Formação Mosquito (TRJm)

2.7.9.1 Histórico

Aguiar (1964) descreve os derrames basálticos, com intercalações de arenito no leito do rio Mosquito a sul de Fortaleza dos Nogueiras, Estado do Maranhão, e propõe a designação de Mosquito, para identificá-los.

Lima & Leite (1978) adotam a proposição de Aguiar (*op.cit.*) admitindo que a unidade é constituída essencialmente de basaltos toleiíticos, amigdalóides, tendo apenas uma intercalação sedimentar lenticular e restrita.

2.7.9.2 Distribuição e Espessura

Aflora no extremo-nordeste e leste da folha, em áreas descontínuas e irregulares. Lima & Leite (*op.cit.*) citam que sua espessura é bastante variável, chegando a atingir 175m (Furo Est. de Imperatriz do Maranhão) na região de Imperatriz-MA.

2.7.9.3 Relações de Contato

O contato com a Formação Sambaíba é discordante e mostra efeito térmico, marcado por endurecimento e silicificação do arenito. De um modo geral, houve uma contemporaneidade de deposição arenito/basalto, como foi observado em alguns afloramentos da área, evidenciados pelos arenitos intertrapeados.

2.7.9.4 Litologia

Ocorre na área sob a forma de derrames e de diques e/ou *sills.* Nos derrames basálticos observam-se intercalações de arenito avermelhado, bem estratificado, fino e parcialmente silicificado.

O basalto apresenta coloração variando de cinza-escuro a marrom-avermelhado, estrutura quase sempre maciça e textura afanítica, algumas vezes amigdaloidal. Sua decomposição apresenta

coloração arroxeada, com as amígdalas aparecendo como pontos brancos, dentro do material argiloso resultante.

Os diques e/ou *sills* aparecem cortando ou trapeando os arenitos, sendo bem observados na fazenda Prata e na estrada Araguaína-Filadélfia, na fazenda Riachuelo. Apresentam coloração cinza-esverdeado, grã média a grossa e estrutura maciça, por vezes porfirítica, e são constituídos, por plagioclásio, óxido de ferro, clinopiroxênio, uralita e argilominerais.

Petrograficamente, foram classificados como gabros, gabros porfiríticos e diabásio, mostrando grande variação textural.

2.7.9.5 Correlação e Idade

Os dados de campo, petrográficos e geocronológicos sugerem que essas rochas têm sua formação e evolução relacionadas à abertura do Oceano Atlântico, que culminou com a separação da América do Sul do continente africano.

Segundo os dados geocronológicos apresentados por Lima & Leite (1978) os processos tectônicos e sedimentares acima descritos tiveram lugar a partir do Triássico, à semelhança do que foi encontrado para a Bacia do Paraná.

Doze amostras coletadas por esses autores no trecho da BR-153, entre Araguaína e Porto Franco apresentaram idades entre 148 e 214Ma.

2.8 Coberturas Tércio-Quaternárias

2.8.1 Cobertura Arenosa (TQa)

Sob essa denominação foram agrupadas extensas coberturas de areias inconsolidadas, localizadas na parte central da folha, com orientação aproximada norte-sul e coincidindo com o *Graben* do Muricizal.

Uma extensa faixa, com aproximadamente 15km de largura, se estende desde Santa Fé (norte) até as localidades de Cantão e Bernardo Sayão. É formada por areias inconsolidadas, de cor creme-esbranquiçado, com tonalidades avermelhadas e amareladas, e granulação fina a média, com variações para frações argilosas. Devido ao fato de estarem capeando diretamente sedimentos da Formação Motuca, sua origem possivelmente está correlacionada aos mesmos. Boas exposições são observadas, ao longo da rodovia GO-382, onde chegam a atingir 10m de espessura.

Uma faixa menos extensa localiza-se a oeste da anterior, na parte norte do *Graben* do Muricizal. Constitui-se, na base, por cascalheira com seixos e grânulos, subarredondados, de quartzo em matriz síltico-argilosa, de cor creme com tonalidades avermelhadas, passando, nas partes mais superiores, a areias inconsolidadas, semelhantes às acima descritas.

Possivelmente sua origem está correlacionada aos sedimentos da Formação Pedra de Fogo. Exposições de até 20m de espessura podem ser observadas ao longo da rodovia TO-287.

2.8.2 Cobertura Detrítico-Laterítica (TQdl)

A maior área de ocorrência dessa cobertura encontra- se a oeste do rio Araguaia, recobrindo principalmente as ardósias e filitos da Formação Couto Magalhães. Ocupa notadamente as partes mais elevadas em áreas contínuas, onde o desenvolvimento de um espesso nível de canga laterítica pode atingir até 15m, formando escarpas voltadas para o rio Araguaia.

Ocorre predominantemente sob a forma de canga laterítica de coloração avermelhada constituída por crostas limoníticas duras, formando blocos métricos nas encostas ou formando clareiras nas partes baixas como verdadeiros lajeados.

Capeando esse nível ocorre solo laterítico de coloração vermelha, rico em concreções limoníticas, podendo, localmente, ocorrer também concreções manganesíferas.

2.9 Depósitos Quaternários

2.9.1 Depósito Pleistocênico Aluvionar (Qpa)

Essa unidade encontra-se restrita a uma faixa de aproximadamente 5km de largura, que se estende ao longo da margem esquerda do rio Araguaia, no SW da folha.

Esses sedimentos são principalmente arenosos, tendo, na sua parte inferior, uma camada de cascalho endurecida ou não, formada por seixos de quartzo, material laterítico e raramente quartzito. No topo ocorrem sedimentos arenosos inconsolidados, sem estratificação, formando depósitos que chegam a 5m de espessura.

As areias são geralmente de granulometria fina a média, mal selecionada com grande quantidade de óxido de ferro envolvendo os grãos. As frações silte e argila são pouco expressivas e normalmente aparecem na matriz da cascalheira.

Esse material representa terraços aluvionares do rio Araguaia, estando atualmente em vias de retrabalhamento em alguns locais do rio.

2.9.2 Depósito Holocênico Aluvionar (Qha)

Essa unidade encontra-se restrita ao longo dos principais cursos d'água da folha, destacando-se as aluviões dos rios Araguaia, Pau d'Arco, Arraias do Araguaia, Maria das Cunhãs e Muricizal, que se apresentam em faixas alongadas e irregulares, e de largura variável.

É predominantemente formada por areias, materiais síltico-argilosos e cascalhos. As areias são de granulometria fina e compostas por grãos de quartzo, mal selecionados, subarredondados a subangulosos e minerais pesados, como magnetita e ilmenita.

As frações silte e argila ocorrem em menor escala, sendo representadas por argilominerais e limonita ou como cimento dos cascalhos.

Os cascalhos são compostos por seixos de quartzo, quartzitos, silexito, fragmentos de rocha e até ametista, como no garimpo de Pau D'Arco. Esses seixos apresentam tamanho variável, sendo mais freqüentes entre 2 e 10cm, mal selecionados, subarredondados a angulosos e cimentados, muitas vezes, pelas frações de silte e argila.

3

GEOLOGIA ESTRUTURAL

Vários trabalhos abordam a estruturação das rochas pré-cambrianas da região norte do Tocantins e sudeste do Pará, em áreas vizinhas à da Folha Araguaína. Apesar de alguns autores (Hasui *et al.*, 1977; Cunha *et al.*, 1981) apresentarem descrições detalhadas das estruturas e fases de deformação, as observações foram efetuadas apenas sob a óptica da tectônica rúptil, e hoje sabe-se que essa região apresenta evidências marcantes de um cisalhamento dúctil, responsável pelas principais feições estruturais regionais do Grupo Estrondo. Dessa forma, as características tectônicas mais marcantes da região são a compartimentação dos metassedimentos em faixas alongadas na direção N-S e o colar de estruturas dômicas, com cerca de 250km de extensão, alinhado nessa mesma direção, com ligeira inflexão para NNW, em sua porção setentrional.

As rochas do Complexo Colméia apresentam um bandamento gnáissico orientado na direção E-W, o qual, em alguns locais, encontra-se afetado por deformações posteriores, especialmente por aquela de direção N-S, que desenvolveu nas rochas do Gnaisse Cantão uma foliação bem marcante, evidenciando uma discordância estrutural com as rochas daquele complexo.

Os metassedimentos do Grupo Estrondo ocorrem em duas faixas distintas separadas pelo *Graben* do Muricizal e apresentam quatro fases de deformações. A mais marcante é devida a um cisalhamento dúctil, que desenvolveu nas rochas desse grupo uma foliação milonítica muito fina, suborizontalizada, com lineação de estiramento de direção aproximadamente N-S. Essa foliação é também caracterizada pela existência de boudinagens, com *neches* formados por mobilizados de quartzo, às vezes em forma de estrela. Das organizações planares anteriores, foi observada a S_0 em apenas um local nos calci-biotita-quartzo xistos da Formação Xambioá e inferida pelas intercalações de quartzitos e xistos da Formação Morro do Campo. Além da S_0, foram observadas, na pedreira de Canto da Vazante, Folha Conceição do Araguaia (Figueiredo *et al.*, no prelo), dobras intrafoliais extremamente apertadas e angulosas que evidenciam uma tectônica de natureza desconhecida, anterior ao cisalhamento dúctil.

A foliação milonítica apresenta-se dobrada com plano axial subvertical e direção aproximadamente N-S. Essa deformação desenvolveu clivagem de crenulação (C_2) e segregações de veios de quartzo centimétricos.

A última fase, melhor observada em rochas da Formação Pequizeiro, é caracterizada por um redobramento homoaxial da clivagem de crenulação anterior, com planos-axiais mergulhando regionalmente para oeste e, localmente, acompanhando os mergulhos dos domos gnáissicos. A evolução estrutural do Grupo Estrondo pode ser observada no quadro II.3.1.

As rochas da Formação Couto Magalhães mostram uma evolução tectônica bastante simples, sendo que a S_0 é bem visível. Apresenta um dobramento de plano-axial subvertical e mergulho para leste, que foi seguido pelo desenvolvimento de uma clivagem de crenulação. A intensidade dessa deformação diminui para oeste. Próximo à zona da Falha Contracional Couto Magalhães, que coloca estas rochas em contato com as do Grupo Estrondo, observa-se o desenvolvimento de uma outra clivagem de crenulação com a mesma direção da anterior, porém, com mergulho mais acentuado.

A tectônica rúptil se faz presente em todas as unidades pré-cambrianas, através de extensas falhas de direções N-S, NW -SE e NE-SW, as quais foram reativadas durante a sedimentação paleo-mesozóica da Bacia do Parnaíba. As falhas N-S parecem ser as mais importantes na área, pois propiciaram o desenvolvimento de uma estruturação em *horsts* e *grabens* alinhados submeridianamente, tanto na borda sudoeste da bacia, como no interior da Faixa Orogênica Tocantins-Araguaia, o que já havia sido observado por Coimbra (1983).

Quadro II.3.1

TECTÔNICA COMPRESSIONAL OU DE ENCURTAMENTO

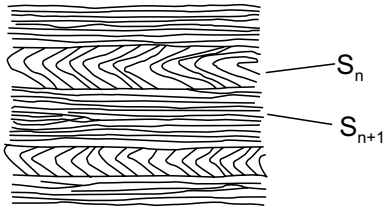
FASES DE DEFORMAÇÃO

F_1 – Xistosidade antiga, S_n ,representada por dobras intrafoliais muito apertadas e angulosas.

Tectônica mais antiga de natureza desconhecida.

F_2 – Desenvolvimento de uma foliação de transposição, S_{n+1}, que gerou um *banding* milimétrico, composicional, caracterizado pela existência de uma lineação de estiramento de direção aproximada N-S marcada pelos alinhamentos mineralógicos, boudinagens de foliação e mobilizados de quartzo.

Cisalhamento dúctil de baixo ângulo.



F_3 – Geração de clivagem de crenulação, S_{n+2}, com a formação de um novo *banding* composicional, mais grosseiro, transpondo parcialmente o *banding* anterior, com direção de encurtamento E-W, observado principalmente na Formação Pequizeiro.

F_4 – Redobramento homoaxial de direção N-S, de geometria semelhante à anterior.

TECTÔNICA DISTENSIONAL

FASES DE DEFORMAÇÃO

D_1 – Geração de falhas normais com estruturação em *grabens* e *horsts* de direção N-S no Proterozóico Superior (Brasiliano) com falhas de transferência associadas.

D_2– Geração e/ou reativamento do sistema de *grabens* e *horsts* no Fanerozóico.

4

GEOQUÍMICA

4.1 Introdução

Na interpretação das Zonas Anômalas e através dos programas do GEOQUANT já citados, foram estabelecidos como de segunda ordem os valores analíticos brutos entre X+2S e X + 3S, e de primeira ordem aqueles acima de X + 3S.

Na descrição das Zonas Anômalas, a letra A identifica a Folha Araguaína, escala 250.000; o algarismos arábico indica o número da zona; as letras A, B ou C indicam sua prioridade, 1ª, 2ª ou 3ª ordem, respectivamente; e os elementos fora dos parênteses são de primeira ordem e aqueles dentro dos parênteses de segunda ordem.

Considerando que o nome de cada arquivo é composto de oito dígitos, e prevendo a necessidade de um armazenamento geral dos resultados analíticos no Programa Grande Carajás, foi elaborada uma expressão mnemônica que também traduzisse mais facilmente os parâmetros geoquímicos utilizados na campanha geoquímica. Desta forma, o nome de cada arquivo é representado com:

NOME DO PROJETO – Projeto Especial Grande Carajás – "CA"

ABREVIATURA DO NOME DA QUADRÍCULA 1:100.000:

ANDO – Andorinhas

MUR – Muricilândia

AINA – Araguaína

ARAP – Arapoema

CUN – Rio Das Cunhãs

NOL – Nova Olinda

MATERIAL COLETADO – "S" Sedimentos de Corrente

MÉTODO ANALÍTICO – "B" Absorção Atômica – "A" Espectrografia

ATAQUE REALIZADO – "1" Água Régia

Como um exemplo, para a Quadrícula Andorinhas tem-se:

NOME GERAL DO PROJETO – Projeto Especial Grande Carajás – "CA"

Abreviatura do Nome da Quadrícula – Ando

MATERIAL COLETADO – Sedimentos de Corrente – S

MÉTODO ANALÍTICO – Absorção Atômica – B

ATAQUE – Água Régia – 1

NOME DO ARQUIVO – CANDOSB1

Para as outras quadrículas têm-se então:

QUADRÍCULA MURICILÂNDIA – CAMURSB1

QUADRÍCULA ARAGUAÍNA – CAINASB1

QUADRÍCULA ARAPOEMA – CARAPSB1

QUADRÍCULA RIO DAS CUNHÃS – CACUNSB1

QUADRÍCULA NOVA OLINDA – CANOLSBI

No caso das Análises Espectrográficas foram catalogados os seguintes arquivos:

QUADRÍCULA ANDORINHAS – CANDOSA
QUADRÍCULA MURICILÂNDIA – CAMURSA
QUADRÍCULA ARAGUAÍNA – CAINASA
QUADRÍCULA ARAPOEMA – CARAPSA
QUADRÍCULA RIO DAS CUNHÃS – CACUNSA
QUADRÍCULA NOVA OLINDA – CANOLSA

4.2 Zonas Anômalas

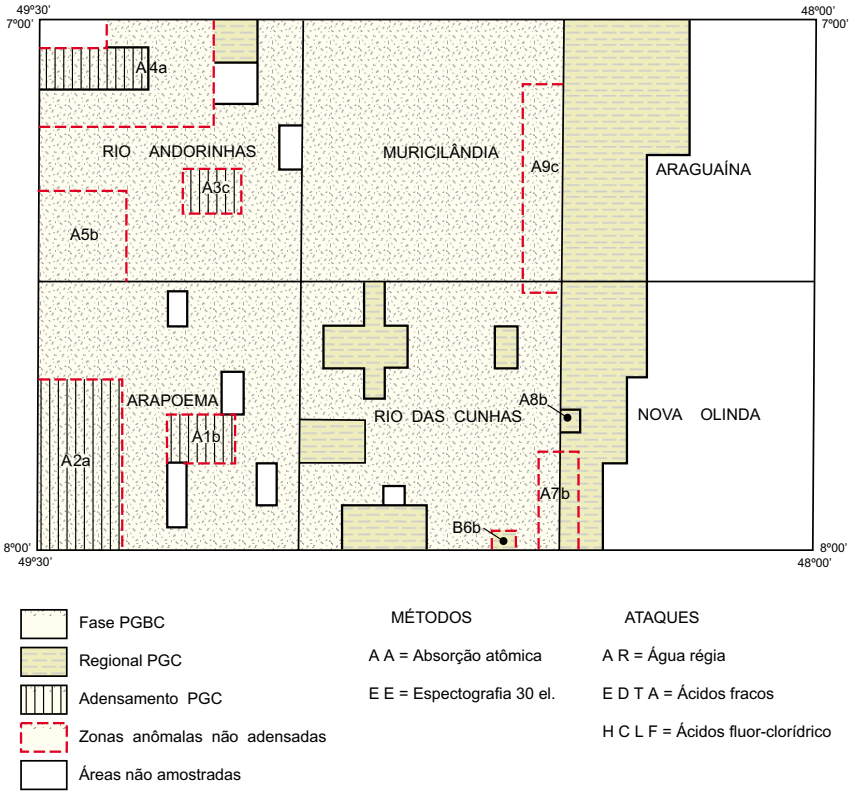
As Zonas Anômalas encontram-se identificadas no Mapa Metalogenético e a figura II.4.1 mostra a localização das mesmas e suas respectivas associações geoquímicas. Duas áreas anômalas (Garimpo de Grim – faz. Araguaia e Garimpo Mata Verde) não foram adensadas, por se tratar de garimpos em atividade, com grandes possibilidades de contaminação.

4.2.1 Zona A 1B – (Cu, Pb, Zn, Co, Cr)

Esta zona está localizada na Quadrícula Arapoema, a 25km da cidade de mesmo nome. Através dos trabalhos do PGBC foi delineada através das amostras BC-034 e BC-040 uma zona anômala de 2ª ordem para Cu, Pb, Zn, Co e Cr. Sua extensão é de 30km^2 e encontra-se numa faixa de relevo magnético baixo.

Foi realizado um adensamento de amostragem de sedimentos de corrente, cujos teores representados nas amostras JP-314, JP-315, JP-316 e JP-317 são inferiores aos originais, como pode ser observado na tabela II.4.1.

Os resultados das análises espectrográficas estão todos abaixo ou no limite inferior de detecção, com exceção da amostra JP-319 que se destaca



ZONAS	ASSOCIAÇÃO	COORDENADAS		AMOSTRA COLETADAS		MÉTODOS UTILIZADOS / ATAQUES			
		LATITUDE	LONGITUDE	SEDIMENTOS	CONC				
A 1B	(Cu,Pb,Zn,Co,Cr)	7°48' - 7°53'	49°08' - 49°15'	07	03	AA - AR	EE		
A 2A	As,Pb,Ni,Cr (Cu,Zn,Co)	7°42' - 8°00'	49°17' - 49°30'	41	23	AA - AR	EE		
A 3C	Co (Ni,Cr)	7°18' - 7°24'	49°07' - 49°13'	08	07	AA - AR	EE		
A 4A	As,Ni,Cr (Cu,Co,Zn)	7°00' - 7°05'	49°11' - 49°22'	11	08	AA - AR	EE		
		7°04' - 7°08'	49°18' - 49°30'						
A 5B	(Cu,Zn,Ni,Co,Cr)	7°20' - 7°30'	49°20' - 49°30'						
A 6B	(Cu,Ni,Co)	7°57' - 8°00'	48°33' - 48°37'	06	03	AA - AR	EE		
A 7B	As (Cu,Pb,Zn,Ni)	7°47' - 8°00'	48°28' - 48°32'	22	10	AA - AR	EE		
A 8B	As,Cu,Pb,(Cr)	7°45' - 7°46'	48°26' - 48°30'	10	07	AA - AR	EE		
A 9C	(Pb,Zn,Ni,Cr)	7°08' - 7°31'	48°30' - 48°34'	09	03	AA - AR	EE		

Figura II.4.1 – Localização das zonas anômalas.

para B, Ba, V e Zr com respectivamente 100, 300, 100 e 700ppm. As análises qualitativas para Au e SnO_2 também foram negativas.

Tabela II.4.1 – Correlação dos resultados analíticos (PGBC)

Sigla	Nº Campo	Cu	Pb	Zn	Ni	Co	Cr	Fe%	Mn
BC	034	23	22	46	19	36	25	17	410
BC	040	21	19	18	9	10	21	6	280

(PGC)

Sigla	Nº Campo	Cu	Pb	Zn	Ni	Co	Cr	Fe	Mn	As
JP	314	2	6	5	1	1	4	4	54	1,3
JP	315	3	4	11	4	2	5	3	20	1,8
JP	316	3	4	8	3	2	4	4	36	0,5
JP	317	2	4	4	2	1	2	1	12	1,1
JP	318	2	4	4	2	1	2	2	16	1,1
JP	319	16	16	35	10	15	15	14	92	3,2
JP	320	16	16	33	11	15	14	14	126	3,4

4.2.2 Zona A 2A – As, Pb, Ni, Cr (Cu, Zn, Co)

Esta zona multielementar é uma das mais importantes na Folha Araguaína, estando localizada no seu extremo- SW, na Quadrícula Arapoema. Inicialmente foi delineada pelo PGBC através de 18 amostras de sedimentos de corrente e encontra-se envolvida numa área de alto relevo magnético. Em função destes fatores, foi programado um adensamento nas drenagens mais anômalas, com o objetivo de verificar sua importância. No adensamento foram coletados 36 sedimentos de corrente e 23 concentrados de minerais pesados, cujos teores estão representados na tabela II.4.2.

Analisando a tabela, pode-se observar que os teores durante o adensamento, aumentaram ou diminuíram para algumas amostras. Destacam-se as amostras BC-059, BC-065, BC-083, BC-084, BC-007, BC-022, BC-030 e BC-046, por apresentarem teores bem mais elevados de suas correspondentes no adensamento, principalmente para Cu, Zn, Ni e Cr, chegando sempre a mais de 100% em relação às amostras regionais. Nestas amostras a análise espectrográfica confirma a absorção atômica, apresentando um relevo geoquímico mais elevado em todas as amostras para B, Ba, V e Zr. Apenas a amostra JP-310 além destes elementos apresenta-se anômala para La com 150ppm. Os outros elementos estão abaixo do limite de detecção do método. Deve-se salientar também, os resultados para As em sedimentos de corrente, que nas amostras JP-329, JP-330, JP-331, JP-301 e JP-296 apresentaram valores altos, em torno de 10ppm, culminando com a amostra JP-304 com 14ppm.

Aumento em % dos teores das amostras originais após o adensamento realizado.

	Cu	Pb	Zn	Ni	Co	Cr	Fe	Mn	As
BC-053	<	<	<	<	<	<	<	<	<
BC-059	36		48	16	100	24	30	630	–
BC-065	103	<	5	<	<	<	24	<	–
BC-082	<	<	<	<	<	<	<	<	–
BC-083	245	58	100	64	<	33	400	196	–
BC-084	211	64	181	148	160	124	675	1.033	–

Quanto aos concentrados de minerais pesados, as análises qualitativas para SnO_2 foram positivas nas amostras JP-525, JP-526, JP-527, JP-532, JP-573, JP-544, JP-545 e JP-548. Análises mineralógicas semiquantitativas foram solicitadas para confirmação das análises qualitativas.

A geologia na parte norte desta zona é representada por um serpentinito de coloração esverdeada, às vezes silicificado, constituído de serpentina e talco com fraturas preenchidas por um mineral verde e amorfo. Ocorrem também filitos de coloração vermelho-amarelado com veios de quartzo de segregação cortando a estrutura. No topo destes afloramentos ocorrem blocos de canga laterítica. É importante frisar que nesta região ocorrem anomalias de primeira ordem para As. Na parte sul são descritas ardósias parcialmente alteradas, apresentando níveis de quartzito fino, esbranquiçado, com fraturas preenchidas por quartzo recristalizado. Nesta área ocorre uma concentração de concentrados de minerais pesados com resposta positiva da análise qualitativa para SnO_2. Além destes fatores, é oportuno considerar uma anomalia aerocintilométrica nas proximidades desta zona.

A análise destes dados mostra uma concentração integrada de importantes teores nos sedimentos de corrente e concentrados de minerais pesados onde se acredita que trabalhos de detalhe devem ser desenvolvidos com o objetivo de definir as fontes anômalas.

Tabela II.4.2 – Correlação dos resultados analíticos (PGBC).

Sigla	Nº Campo	Cu	Pb	Zn	Ni	Co	Cr	Fe%	Mn
BC	007	6	35	23	64	20	220	17	1.450
BC	008	10	13	12	6	7	64	22	110
BC	009	32	19	42	106	25	150	40	410
BC	020	20	18	14	9	6	48	27	60
BC	022	10	10	30	60	16	200	20	700
BC	030	14	11	25	118	17	240	17	310
BC	032	22	12	30	48	25	35	30	540
BC	053	13	20	45	80	40	220	31	2.700
BC	059	22	15	23	97	12	200	27	74
BC	065	18	20	36	110	50	230	40	2.600
BC	068*	10	15	20	18	14	200	32	550
BC	073*	34	10	10	31	5	31	6	38
BC	077*	21	16	23	59	14	43	23	220
BC	082	35	15	41	102	34	152	41	860
BC	083	11	12	24	21	16	30	16	260

(PGC)

Sigla	Nº Campo	Cu	Pb	Zn	Ni	Co	Cr	Fe%	Mn	As
JP	298	17	18	41	31	16	62	23	500	0,8
JP	299	12	16	40	12	12	33	15	640	1,3
JP	300	17	14	29	126	28	420	38	520	7,6
JP	301	22	14	27	230	27	380	34	640	8,7
JP	292	60	24	60	132	16	320	84	460	5,5
JP	293	32	14	34	26	14	37	69	320	1,3
JP	294	29	14	23	26	10	125	31	200	5,0
JP	295	59	14	50	172	38	500	47	340	3,7
JP	296	36	14	35	77	28	108	43	1.800	11,5
JP	297	34	16	29	30	15	56	33	420	4,2
JP	312	35	17	31	192	27	350	30	510	2,6
JP	313	58	10	44	178	20	260	35	320	1,8
JP	307	48	12	78	460	42	700	57	960	11,5
JP	308	20	16	89	33	12	50	42	1.160	3,9
JP	309	18	10	88	70	9	104	21	360	2,1
JP	310	26	18	40	182	17	280	26	460	5,0
JP	324	7	4	10	10	4	15	7	200	0,8
JP	325	26	14	36	34	19	44	46	1.180	2,3
JP	304	58	14	51	87	25	112	47	980	14,0
JP	305	39	8	52	140	13	200	18	240	2,9
JP	311	13	16	29	44	6	112	9	170	2,6
JP	321	6	20	23	7	7	38	10	180	0,8
JP	322	20	18	44	56	30	140	50	1.970	3,3
JP	337	22	10	21	25	9	85	19	240	2,6
JP	338	38	20	47	200	39	410	51	840	4,4
JP	331	30	18	39	98	26	310	58	720	9,2
JP	332	43	14	37	43	17	132	41	420	2,8
JP	335	25	12	32	44	27	73	34	920	3,6
JP	336	25	12	36	116	21	140	41	500	4,1
JP	327	35	16	17	30	9	26	50	260	2,6
JP	328	41	22	55	39	19	54	110	1.280	7,2
JP	291	37	16	45	32	8	39	68	420	6,0
JP	329	39	26	39	32	15	50	130	1.020	9,5
JP	330	36	22	51	33	16	52	81	940	10,5

* – Amostras do PGBC sem adensamento.

4.2.3 Zona A 3C – Co (Ni, Cr)

Esta zona está localizada na Quadrícula Rio Andorinhas, na fazenda D. Maria, Foi delineada pelo PGBC através das amostras BC-041, BC-042, BC-043, BC-064 e BC-065, coletadas no córrego do Chá. Seu acesso pode ser realizado pela estrada carrroçável que termina no Garimpinho, na margem direita do rio Araguaia.

O adensamento nessa zona foi realizado com o objetivo de se confirmar uma mineralização de Au, apontada neste local onde, por informações, foi encontrada a maior pepita já coletada no Estado de Goiás.

Na tabela II.4.3 pode-se observar a relação dos teores entre as amostras originais e o adensamento.

Tabela II.4.3 – Correlação dos resultados analíticos (PGBC).

Sigla	Nº Campo	Cu	Pb	Zn	Ni	Co	Cr	Fe%	Mn
BC	041*	3	2	5	6	1	7	2	60
BC	042*	2	2	4	9	1	20	3	22
BC	043	6	8	11	10	6	62	7	104
BC	064	8	10	21	25	23	58	20	1.300
BC	065	5	3	7	10	1	28	2	50

(PGC)

Sigla	Nº Campo	Cu	Zn	Ni	Co	Cr	As
ES	913	10	18	12	12	42	1,3
JP	374	12	20	22	8	48	2,0
JP	375	2	6	6	2	4	0,5
JP	376	2	4	6	2	4	0,5
ES	910	4	10	6	4	4	1,3
ES	911	8	20	12	6	16	1,0
ES	912	4	10	6	4	16	1,0
ES	914	10	20	12	8	21	1,5

(*) Amostras originais do PGBC não adensadas.
( ) Amostras de adensamento (PGC) independentes do PGBC.

Aumento em % dos teores das amostras originais após o adensamento realizado:

BC-043	66	63	20	100	<
BC-064	50	<	<	<	<
BC- 065	<	<	<	<	<

Pelos trabalhos realizados observou-se, além da queda dos teores, uma resposta também negativa das análises qualitativas nos concentrados de minerais pesados para Au e SnO_2. Os resultados da espectrografia confirmaram os valores mais altos para Cu, Co e Cr, destacando-se a amostra JP-376, com 1.000ppm para Zr. Os outros elementos estão abaixo do limite de detecção.

4.2.4 Zona A 4A – As, Ni, Cr (Cu, Co, Zn)

Esta zona está localizada no extremo-NW da folha, na Quadrícula Rio Andorinhas. Foi delineada pel PGBC através de 18 amostras de sedimentos de corrente, destacando-se as amostras BC-073, BC-083, BC-105, por serem anômalas de primeira ordem Ni e Cr. É coincidente com um relevo magnético alto, que sugere a presença de rochas básico-ultrabásicas.

A geologia descreve, nesta região, além de ardósias, a presença de metabasaltos no córrego Água Clara. Na amostra BC-083, numa área de captação de aproximadamente 30km^2, foi detectado na fase do PGBC um dos maiores teores de As com 3,8ppm. Em função destes dados foi planejado um adensamento nas drenagens mais anômalas, com o objetivo de localizar ou de aproximar-se mais das possíveis fontes. A tabela II.4.4 procura correlacionar estes teores, podendo-se observar que normalmente houve um acréscimo no adensamento, inclusive para o As que, na amostra JP-368, atingiu 13,5ppm, com um aumento para Zn, Ni e Cr de , respectivamente, 132, 268 e 110%.

As análises espectrográficas forneceram resultados relativamente altos para B, Ba, La e Zr com valores médios de 20, 300, 40, e 180ppm, respectivamente.

Os resultados do adensamento, a geofísica aérea e a geologia sugerem que trabalhos mais detalhados de *follow-up* devem ser realizados com o objetivo de restringir e localizar as fontes anômalas, desde que alguma empresa não tenha realizado trabalhos mais específicos na área.

4.2.5 Zona A 5B – (Cu, Zn, Ni, Co, Cr)

Originalmente é uma zona anômala do PGBC, que foi detectada através da amostra BC-028, anômala de terceira ordem para Cu, Zn, Ni e Co e de segunda ordem para Cr. Está localizada no extremo-SW da Quadrícula Rio Andorinhas. Os contrastes em relação ao teor normal oscilam em torno

Tabela II.4.4 – Correlação dos resultados analíticos (PGBC).

Sigla	Nº Campo	Cu	Pb	Zn	Ni	Co	Cr	Fe%	Mn
BC	073*	11	7	20	203	19	280	15	96
BC	075*	17	19	38	10	18	14	10	610
BC	082	7	10	19	30	12	66	17	30
BC	083	26	16	37	41	36	134	34	1.060
BC	085	6	12	11	6	4	14	4	156
BC	086*	11	12	13	7	4	14	5	87
BC	087*	2	9	8	3	3	13	4	142
BC	088*	3	4	9	4	4	11	3	220
BC	089*	12	10	11	17	4	54	3	78
BC	090*	14	15	18	29	17	47	8	106
BC	093*	12	10	26	23	9	97	5	230
BC	105	17	13	20	22	15	60	21	300
BC	112*	16	12	35	86	26	310	29	660
BC	113*	15	18	26	16	13	84	10	420
BC	114*	16	10	32	164	32	350	25	680
BC	133*	5	6	16	2	6	40	4	196
BC	137	7	10	16	29	6	52	6	100
BC	069	11	14	26	16	9	17	12	182

* – Amostras do PGBC não adensadas.

(PGC)

Sigla	Nº Campo	Cu	Zn	Ni	Co	Cr	As
–	–	–	–	–	–	–	0,3
–	–	–	–	–	–	–	0,5
JP	350	14	36	26	16	44	2,6
JP	351	22	76	62	14	172	0,3
JP	352	32	58	94	24	160	3,1
JP	369	32	48	22	22	56	2,8
JP	370	36	62	44	30	102	2,0
JP	371	24	42	24	8	26	0,8
JP	372	32	58	126	22	128	3,8
JP	373	30	44	20	12	58	2,3
–	–	–	–	–	–	–	0,2
–	–	–	–	–	–	–	0,3
–	–	–	–	–	–	–	0,6
–	–	–	–	–	–	–	0,2
–	–	–	–	–	–	–	0,2
–	–	–	–	–	–	–	0,7
–	–	–	–	–	–	–	0,2
JP	366	16	40	18	16	32	3,1
JP	367	26	22	16	20	32	5,1
JP	368	32	80	146	22	220	13,5

Aumento da diferença em % dos teores das amostras originais e o adensamento realizado.

BC-082	100	89	<	33	<	–
BC-083	24	46	49	<	<	–
BC-105	70	132	268	40	110	–

de 2 x para todos os elementos. A geologia descreve um pequeno corpo de rocha básico-ultrabásica que deve estar refletindo a associação geoquímica. Duas amostras foram programadas para adensamento, mas, por se tratar de uma reserva indígena, não foi possível a amostragem. Os resultados originais foram: Cu (23ppm), Pb (13ppm), Zn (38ppm), Ni (27ppm), Co (23ppm), Cr (30ppm), Fe% (30ppm), e Mn (2.200ppm).

4.2.6 Zona A 6B – (Cu, Ni, Co)

Esta zona está localizada na parte sul da Quadrícula Rio das Cunhãs. Inicialmente anômala para Cu, Ni, Co e Cr através das amostras do PGBC, BC-078 e BC-084, foi programado um adensamento nas drenagens vizinhas, com o objetivo de verificar sua continuidade. Os resultados analíticos foram baixos, com exceção da amostra JP-087, anômala de segunda ordem para Zn. A tabela II.4.5 mostra os resultados analíticos, onde não foi realizado adensamento.

gráfica de aproximadamente 170km^2 e foi detectada através de trabalhos do PGC.

Na Quadrícula Rio das Cunhãs foram analisados: Cu, Pb, Zn, Ni, Co, Cr, Fe e Mn, enquanto na Quadrícula Nova Olinda, por ser uma área sedimentar, foram analisados: Cu, Pb, Zn, Fe, Mn, As, V e Ba. A tabela II.4.6 mostra os resultados analíticos regionais.

Os resultados analíticos destacam a amostra EA-056 de primeira ordem para Cu e segunda ordem Ba, e a amostra BC-065 de segunda para Zn, além das amostras EA-037, EA-039 para As com, respectivamente, 13,5 e 9,4ppm. Na parte central da zona anômala, em afluentes do rio Pau Seco e rio Capivara, três amostras de concentrados de minerais pesados (EA-425, EA-426 e EA-428) através da análise qualitativa para SnO_2 mostraram-se positivas. É oportuno lembrar que dois altos teores para As também foram dectetados nesta área. Na parte norte as amostras PR-049, PR-096, PR-097, PR-098 e PR-101 apresentaram uma concentração de valores altos para As, variando entre 9,0 e 14,0ppm. Através da cartografia geológica as drenagens cor-

Tabela II.4.5 – Correlação dos resultados analíticos (PGBC).

Sigla	Nº Campo	Cu	Pb	Zn	Ni	Co	Cr	Fe%	Mn	As
BC	084	14	6	16	16	16	41	16	360	–
BC	078	23	10	27	38	28	72	31	800	–
(PGC)										
JP	084	8	6	17	10	5	16	12	240	1,0
JP	085	6	4	11	12	5	34	12	24	0,5
JP	086	1	2	7	1	1	4	1	96	0,5

As análises espectrográficas confirmam os resultados da absorção para Cr, Ni e Mn. Os teores de B, Ba, V e Zr estão um pouco acima do limite de detecção, no entanto, com contrastes muito baixos. O concentrado de minerais pesados JP-504 apresentou-se positivo no teste para SnO_2 na análise qualitativa. A geologia descreve, nesta zona, a presença de quartzo-sericita xistos, geralmente alterados e de cores variadas entre amarela e marrom.

4.2.7 Zona A 7B – As (Cu, Pb, Zn, Ni)

Esta zona está localizada no limite das quadrículas rio das Cunhãs e Nova Olinda, prolongando-se na direção N-S. Apresenta uma distribuição geo-

respondentes a estas amostras estão influenciadas por litologias das formações Pimenteiras, Cabeças e Longá. É possível que estes valores anômalos possam ser justificados através do paraconglomerado da Formação Cabeças, no qual foram observados seixos de quartzo, quartzitos e gnaisses, que variam no seu tamanho de alguns centímetros até matações. Na amostra EA-055 foi detectado um teor de primeira ordem para V. Nas proximidades da amostra BC-065, anômala de segunda ordem para Zn com 65ppm, a geologia descreve uma rocha básica, eqüigranular, de textura porfirítica, composta de quartzo, anfibólio e sulfeto, provavelmente pirita.

As amostras anômalas de concentrados de minerais pesados foram reanalisadas (quatro alíquotas aleatórias de cada amostra) e uma delas, a

EA-426, não confirmou os testes originais para SnO_2. Já as amostras (EA-426 e EA-427) confirmaram o teste para SnO_2 na reanálise, tendo sido realizada uma análise microscópica de grãos nas duas amostras, indicando a presença de cassiterita.

Durante a fase de verificação de anomalias, os pontos foram verificados. Alguns concentrados de minerais pesados foram reamostrados, porém não forneceram testes positivos para SnO_2 na análise qualitativa. As amostras foram enviadas ao laboratório para reanálise, com o objetivo de confirmar os resultados originais.

4.2.8 Zona A 8B – As, Cu, Pb (Cr)

Esta zona anômala está localizada na Quadrícula Nova Olinda, cujas amostras anômalas encontram-se nas cabeceiras do rio Gameleira. É constituída por duas áreas de captação isoladas, sendo uma anômala para SnO_2, nos concentrados de minerais pesados, e outra anômala em sedimentos ativos de corrente. A área de captação do sedimento de corrente é anômala de primeira ordem para As, Cu e Pb e corta litologias da Formação Cabeças, onde foi constatada a presença de paraconglomerados. Foi feita uma reanálise nos concentrados de minerais pesados e confirmada a presença de cassiterita, através do teste de SnO_2 com ataque por HCl e lâmina de grãos ao microscópio.

4.2.9 Zona A 9C – (Pb, Zn, Ni, Cr)

É uma zona anômala de terceira ordem para Pb, Zn, Ni, Cr, onde se destacam as amostras BC-061, BC-108, BC-109 e BC-135. Foi detectada pelo PGBC e está localizada no extremo-leste da Quadrícula Muricilândia. Destacam-se também as amostras BC-066 e BC-107 por serem anômalas de segunda ordem para Ni e coincidiram com duas zonas aeromagnetométricas de relevo alto, que induz a presença de rochas básico-ultrabásicas. A geologia descreve na área uma predominância de quartzo-biotita xisto alterado, de coloração avermelhada e granulação fina. Normalmente existe uma alternância de leitos claros, ricos em quartzo e calcita, e leitos ricos em biotita e quartzo, confundindo-se, algumas vezes, com estrutura gnáissica.

Por sua pequena expressividade não foi programado qualquer adensamento de amostragem.

A tabela II.4.7 mostra os valores analíticos da fase regional.

Tabela II.4.6 – Resultados analíticos (PGBC).

Sigla	Nº Campo	Cu	Pb	Zn	Ni	Co	Cr	Fe%	Mn
BC	062	10	18	40	14	12	30	40	100
BC	063	8	14	30	10	14	26	29	220
BC	064	3	8	18	6	8	24	24	220
BC	065	5	6	65	4	6	20	19	120
BC	066	12	14	24	8	10	36	48	114
BC	080	9	16	48	22	22	25	43	680
BC	109	7	16	14	6	6	42	35	220

(PGC)

Sigla	Nº Campo	Cu	Pb	Zn	Fe%	Mn	As	V	Ba
EA	037	9	16	39	62	600	13,5	86	140
EA	039	13	4	51	26	580	9,4	42	320
EA	041	3	6	13	12	560	3,0	12	160
EA	042	5	6	12	10	800	3,9	14	260
EA	043	2	10	6	5	96	0,9	14	60
EA	044	4	8	19	17	160	7,6	34	100
EA	045	10	16	39	35	680	13,5	72	200
EA	046	2	8	8	7	144	0,9	12	100
EA	055	21	14	74	16	840	1	38	320
EA	056	34	20	48	10	800	1,6	44	400
PR	049	5	10	24	32	320	14,0	84	120
PR	096	7	12	29	32	280	15,5	72	120
PR	097	9	14	20	34	370	11,0	76	140
PR	098	12	18	41	35	240	9,0	72	180
PR	101	12	10	48	46	900	12,0	106	360

Tabela II.4.7 – Correlação dos resultados analíticos (PGBC).

Sigla	Nº Campo	Cu	Pb	Zn	Ni	Co	Cr	Fe%	Mn
BC	061	9	20	19	8	14	32	25	460
BC	066	3	4	9	16	2	14	5	340
BC	106	4	6	14	14	6	32	9	260
BC	107	2	2	7	10	2	18	3	90
BC	108	3	10	16	6	4	21	12	200
BC	109	4	10	19	14	6	14	9	1.200
BC	110	1	2	5	2	2	6	4	140
BC	112	2	4	9	4	2	8	6	480
BC	135	2	12	10	6	4	36	34	84

5

GEOFÍSICA

5.1 Introdução

A Folha Araguaína está coberta pelos levantamentos aerogeofísicos concluídos em 1979 pelo Projeto Geofísico Brasil-Canadá – PGBC, com linhas de vôo orientadas N-S e espaçadas entre si de 2km. Estão disponíveis, como produtos finais daquele projeto, mapas de curvas de intensidade magnética total, nas escalas 1:100.000 e 1:250.000, bem como mapas radiométricos de contagem total, de Urânio e Tório, na escala 1:250.000.

5.2 Zonas Anômalas

Existem claramente quatro compartimentos que apresentam características geofísico-geológicas facilmente individualizadas através dos mapas geofísicos acima referidos: uma porção oriental da folha que geologicamente está representada pelas rochas da Bacia do Parnaíba e que geofisicamente apresenta baixos níveis radiométricos e relevo magnético também baixo, exceção neste caso da vasta área de ocorrência de basalto. Uma faixa médio-oriental ocupada por rochas metamórficas, englobando o Complexo Colméia, o Gnaisse Cantão e o Grupo Estrondo, onde os níveis radiométricos variam bastante, dada a natureza das rochas envolvidas, enquanto a magnetometria mostra algumas zonas magneticamente mais intensas. Uma outra faixa médio-ocidental, com características gerais de rochas sedimentares, tem seu limite oeste na grande falha N-S que passa a leste de Arapoema. A radiometria mostra-se com baixos valores de radiação gama, e a magnetometria, salvo a presença de rochas magnéticas localizadas, onde o relevo magnetométrico revela-se mais pronunciado, exibe uma baixa atividade. No mapa geológico esta zona corresponde ao *Graben* do Muricizal, preenchido pelas formações Pedra de Fogo, Motuca e pelos sedimentos de idades, terciário-quaternária e quaternária.

Finalmente, a porção ocidental abriga freqüentes perturbações do campo magnético, maior número de falhamentos, com uma radiometria sem mostrar anomalias, porém com um padrão distinto das demais zonas. Ocorrem rochas das formações Couto Magalhães e Pequizeiro, algumas ultrabásicas, além de cobertura laterítica.

5.3 Interpretação

A Geossutura Tocantins-Araguaia (Almeida *et al.*, 1974 e 1986) que é bem identificada pela geofísica nas folhas Xambioá e Marabá, situadas ime-

diatamente a norte da Folha Araguaína, não tem, nesta área, a mesma expressão. Existem, naturalmente, espalhados por toda essa região ocidental, inúmeros alinhamentos magnéticos com direção geral N-S, que devem ser originários direta ou indiretamente desse evento.

Sobre o potencial mineral da Folha Araguaína, visto sob o aspecto da integração geofísica/geológica, entende-se que a porção ocidental seja a região que reúne as melhores condições para se prospectar mineralizações de metais- base e ouro, por apresentar uma resposta magnética compatível com os litótipos favoráveis e uma tectônica complexa, onde observam-se algumas ocorrências de ouro, níquel e cobre.

A extremidade NW da folha guarda uma proximidade muito grande com as rochas máficas da Suíte *Greenstone* Sapucaia que ocorre na parte SE da Folha Carajás.

Os sítios mais importantes para níquel e cromo são aqueles que apresentam relevo magnético alto, e, para Cu, Pb, Zn e Au, deve-se pesquisar as regiões com relevo magnético médio. Especialmente para ouro, os falhamentos, caracterizados por notáveis lineamentos magnéticos, são importantes processos de concentração desse bem mineral, sobretudo quando localizados nas áreas de relevo magnético médio, próximos a corpos básico-ultrabásicos.

As anomalias radiométricas de contagem total maiores que 1.000cps, para um nível de base em torno de 500cps, estão associadas a rochas ácidas, que podem ser favoráveis à prospecção de cassiterita, ouro e minerais de pegmatito.

6

GEOLOGIA ECONÔMICA

6.1 Introdução

A avaliação das potencialidades econômicas e metalogenéticas da área constitui um dos principais objetivos deste trabalho. Assim sendo, o cadastro das mineralizações mereceu atenção especial, tanto na fase de compilação bibliográfica, como durante as atividades de campo.

As ocorrências minerais relacionadas às principais unidades litoestratigráficas da área são citadas por diversos autores. Entretanto, apenas Scislewski *et al.* (1983) teceram considerações sobre o aproveitamento econômico das ocorrências de folhelhos oleígenos, calcário, ouro, diamante e turfa existentes na região, bem como apresentaram análises mais ou menos aprofundadas sobre a gênese das mesmas.

Durante este mapeamento geológico, foram cadastradas dez novas mineralizações de vários *status*, ficando caracterizado que apenas o ouro, a ametista, o diamante e o material de construção constituem, no momento, atividades rentáveis. As demais são pouco expressivas e de interesse econômico muito restrito.

6.2 Ouro

O ouro é o principal bem mineral da folha, onde ocorre em depósitos primários e secundários.

As mineralizações primárias são representadas por disseminações nos quartzo-clorita xistos da Formação Pequizeiro, concentrando-se em bolsões nessas rochas, quando alteradas, e em veios de quartzo cortando as mesmas, onde é garimpado em quatro locais: garimpos Minuano ou Dona Maria, Da Vinte e Mata Verde, localizados a norte da rodovia TO-382, na região do rio Cabiruru, e garimpo do Grim, situado na fazenda Araguaia, a aproximadamente 8km a sul de Arapoema.

O ouro nesses garimpos é aproveitado de maneira rudimentar, sendo extraído através de escavações (catas), onde os clorita xistos alterados, juntamente com o quartzo de veios, são moídos em pequenos moinhos e o produto desta moagem é levado em “cobra fumando” e/ou bicas (*riffles*), obtendo-se um concentrado que é apurado na bateia e a seguir amalgamado. O produto final é queimado, para a recuperação do ouro. Os teores desses depósitos são extremamente irregulares, enquanto somente nos veios de quartzo ou nas rochas alteradas o teor médio é alto (6g/t) e nas rochas frescas é baixo (< 1g/t), não apresentando interesse para os garimpeiros. Deve-se salientar que nesses garimpos o ouro também é extraído dos colúvios e aluviões, acumulados nos vales próximos às mineralizações primárias pelos mesmos processos acima descritos.

O ouro nessa região foi descoberto em outubro de 1981. No ano seguinte trabalharam nos garimpos de Mata Verde, Minuano ou Dona Maria, Da Vinte e J. Vilela, cerca de 1.800 garimpeiros, e a produção oficial foi de 160,6kg (Oliveira, 1983). Apesar de o número de garimpeiros decrescer para 1.000 em 1984, a produção aumentou para 235,5kg de ouro (Campos *et al.*, 1984; 1985). Em 1984, trabalharam na região cerca de 1.100 garimpeiros e a produção atingiu 513,5kg de ouro. A partir daí, tanto o número de garimpeiros como a produção foram decrescendo, chegando em 1986 a 100 garimpeiros e uma produção de cerca de 30kg de ouro. Em 1987, esses números aumentaram para 150 e 50kg, respectivamente. Atualmente estão em atividade somente os garimpos de Mata Verde e Da Vinte, com 42 catas e uma produção mensal de 1kg de ouro. Os demais foram desativados (dados extraídos dos relatórios mensais do Projeto Ouro Goiás, período 1985-1988).

O garimpo do Grim, situado na fazenda Araguaia, próximo a Arapoema, foi descoberto no final de 1986 e abandonado em 1987, tendo sido extraídos cerca de 60kg de ouro, segundo o Projeto Ouro Goiás (Costa & Barreto Filho,1985-1988).

O ouro secundário está associado às aluviões dos rios Muricizal e Brejão e, pelo fato dos garimpos terem sido abandonados há muito tempo, não se dispõe de dados de produção, teores e quantidade de mão-de-obra empregada.

Oficialmente, foram extraídos quase 50.000 onças de ouro na região da Folha Araguaína, o que gerou uma receita bruta, tomando-se como preço médio, no período de produção de U$420,00/onça, o montante de U$21.000.000,00. Entretanto, como em toda região garimpeira, os benefícios dessa receita não se fizeram sentir, ficando apenas como marcas indeléveis dessa atividade os buracos e a ação danosa da poluição causada pelo mercúrio.

6.3 Ametista

O garimpo de ametista de Pau D'Arco situa-se na confluência dos rios Pau D' Arco e Araguaia. As mineralizações estão associadas aos terraços aluviais pleistocênicos e às aluviões dos leitos destes dois rios.

Em 1985 trabalharam no local cerca de 1.000 garimpeiros e a produção estimada foi de 180kg de ametista lapidável. Esta é a melhor ametista produzida no Brasil, a ponto de ter firmado um padrão internacional (Ametista tipo Pau D'Arco).

Não se dispõem de dados de produção e valor do material comercializado.

6.4 Materiais de Construção

Dos materiais utilizados na construção civil foram identificados: areia, argila, brita (biotita xisto, diabásio e gnaisse), cascalho e laterita.

Para brita foram registradas na área, em biotita xisto do Grupo Estrondo, duas pedreiras, as quais fornecem material para construção civil em Araguaína. Uma está localizada na estrada Araguaína-Muricilândia e a outra na estrada para o povoado de Garimpinho.

A areia para a construção civil é muito abundante na região, sendo extraída ao longo das estradas próximas às cidades e povoados.

Cascalho e laterita são comuns e largamente utilizados no revestimento de estradas da área.

Apesar da importância para o desenvolvimento local, não se dispõem de registros de produção desses materiais.

6.5 Calcário

Na folha em estudo esse bem mineral encontra-se associado à Formação Pedra de Fogo. Durante os trabalhos de campo foram observados afloramentos no leito do rio Lontra, a noroeste de Araguaína, e a nordeste e a sul de Nova Olinda. Ocorrem normalmente sob a forma de lentes/camadas, em finas intercalações na seqüência média a superior daquela formação e em camadas mais espessas ao longo de sua porção média a inferior (Scislewski *et al.*, 1983). Em ambos os casos ocorrem sempre intercalações de arenitos finos, pelitos e nódulos de silexito de espessuras que podem chegar até 3m. São variáveis os teores em CaO e SiO_2, verificando-se, com freqüência, baixos teores de magnésio, predominando o calcário calcítico, em camadas mais espessas, o qual pode ser utilizado para fins siderúrgicos e fabricação de cimento. Entretanto, são igualmente importantes os calcários dolomíticos, utilizados como corretivos de solo, uma vez que as áreas agricultáveis da região apresentam, na maioria das vezes, solos ácidos.

6.6 Diamante

As mineralizações de diamante detectadas na área restringem-se a depósitos secundários, do tipo aluvionar, encontrados nos leitos dos rios Arraias, Gameleira e Pau Seco. Segundo Scislewski *et al.* (*op.cit.*), essas aluviões são compostas por

material arenoso, tendo, na parte inferior , cascalhos rudáceos, com espessura que chega a 2m, constituídos principalmente de seixos de silexitos e quartzo, em matriz areno-argilosa, onde ocorre o diamante.

O tipo gema ocorre em pequenas pedras de 1/2 a 2 quilates, mas principalmente em tamanhos menores do que estes ("xibiu").

Como acontece em outras regiões, a exploração de diamantes nessa área é feita através de garimpos, cujos processos de extração são rudimentares, tradicionalmente conhecidos como catas. Não são conhecidos dados estatísticos referentes à produção garimpeira, embora no período seco essa atividade empregue um grande contigente de mão-de-obra.

6.7 Níquel / Cobre

As ocorrências de níquel/cobre dos morros do Jenipapo e do Avião, principais localidades desses bens minerais, já foram pesquisadas pela CPRM, que concluiu serem as mesmas antieconômicas, em virtude da pequena reserva dos depósitos e dos baixos teores de níquel e cobre encontrados. A Companhia entregou, em 1975, um relatório ao DNPM com parecer desfavorável ao prosseguimento das pesquisas.

7

METALOGENIA

7.1 Introdução

Uma das finalidades da execução deste projeto é a avaliação da potencialidade mineral da área através do estudo e caracterização dos ambientes favoráveis, bem como , de um melhor entendimento das mineralizações cadastradas.

Na Folha Araguaína (SB.22-Z-D) estão cadastrados 28 registros de concentrações minerais, compreendendo variados *status*, sendo 13 indícios, duas ocorrências, dois depósitos e 11 garimpos. Os bens minerais encontrados são ouro, ametista, diamante, calcário, folhelho oleígeno, manganês, grafita, turfa e brita, listados no quadro II. 7.1.

7.2 Bens Minerais Cadastrados

7.2.1 Ouro

O ouro constitui o principal recurso mineral da folha e ocorre em jazimentos primários e secundários, sendo estes últimos encontrados em dois ambientes distintos.

O ouro primário ocorre nos clorita xistos da Formação Pequizeiro, próximo às intrusões ultrabásicas, constituindo essa associação (clorita xisto/corpo ultrabásico) o principal metalotecto desse bem mineral. Atualmente, o ouro vem sendo extraído de forma rudimentar nos garimpos de Mata Verde, Dona Maria, Minuano e Fazenda Araguaia. Nestes locais o ouro é extraído tanto dos clorita xistos alterados e veios de quartzo, como nos colúvios e aluviões, oriundos daquelas rochas.

Convém salientar que nos clorita xistos frescos, próximo às intrusões ultrabásicas, constataram-se mineralizações de ouro, com teores mais baixos, apresentando, portanto, um interesse menor para os garimpeiros. Este fato evidencia que houve um enriquecimento supergênico na rocha alterada e uma reconcentração nos veios de quartzo. Um outro aspecto importante a assinalar é que todos os garimpos estudados situam-se nas proximidades de rochas ultrabásicas, o que torna essas rochas altamente significativas para a prospecção de ouro na Formação Pequizeiro e, provavelmente, também nas formações Couto Magalhães e Xambioá.

O ouro secundário ocorre em aluviões dos rios Muricizal e Brejão, onde foram registrados dois garimpos abandonados.

O garimpo do rio Muricizal localizado próximo ao limite do *graben* homônimo com a Formação Xam-

Quadro II.7.1 – Listagem dos recursos minerais da Folha Araguaína – SE.22-Z-D.

Nº de Ordem	Substância Mineral	Localização				Dados da Mineralização				Rochas Encaixantes		*Status* da Mineralização	Registro Bibliográfico
		Município	UF	Local	Coordenadas UTM	Morfologia	Textura Estrutura	Tipo Genético	Paragênese Mineral	Litologia	Idade		
01	Cristal-de-Rocha	Conceição do Araguaia	PA	Rio Pau D'Arco	E 672000 N 9145000	Filoniana	Maciça	Hidrotermal	–	Matarenitos e Ardósias	–	Garimpo a céu aberto abandonado	No projeto
02	Ametista	Conceição do Araguaia	PA	Garimpo do Pau D'Arco	E 676250 N 9159750	Estratiforme	–	Residual detrítico aluvionar	–	Aluvião	–	Garimpo a céu aberto em atividade	No projeto
03	Níquel/Cobre	Arapoema	TO	Morro do Avião	E 686500 N 9164000	Não Especificada	Disseminada	Supergênico	Ilmenita Magnetita Cromita	Serpentinito	–	Ocorrência	Projeto Arapoema
04	Manganês	Conceição do Araguaia	PA	Fazenda Canarana	E 689250 N 9127500	Não Especificada	Concreções	Supergênico	Limonita Quartzo	Ardósias e Filitos	–	Indício	No projeto
05	Níquel/Cromo	Xinguara	PA	Serra do Tapa	E 688750 N 9224250	Não Especificada	Disseminada	Supergênico	Cromita Magnetita Ilmenita	Serpentinito	–	Indício	Cunha *et al.*, 1981
06	Níquel/Cobre	Arapoema	TO	Morro do Jenipapo	E 700500 N 9162250	Irregular	Disseminada	Supergênico	Magnetita Cromita Carbonetos	Serpentinito	–	Ocorrência	Projeto Arapoema
07	Ouro	Araguaína	TO	Garimpo Dona Maria	E 702750 N 9188750	Estratiforme	Disseminada	Hidrotermal	–	Veios de Quartzo/ Clorita xisto	–	Garimpo a céu aberto abandonado	Projeto Ouro Goiás
08	Ouro	Arapoema	TO	Garimpo do Grim Fazenda Araguaia	E 713000 N 9149000	Estratiforme	Disseminada	Residual detrítico aluvionar	–	Veios de Quartzo/ Clorita-quartzo xisto	–	Garimpo a céu aberto abandonado	No projeto
09	Ouro	Araguaína	TO	Garimpo do Vinte	E 710250 N 9189000	Estratiforme	Disseminada	Hidrotermal	Ouro Quartzo Carbonato	Veios de Quartzo/ Clorita-quartzo xisto	–	Garimpo a céu aberto abandonado	Projeto Ouro Goiás
10	Ouro	Araguaína	TO	Garimpo Mata Verde	E 711250 N 9194250	Estratiforme	Disseminada	Hidrotermal	Ouro Quartzo Carbonato	Veios de Quartzo/ Clorita-quartzo xisto	–	Garimpo a céu aberto abandonado	Projeto Ouro Goiás
11	Ouro	Araguaína	TO	Cabeceiras do rio Cabiruru	E 721750 N 9185250	Não Especificada	Disseminada	Hidrotermal	Ouro Quartzo	Veios de Quartzo/ Clorita-Quartzo xisto	–	Indício	No projeto
12	Grafia	Arapoema	TO	Córrego Água Fria	E 741250 N 9129000	Não Especificada	Disseminada	Sedimentar	–	Biotita xisto	PM	Indício	No projeto
13	Turfa	Araguaína	TO	Nascentes do rio Muricizal	E 757500 N 9173750	Estratiforme	Maciça	Sedimentar	–	Arenitos	–	Indício	Scislewski *et al.*, 1983
14	Talco/ Amianto	Araguaína	TO	Fazenda Matinha / Muricilândia	E 765000 N 9202000	Irregular	Maciça	Metamorfo-gênico	–	Serpentinito	–	Indício	No projeto
15	Ouro	Araguaína	TO	Rio Muricizal/ Fazenda Pedra Branca	E 766500 N 9217000	Estratiforme	Disseminada	Residual detrítico aluvionar	–	Aluvião	Qha	Garimpo a céu aberto abandonado	–
16	Brita	Nova Olinda	TO	Estrada do Garimpinho 9km da BR-153	E 780000 N 9172750	Não Especificada	Maciça	Não Especificado	–	Biotita xisto feldspático	–	Depósito	No projeto
17	Brita	Araguaína	TO	Araguaína/ Muricilândia Fazenda Santa Helena	E 783500 N 9205750	Não Especificada	Maciça	Não Especificado	–	Biotita xisto feldspático	–	Depósito	No projeto
18	Folhelho Oleígeno	Filadélfia	TO	Rio Capivara/ Curso Médio	E 782500 N 9120250	Estratiforme	Maciça	Sedimentar	–	Folhelho	P	Indício	Scislewski *et al.*, 1983
19	Folhelho Oleígeno	Nova Olinda	TO	Córrego Taquari	E 784000 N 9135750	Estratiforme	Maciça	Sedimentar	–	Folhelho	P	Indício	Scislewski *et al.*, 1983
20	Calcário	Nova Olinda	TO	Fazenda Córrego Grande	E 786500 N 9146500	Estratiforme	Maciça	Sedimentar	–	Calcário/ Arenito	P	Indício	Scislewski *et al.*, 1983
21	Calcário	Nova Olinda	TO	Nova Olinda	E 787500 N 9156500	Estratiforme	Maciça	Sedimentar	–	Calcário, siltito e arenito	P	Indício	No projeto
22	Folhelho Oleígeno	Araguaína	TO	Novo Horizonte	E 797250 N 9204500	Estratiforme	Maciça	Sedimentar	–	Folhelho, siltito e arenito	P	Indício	Scislewski *et al.*, 1983
23	Calcário	Araguaína	TO	Rio Lontra/ Fazenda São José	E 798250 N 9213750	Estratiforme	Maciça	Sedimentar	–	Siltito, arenito e calcário	P	Indício	Scislewski *et al.*, 1983
24	Diamante	Filadélfia	TO	Garimpo do Ribeirão Caititu	E 805500 N 9116000	Estratiforme	Disseminada	Residual detrítico aluvionar	–	Aluvião	Qha	Garimpo a céu aberto abandonado	Scislewski *et al.*, 1983
25	Ouro	Araguaína	TO	Nascente do rio Brejão	E 810500 N 9217750	Estratiforme	Disseminada	Residual detrítico aluvionar	–	Aluvião	Qha	Garimpo a céu aberto abandonado	Scislewski *et al.*, 1983
26	Diamante	Nova Olinda	TO	Confluência dos rios Arraias e Gameleira	E 810750 N 9147250	Estratiforme	Disseminada	Residual detrítico aluvionar	–	Aluvião	Qha	Garimpo a céu aberto em atividade	Scislewski *et al.*, 1983
27	Diamante	Nova Olinda	TO	Rio Arraias/ Fazenda São Paulo	E 814750 N 9134750	Estratiforme	Disseminada	Residual detrítico aluvionar	–	Aluvião	Qha	Garimpo a céu aberto abandonado	Scislewski *et al.*, 1983
28	Folhelho Oleígeno	Filadélfia	TO	Rio Pau Seco/ Fazenda Engenho	E 820000 N 9126500	Lenticular	Maciça	Sedimentar	–	Folhelho	P	Indício	Scislewski *et al.*, 1983

bioá, está associado a aluviões oriundas dessa formação e de sedimentos do *graben* (Formação Motuca). Além disso, próximo ao leito desse rio, ocorre um corpo de serpentinito.

O garimpo do rio Brejão está associado a aluviões derivadas de rochas das formações Motuca e Sambaíba, sendo difícil precisar a fonte primária para esse ouro.

7.2.2 Ametista

Um garimpo foi cadastrado nas aluviões situadas na confluência dos rios Pau D'Arco e Araguaia. Essa mineralização, do tipo residual-detrítico-aluvionar, está ligada aos terraços e leito dos referidos rios, sendo o último tipo resultante do retrabalhamento dos terraços. Os terraços são capeados por canga laterítica com espessura que pode chegar a 8m. A produção de ametista, nesse garimpo, chegou a 300kg/mês, segundo informações obtidas no local.

Segundo informação verbal do geólogo José dos Anjos Barreto Filho (CPRM) que visitou o garimpo apóios trabalhos de campo, a ametista primária foi observada em escavações na região do garimpo em veios de quartzo que cortam os filitos da Formação Couto Magalhães. Esses veios são originários do preenchimento de fraturas por soluções hidrotermais.

7.2.3 Calcário

Esse bem mineral ocorre na Formação Pedra de Fogo em corpos lenticulares ou estratiformes de pequenas espessuras, apresentando finas intercalações de pelito e silexito. Na Folha Araguaína foram cadastrados três indícios, sendo um no leito do rio Lontra e os outros dois na região de Nova Olinda.

7.2.4 Diamante

Três garimpos de diamante foram registrados na folha com mineralizações do tipo residual-detrítico-aluvionar. As aluviões mineralizadas são capeadas por solo arenoso com cerca de 2m de espessura, que passam, na base, para cascalho constituído por seixos de quartzo e silexito, ocupando principalmente os vales dos rios Arraias, Gameleiras e Pau Seco. Possivelmente, as areias e cascalhos que formam essas aluviões são oriundas da desagregação das rochas das formações Pedra de Fogo e Motuca. Assim sendo, os diamantes aí encontrados devem provir de uma fonte magmática (kimberlitos) e as áreas de exposição da Formação Motuca são potencialmente suscetíveis a tal mineralização devido à possibilidade de existirem *pipes* kimberlíticos nesta região, relacionados ao Evento magmático Mosquito, originando intrusivas de caráter ultrabásico-alcalino.

7.2.5 Níquel / Cobre

As ocorrências cadastradas estão localizadas nos corpos ultrabásicos dos morros do Jenipapo e do Avião, no município de Arapoema, onde uma pesquisa foi executada pela CPRM com relatório apresentado ao DNPM (Takahashi,1976).

As principais mineralizações de Ni encontradas (duas ocorrências e um indício) são do tipo supergênico, provenientes da concentração residual desse elemento a partir de processos de laterização em rochas ultrabásicas. Também ocorre sulfeto de níquel disseminado em serpentinitos e rochas carbonáticas.

As mineralizações de cobre são representadas por impregnações de malaquita e azurita em blocos de rochas calcissilicatadas, piroxenitos e serpentinitos silicificados, sulfetos de cobre, associados aos sulfetos de níquel e disseminados nas rochas ultrabásicas, além de cobre nativo, associado a diques de diabásio. As ocorrências de malaquita e azurita seriam apenas produtos de alteração supergenética, levada a efeito por agentes meteóricos sobre o cobre contido nas rochas acima referidas. Constatou-se também a presença desse bem mineral juntamente com Fe, Mn e Ni em solos lateríticos desenvolvidos sobre aquelas rochas.

Os trabalhos de pesquisa realizados nessas áreas constaram de prospecção geoquímica, escavação de nove poços estratégicos e nove furos de sonda, o que permitiu considerar as ocorrências de níquel sem interesse econômico, devido aos baixos teores encontrados, raramente ultrapassando 0,8% de Ni contido e pela pequena possança do depósito. Estes mesmos argumentos foram utilizados também para o cobre cujos teores foram semelhantes.

Indícios de níquel, cobre e cromo foram registrados na serra do Tapa, no extremo-noroeste da folha.

7.2.6 Talco/Amianto

Indícios desses bens minerais ocorrem associados a um corpo de rochas ultrabásicas, intrusivo na Formação Xambioá, do Grupo Estrondo, a sul de Muricilândia. No local, observa-se uma massa talcificada no seio do serpentinito e o amianto do tipo anfibólio ocorre preenchendo fraturas.

7.2.7 Manganês

Um indício de mineralização de manganês ocorre na fazenda Canarana, município de Conceição do Araguaia, estado do Pará. Trata-se de uma crosta formada por concreções manganesíferas associadas a blocos de canga laterítica e seixos de quartzo. Essa mineralização provavelmente resultou do processo de laterização que ocorreu na área, sobre os filitos e ardósias da Formação Couto Magalhães.

7.2.8 Turfa

Scislewski *et al.* (1983) citam a única ocorrência de turfa cadastrada na folha em uma voçoroca associada aos terraços do rio Muricizal, município de Araguaína, onde predominam sedimentos do *graben* homônimo. Segundo esses autores, a turfeira apresenta uma camada de cerca de 1m de espessura em afloramento descontínuo. O material possui coloração amarronzada a preta, e contém restos vegetais e grande quantidade de areia e argila.

A análise do material apresentou um teor de 84% de cinzas, 2% de carbono fixo e 14% de material volátil, mostrando-se inviável em termos do seu aproveitamento para fins energéticos.

7.2.9 Folhelho Oleígeno

Os indícios de folhelho oleígeno encontrados na folha foram cadastrados por Scislewski *et al.* (*op.cit.*), durante os trabalhos de campo do Projeto Carvão Energético na Bacia Tocantins-Araguaia.

Os principais indícios foram detectados nos sedimentos da Formação Pedra de Fogo, na borda oeste da bacia e ao longo do rio Lontra, onde se apresenta em camadas lenticulares de espessura variável, "encaixadas" em arenitos vermelhos. Esses folhelhos apresentam cores cinza e preta, são laminados e comumente piritosos, queimando com chama longa e desprendendo cheiro de querosene. A espessura média é de 30cm, com o máximo atingindo 1m, pelo que seu aproveitamento econômico foi considerado pouco viável.

7.2.10 Brita

Foram cadastradas duas pedreiras para produção de brita em calci-biotita-quartzo xistos feldspáticos da Formação Xambioá, utilizadas na construção civil de Araguaína e no asfaltamento de estradas da região.

7.3 Áreas Favoráveis à Prospecção

Na Carta de Previsão de Recursos Minerais foram individualizadas 13 áreas favoráveis à prospecção mineral, numeradas em algarismos romanos, através de um sistema de ordenadas (limite oeste) e abscissas (limite sul).

As mineralizações cadastradas foram caracterizadas como garimpos em atividade ou abandonados, depósitos, ocorrências e indícios diretos. A partir da Carta Metalogenética, estabeleceram-se os ambientes favoráveis e as potencialidades média e baixa das áreas selecionadas.

Consideram-se como de potencialidade alta as áreas situadas em ambiente geológico favorável a mineralizações de um ou mais bens minerais, contendo garimpos em atividade, ocorrências, indícios diretos, anomalias geoquímicas expressivas e/ou geofísicas. São consideradas de potencialidade média as áreas com ambiência geológica favorável, contendo garimpos abandonados, ocorrências ou indícios minerais e anomalias geoquímicas e geofísicas. Áreas de ambiência geológica favorável, com apenas indícios indiretos ou mesmo sem indícios, são consideradas de potencialidade baixa, à luz dos atuais conhecimentos.

Além dessas áreas foram individualizados os indícios indiretos (anomalias geoquímicas), para os quais não se conseguiu uma explicação geológica plausível.

7.3.1 Ouro

Para esse bem mineral foram individualizadas seis áreas, sendo duas com alta favorabilidade, duas com média e duas com baixa.

As áreas IV e V, situadas no âmbito dos clorita xistos da Formação Pequizeiro, contendo corpos básico-ultrabásicos e zonas de falhas com garimpos de ouro primário e secundário e com um indício direto, são consideradas como de potencialidade alta. Os principais metalotectos são os corpos intrusivos e os falhamentos e/ou lineamentos magnéticos.

Ocorrem ainda indícios indiretos (anomalias geoquímicas para Cu, Pb e Zn) ligados, provavelmente, aos metassedimentos da Formação Pequizeiro, e Ni, Co e Cr, ligados às rochas ultrabásicas.

Do ponto de vista geofísico, as áreas mais favoráveis situam-se na porção oeste da folha, onde foram detectadas respostas magnéticas compatíveis com litótipos diversificados e uma tectônica complexa.

As áreas VI e XII são constituídas de aluviões recentes, onde foram cadastrados garimpos abandonados. Por falta de outros dados considerou-se que as mesmas são de potencialidade média.

As áreas I e III foram selecionadas como de potencialidade baixa, em função da presença de corpos básico-ultrabásicos intrusivos na Formação Couto Magalhães, de anomalias geoquímicas de As utilizado como farejador de ouro, e na seleção de áreas pela geofísica. As anomalias de Ni, Co e Cr, nessas mesmas áreas, indicam a presença de corpos básico-ultrabásicos, considerados como metalotectos nas áreas IV e V. Já os indícios de metais básicos devem estar ligados aos metassedimentos da Formação Couto Magalhães, enquanto os indícios de SnO_2 devem estar associados a um corpo ácido não aflorante, indicado por uma anomalia radiométrica, situada dentro da Área I.

7.3.2 Ametista

A Área II foi selecionada em função do garimpo no terraço aluvionar, e nas aluviões da calha do rio Pau d'Arco.

O pouco rolamento dos cristais indicando proximidade da fonte primária com o jazimento secundário e a constatação de veios de ametista cortando os filitos da Formação Couto Magalhães, em uma cata que atingiu essa formação, levou a se considerar essa área como de alta potencialidade, tanto para ametista primária como secundária.

7.3.3 Calcário

Tendo em vista as características da mina de calcário, para corretivo de solo, que ocorre na Folha Conceição do Araguaia na Formação Pedra de Fogo, e dos vários indícios diretos cadastrados, tanto naquela folha como na de Araguaína, selecionou-se a Área IX como de potencialidade média. A Área XIII, com base no ambiente geológico, foi considerada de potencialidade baixa.

7.3.4 Diamante

Duas áreas suscetíveis de conter depósitos de diamantes do tipo residual-detrítico-aluvionar foram individualizadas na Carta de Previsão de Recursos Minerais. A Área XI apresenta um garimpo em atividade e outro abandonado, tendo sido considerada de alta potencialidade. Já a Área X, com apenas um garimpo abandonado, foi considerada de potencialidade média para esse bem mineral.

7.3.5 Chumbo, Zinco e Cobre

A Área VIII foi selecionada com base nas anomalias geoquímicas para esses elementos, associadas a uma zona de cisalhamento em metassedimentos da Formação Xambioá. Por esse fato, ela foi considerada de baixa potencialidade.

7.3.6 Talco e Amianto

A Área VII foi individualizada apenas com base no ambiente favorável e num indício de mineralização para esses bens minerais, razão pela qual foi classificada como de baixa potencialidade. Entretanto, estudos mais detalhados são necessários para avaliar criteriosamente o seu potencial.

7.3.7 Outras Áreas Prospectivas

Além das 13 áreas acima referidas e registradas na Carta de Previsão de Recursos Minerais, assinalou-se na Carta Metalogenética vários indícios indiretos (anomalias geoquímicas expressivas) para as quais não foi possível estabelecer uma potencialidade dentro dos parâmetros utilizados para esse fim. Essas zonas contêm as suas numerações, se-

guidas dos elementos anômalos de 1ª ordem e dos elementos de 2ª ordem, entre parênteses.

Dentre esses indícios, destacam-se as zonas anômalas para SnO_2 definidas através das análises qualitativas em concentrados de bateia, das quais cinco estão relacionadas às formações Cabeças e Poti e uma com a Formação Xambioá, sem que nas imediações das mesmas tivessem sido verificados granitos potencialmente estaníferos.

7.4 Potencialidade das Unidades Cartografadas

7.4.1 Introdução

Na Folha Araguaína foram identificadas duas unidades tectônicas principais (Faixa Orogênica Tocantins-Araguaia e Sinéclise do Parnaíba) nas quais podem ser individualizados domínios e/ou ambientes específicos com possibilidades distintas a seguir analisados.

7.4.2 Domos Gnáissicos

Os Domos Gnáissicos são constituídos de rochas gnáissicas e migmatitos do Complexo Colméia, que representam uma mesocrosta siálica e granitóides do Gnaisse Cantão, polideformados, de origem mista (crustal/mantélica). Os dados e interpretações petroquímicas não revelaram nenhum potencial mineral relacionado diretamente a essas rochas, as quais podem, entretanto, ser utilizadas para produção de brita e pedra ornamental para a construção civil local.

7.4.3 Faixa Orogênica Tocantins-Araguaia

7.4.3.1 Grupo Estrondo

Como não foi possível caracterizar o ambiente tectônico em que se depositaram os sedimentos desse grupo, torna-se difícil efetuar uma previsão metalogenética para essa seqüência metassedimentar de características cálcio-arcosianas, granulometria fina a média, marinha rasa, com influências continentais e sem vulcanismo associado.

Entretanto, através dos indícios obtidos pelo levantamento geoquímico regional, seguido do *follow-up* nas anomalias, a sua potencialidade, ainda que baixa, o é apenas para Cu, Pb e Zn.

O ouro nessa unidade apresenta um condicionamento especial, ocorrendo em zonas de falha próximas aos corpos básico-ultrabásicos, intrusivos nos metassedimentos da Formação Pequizeiro, associado a veios de quartzo. A rocha encaixante fresca (calci-clorita-quartzo xisto) apresenta, nas proximidades do veio de quartzo, um baixo teor, que se torna econômico na zona de alteração intempérica.

As rochas da Formação Xambioá, especialmente os biotita-quartzo xistos feldspáticos, estão sendo utilizadas para a produção de brita para obras de concreto e asfaltamento de ruas e estradas.

7.4.3.2 Formação Couto Magalhães

Pelos mesmos motivos explanados para o Grupo Estrondo, não se poderá efetuar uma segura previsão metalogenética para essa formação. Os indícios obtidos pelo levantamento geoquímico regional, seguido de *follow-up* nas zonas anômalas, levaram a inferir uma baixa potencialidade de Cu, Pb e Zn para esses metassedimentos. As anomalias de cassiterita provavelmente estão associadas a um corpo ácido não aflorante, detectado pela radiometria.

7.4.3.3 Rochas Básico-Ultrabásicas

Tendo em vista que essas rochas são intrusivas na seqüência sedimentar, provavelmente durante os vários tectonismos, e levando em conta os indícios encontrados, uma potencialidade baixa para cromita, talco, amianto e, possivelmente também para platina, pode ser inferida para as mesmas. Já para o níquel laterítico as possibilidades são mais baixas ainda, se não remotas, pelo fato de o solo residual/laterítico sobre as mesmas ser muito pouco espesso.

7.4.4 Sinéclise do Pamaíba

Em virtude da área mapeada situar-se próxima à borda da bacia, as possibilidades metalogenéticas, levando em conta as características sedimentares (litologia e ambiente) dos pacotes de rocha são baixas. Na área as possibilidades para evaporitos são remotas e estão associadas às formações Pedra de Fogo e Motuca.

As possibilidades para fosfato também são muito baixas e restritas à Formação Pimenteiras, onde ocorrem, mais ao sul, alguns níveis de 10 a 20cm, mineralizados (fosforita silicosa).

A ausência de folhelhos negros betuminosos elimina a possibilidade de ocorrência de mineralizações de Ag, Ni, Cr, V, Mo, Cu, Pb, Zn e U associadas a essas rochas.

Formações ferríferas bandadas também não foram encontradas, apesar de ocorrerem horizontes de arenitos ferruginosos nas formações Pimenteiras e Longá.

Depósitos de chumbo e zinco do tipo *Mississipi Vallley* ou tipo Alpino estão ausentes na área, por não ocorrerem rochas e ambiente propício para a formação dos mesmos.

Paleo *placers* de praia de minerais pesados necessitariam de fontes relacionadas ao Grupo Estrondo e Gnaisse Cantão, principalmente, que são estéreis para esses bens minerais.

7.4.5 Cobertura Sedimentar

Nessa unidade os depósitos esperados são de pequeno porte e constituem-se de *placers* aluviais de ouro nas áreas de influência do Grupo Estrondo, principalmente da Formação Pequizeiro, onde estão sendo garimpados alguns jazimentos.

Na área de influência da Formação Couto Magalhães foi cadastrado um garimpo de ametista, podendo ocorrer também *placers* de ouro e cassiterita nas regiões mais próximas do Cráton Amazônico.

Nas aluviões situadas ao longo dos afluentes do Tocantins, foram cadastrados garimpos (abandonados e em atividade) de diamante. Depósitos aluviais desse bem mineral, associados a kimberlitos, podem ocorrer em toda a borda sudoeste da Bacia do Parnaíba.

8

EVOLUÇÃO GEOLÓGICA

As divisões tectono-geológicas e estratigráficas apresentadas na Folha Araguaína estão alicerçadas em dados geológicos, geofísicos e geocronológicos, obtidos na área e nas suas circunvizinhanças, e representam, de certa forma, uma síntese dos conhecimentos geológicos disponíveis na região, acrescidos daqueles obtidos neste projeto. Deve-se considerar, ainda, que para os terrenos de idade arqueana e proterozóica são necessários dados complementares para se entender melhor a natureza, os mecanismos e a cronologia dos fenômenos aí ocorridos. Dessa forma, a evolução geológica aqui apresentada deve ser encarada como um ponto de referência para futuros aprimoramentos, tendo em vista o seu caráter interpretativo e, portanto, subjetivo.

O Arqueano é representado pelos terrenos gnáissicos e migmatíticos que compõem o Complexo Colméia, onde foram verificadas evidências do Evento tectono-termal Jequié (2.700-2.600Ma, Hasui *et al*., 1984) caracterizado pela migmatização e pelas estruturas orientadas segundo a direção E-W, demonstradas pelos gnaisses dessa unidade.

Num segundo evento, deu-se a intrusão de corpos graníticos (figura II.8.1), que vieram a ser, posteriormente, transformados no Gnaisse Cantão (figura II.8.1a).

Souza *et al*. (1984) obtiveram uma isócrona Rb/Sr de 1.750Ma para essas rochas, a qual foi interpretada como sendo a idade do magmatismo ácido, pós-Ciclo Transamazônico, no qual se formaram os granitóides geradores dos ortognaisses. Não descartaram, no entanto, a hipótese desses granitóides terem se originado em época pré-transamazônica e que a idade de 1.750Ma represente um novo rearranjo isotópico posterior, originando os ortognaisses que constituem o Gnaisse Cantão.

Esse tectonismo teria ocasionado, também, a regeneração das porções marginais do Cráton Amazônico e do Maciço Mediano de Goiás, desenvolvendo um extenso sulco de direção N-S, a partir do fim do Proterozóico Inferior e início do Proterozóico Médio, em cuja depressão foram depositados os sedimentos que vieram, posteriormente, constituir as unidades metassedimentares dos grupos Estrondo e Tocantins (figura II.8.1b).

Os dados estruturais levantados no campo mostram que o Grupo Estrondo e a Formação Couto Magalhães do Grupo Tocantins apresentam evoluções distintas, estando hoje lado a lado em conseqüência do cisalhamento possivelmente transcorrente oblíquo que separa as duas unidades (Falha Couto Magalhães). Assim sendo, os sedimentos

Estrondo apresentam uma fase de deformação (F_1) de natureza desconhecida e anterior ao cisalhamento dúctil (F_2), e duas posteriores (F_3 e F_4), enquanto na Formação Couto Magalhães observou-se apenas uma deformação, que gerou um dobramento isoclinal, com desenvolvimento de uma clivagem de crenulação, cujo plano está orientado segundo N0°-30°W, com mergulho de 30-40° para nordeste (figura II.8.1c).

Após a primeira fase de deformação, que apresenta características de cisalhamento puro, a zona mais profunda do sulco de deposição, ocupada pelo Grupo Estrondo foi afetada, atingida por enérgicos esforços tangenciais que desenvolveram grandes falhamentos transcorrentes, movimentos de blocos de sul para norte e ascensão do pacote sedimentar e dos domos gnáissicos situados na porção oriental do sulco, a leste da Falha Couto Magalhães. Essa tectônica construiu zonas de cisalhamento dúctil, desenvolveu foliação milonítica e provocou desequilíbrios mineralógicos nas rochas da Formação Xambioá, resultando na Formação Pequizeiro (figura II.8.1d).

Na Formação Couto Magalhães, essa tectônica deformou apenas as rochas próximas à zona de transcorrência, desenvolvendo uma nova clivagem de crenulação, com direção paralela ao falhamento e plano-axial subvertical. É provável que nos estágios iniciais essa tectônica tangencial tenha gerado, no domínio dessa formação, falhas de distensão profundas, possibilitando a intrusão de corpos básicos e básico-ultrabásicos.

Durante o Evento tectono-termal-magmático Brasiliano (700-450Ma), a região como um todo voltou a ser afetada, completando-se então a ascensão do pacote Estrondo e dos domos gnáissicos. Ocorreram dobramentos (F_3) e redobramentos (F_4) das rochas do Grupo Estrondo, principalmente as da Formação Pequizeiro, onde é observado um complexo padrão de dobramento e serpentinização dos corpos máfico-ultramáficos, provocando ainda grandes falhamentos de direção NE-SW, reativações de falhamentos preexistentes e novas intrusões de diques básicos e de corpos básico-ultrabásicos nos grupos Tocantins e Estrondo, além de reaquecimento das zonas afetadas de ambos os grupos (figura II.8.1e).

No Paleozóico, estabeleceu-se na área um regime de tectônica germanótipa, reativando antigas zonas de fraqueza responsáveis por uma estruturação em *horsts* e *grabens*, e possibilitando a deposição dos sedimentos da Bacia do Parnaíba. Esse regime prosseguiu até o Triássico, condicionando as sedimentações das várias formações e a intrusão de novos diques de diabásio, tanto dentro da bacia como fora dela, bem como a extrusão de lavas basálticas na bacia (Formação Mosquito), possibilitando ainda a formação de grandes falhamentos de gravidade onde formações devonianas estão em contato com unidades permo-triássicas, além de individualizar e preservar grandes *grabens*, preenchidos por sedimentos permo-triássicos, dentro do atual domínio dos grupos Estrondo e Tocantins.

No fim do Terciário e prolongando-se pelo Quaternário, a região esteve sujeita a vários ciclos de erosão. O mais antigo possibilitou a formação de uma superfície de aplainamento ainda no Terciário, representado pelo Planalto do Interflúvio Tocantins-Araguaia, com cotas em torno de 400-600m de altitude e onde se desenvolveram espessas coberturas lateríticas e arenosas. Em seguida, essa superfície foi entalhada, tendo em vista mudanças no nível de base, devidas, provavelmente, a levantamentos epirogenéticos, chegando-se a duas novas unidades geomorfológicas (Planície do Araguaia e Planície do Tocantins), com cotas em torno de 200-300m e onde, além do aplainamento, observou-se laterização e sedimentação. Finalmente, no Holoceno, depositaram-se as aluviões ao longo das principais drenagens da folha (figura II.8.1f).

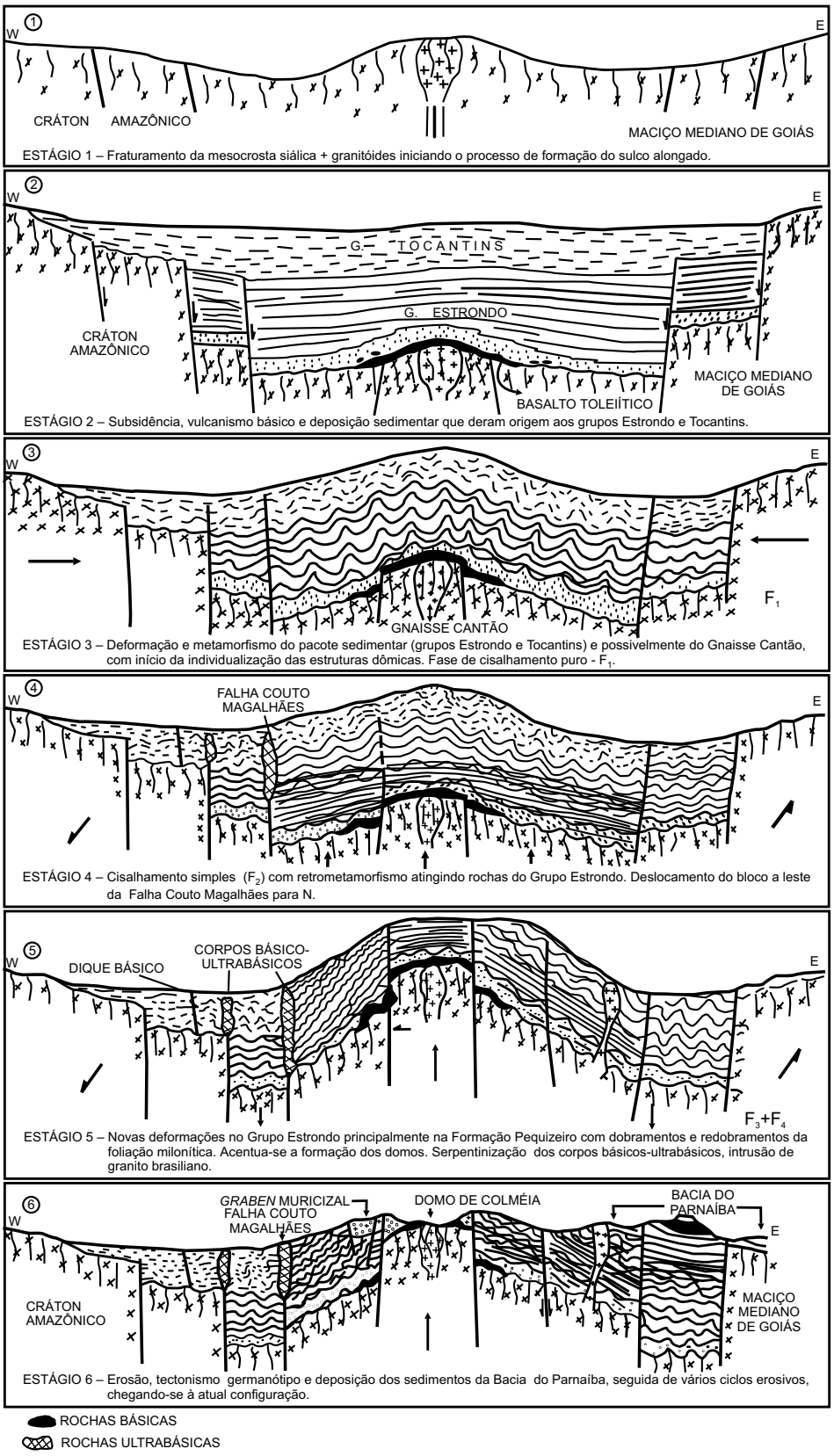


Figura II.8.1 – Esquema evolutivo da Faixa Orogênica Tocantins-Araguaia – modelo conceitual.