UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

DEDALUS - Acervo - IGC

30900005176

CARACTERIZAÇÃO DO COMPORTAMENTO GEOLÓGICO-
ESTRUTURAL NA REGIÃO DA REPRESA DE FURNAS(MG)
COM DADOS DE SENSORIAMENTO REMOTO

Juércio Tavares de Mattos

Orientador: Prof. Dr. Faustino Penalva

TESE DE DOUTORAMENTO

COMISSÃO EXAMINADORA

	nome	ass.
Presidente:	Dr. F. Penalva	<u>Faustino Penalva</u>
Examinadores:	Dr. G.R. Sadowski	<u>Gustavo Sadowski</u>
	Dr. P.C. Soares	<u>Paulo Soares</u>
	Dr. I. Vitorello	<u>João Vitorello</u>
	Dr. ^a O. Cruz	<u>Olga Cruz</u>

São Paulo

1986

*À Sylvia, minha esposa, e aos meus
filhos, Eugênia e Érico, com grande
amor, meus sentimentos de gratidão.*

AGRADECIMENTOS

Consigno meus cordiais agradecimentos ao Prof. Dr. Faustino Pe
nalva, do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo, pela sua
amabilidade em me aceitar como orientando e, principalmente, pelas valiosas
sugestões dadas ao trabalho.

Agradeço igualmente ao Prof. Dr. Paulo Milton Barbosa Landim,
do Instituto de Geociências e Ciências Exatas da UNESP - campus de Rio Claro,
meu grande incentivador, a orientação inicial do presente trabalho.

Agradeço também aos Profs. Drs. Jorge Silva Bettencourt, Paulo
César Soares e Alberto Pio Fiori, as importantes considerações feitas por
ocasião da visita à área de estudo e as sugestões quanto às aplicações das
técnicas de análise estrutural; ao Prof. Dr. Jairo Roberto Jimenez Rueda e a
Prof.^a Maria Flórida Brochini Rodrigues o apoio dado ao trabalho de campo e a
ajuda na solução de problemas morfológicos e petrográficos.

Agradeço em especial ao colega Tomoyuki Ohara o apoio incondi
cional nos trabalhos de campo e de escritório e as prestimosas sugestões
feitas.

Aos colegas Paulo Veneziani, Célso Eustáquio dos Anjos e Marx
Prestes Barbosa do Departamento de Sensoriamento Remoto; a Neusa Maria Dias
Bicudo; Glória Cardozo Bertti, Maria do Carmo Silva Soares e Albert Phillip
Close do Departamento de Recursos Humanos; Regina Lúcia de Souza Bruno, Am
brozina Vasconcelos Magalhães; Sílvia Pereira Coimbra e Jairo Nunes dos San
tos do Instituto de Pesquisas Espaciais, meus sinceros agradecimentos.

Agradeço ainda ao Instituto de Geociências e Ciências Exatas
da UNESP - campus de Rio Claro e ao Instituto de Pesquisas Espaciais as faci
lidades e a infra-estrutura oferecidas para a realização da pesquisa; à Fun
dação de Amparo à Pesquisa do Estado de São Paulo (FAPESP) e ao Conselho Na
cional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq) o auxílio à pesqui
sa concedido.

Aos meus filhos Eugênia e Érico, e à minha esposa Sylvia cujo
apoio constante foi fundamental no desenvolvimento deste trabalho, carinhosa
mente o meu muito obrigado.

RESUMO

A presente pesquisa constitui uma contribuição para o conhecimento das características geológicas e estruturais de uma região tectonicamente complexa e estruturalmente desconhecida em grande parte. Os estudos realizados objetivaram fundamentalmente estabelecer as principais fases deformacionais ocorridas na região da represa de Furnas (MG), utilizando imagens fotográficas do sistema LANDSAT e fotografias aéreas pancromáticas.

A abordagem metodológica está voltada para a exploração dos atributos espaciais das imagens, através de uma adequação de critérios fotointerpretativos que permitisse, de uma maneira sistemática e codificada, analisar os principais elementos morfoestruturais (de relevo e drenagem), interpretar o significado estrutural destes elementos e estabelecer relações geométricas entre as estruturas geológicas e as fases deformacionais.

Através dos estilos deformacionais, da magnitude das estruturas diagnósticas e dos elementos estruturais (foliações e lineações) puderam-se reconhecer na área quatro importantes fases deformacionais. A primeira fase (restrita às rochas da Unidade Araxá) é caracterizada por uma intensa foliação de transposição, com dobras sem vergência definida e traços axiais próximos a EW. A segunda fase, a mais expressiva, exibe grandes dobramentos recumbentes vergentes para leste, com xistosidade de fluxo bem proeminente. A geometria das dobras menores desta segunda fase é bem variável, o mesmo acontecendo com seus traços axiais e eixos que variam entre NS e WNW devido aos efeitos provocados pelos falhamentos da fase seguinte. A terceira fase deformacional corresponde a um episódio de grandes rupturas com a formação de zonas de cisalhamento de direção NW, constituídas por um conjunto de sistemas de falhas transcorrentes, inversas e/ou de empurrão e complexas (transcorrências associadas com empurrões). A quarta fase deformacional representa uma mudança completa de estilo, dando lugar a dobramentos flexurais amplos com dimensões quilométricas, os quais são responsáveis pelas principais estruturas sinformes e antiformes encontradas na área, com direção N60-70W.

Outras estruturas menos marcantes foram mapeadas, principalmente nas porções leste da área. Constituem-se de juntas, falhas e amplas flexuras NS que podem pertencer a uma outra fase deformacional, ou representar es

estruturas resultantes dos efeitos dos falhamentos da terceira fase deformacional.

A superposição destas fases deformacionais deu origem a estruturas superimpostas com figuras de interferências complexas. Estas figuras são verdadeiros diagnósticos da geometria e do posicionamento das estruturas formadas na segunda e na quarta fase deformacional.

Finalmente, os estilos deformacionais da região da represa de Furnas permitem concluir que a estruturação da região foi marcada, em tempos Pré-Brasilianos, por uma tectônica "epidérmica" do tipo de escoamento (que deu origem às estruturas do tipo "nappe de charriage"). Esta tectônica é bem caracterizada pelas Unidades Araxá e Canastra, as quais constituem unidades alóctones transportadas de oeste para leste. Já em tempos Brasilianos, sob o mesmo regime de esforços, a tectônica foi inicialmente rígida (diástil - rúptil) e deu origem às zonas de cisalhamento, as quais fragmentaram o embasamento, e este, por sua vez, deslocou as coberturas metassedimentares (Araxá, Canastra e Bambuí) de uma forma escalonada de NW para SE, o que ocasionou "amarrotamentos" nestas coberturas com intensidades variáveis. Uma mudança no regime de esforços fez surgir as grandes flexuras NW seguidas das NS que são atualmente responsáveis pelos grandes sinformes e anti-formes encontrados na área.

Os produtos de sensoriamento remoto, principalmente as imagens TM (Thematic Mapper) do LANDSAT aliadas às fotografias aéreas panchromáticas, mostraram-se de grande valia na definição do arcabouço estrutural regional e forneceram informações essenciais para a compreensão das principais estruturas menores, originadas nas diversas fases deformacionais.

ABSTRACT

The present research is a contribution to the knowledge of the geological and structural characteristics of a tectonically complex and, in great part, structurally unknown region. The studies aim at fundamentally to establish the main deformational phases that occurred in the Furnas (MG) dam region, using photographic images from the LANDSAT system and panchromatic aerial photographs.

The methodological approach deals with the images spatial attributes exploration through an adequacy of photointerpretative criteria which would permit, in a systematic and codified manner, to analyse the main morphostructural elements (relief and drainage), interpret the structural meaning of these elements and establish geometric relations between the geologic structures and deformational phases.

Through the deformational styles, the magnitude of the diagnostic structures and the structural elements (foliations and lineations), four important deformational styles could be recognized in the area. The first phase (restricted to the Araxá Unit rocks) is characterized by an intense transposition foliation with folds without defined vergency and axial traces next to EW. The second phase, the most expressive, exhibits great recumbent foldings vergent to east with a rather prominent flow cleavage. The second phase minor folds geometry is quite variable, the same happening with their axial traces and axis which vary from NS and WNW due to the effects caused by faults in the next phase. The third deformational phase corresponds to an episode of great ruptures with the formation of shear zones with NW direction composed by a group of transcurrent fault systems, inverse and/or of thrust and complex (transcurrencies associated with thrust). The fourth deformational phase represents a complete change in style, giving place to vast flexural folds of kilometrical dimensions which are responsible for the main synform and antiform structures found in the area with N60-70W direction.

Other less marking structures were mapped mainly in the east portion of the area. They constitute joints, faults and vast NS flexures which may belong to another deformational phase or represent structures resulting from the effects of the faults in the third deformational phase.

The superposing of these deformational phases originated superimposed structures with complex interference figures which are a true diagnosis of the positioning geometry of the structures formed in the second and fourth deformational phases.

Finally, the deformational styles of the Furnas dam region permit to conclude that the region's structuring was marked in Pre-Brazilian times by a superficial tectonics of the flow type (that originated the structures of the "nappe de charriage" type). This tectonics is well-characterized by the Araxá and Canastra Units which constitute allochthonous units transported from west to east. Already in Brazilian times and under the same stress regime, the tectonics was initially rigid (ductile-ruptile) and originated the shear zones which fragmented the embasement which, by its turn, displaced the metasedimentary covers (Araxá, Canastra and Bambuí) in a staggered form from NW to SE, causing "crumplings" in these covers with variable intensities. A change in the stress regime forced the appearance of great NW flexures followed by the NS ones, which are nowadays responsible for the great synforms and antiforms found in the area.

Remote sensing products, mainly the TM (Thematic Mapper) images from LANDSAT, together with panchromatic aerial photographs, proved to be of great value in defining the region's structural skeleton. They also furnished essential information for the comprehension of the main minor structures originated in the several deformational phases.

SUMÁRIO

	<u>Pág.</u>
LISTA DE FIGURAS	<i>xi</i>
LISTA DE TABELAS	<i>xiv</i>
<u>CAPÍTULO 1 - INTRODUÇÃO</u>	1
1.1 - Objetivo	1
1.2 - Aspectos gerais da área de estudo	2
1.2.1 - Localização	2
1.2.2 - Relevo	2
1.2.3 - Clima	5
1.2.4 - Vegetação	6
<u>CAPÍTULO 2 - MATERIAIS E MÉTODOS</u>	8
2.1 - Materiais	8
2.2 - Métodos	13
ETAPAS DO DIAGRAMA DE FLUXO DE TRABALHO	
1.0 - Seleção da área de estudo	15
2.0 - Caracterização dos aspectos	15
2.1 - Aspectos de natureza morfológica	16
2.2 - Aspectos de natureza geológica	17
2.3 - Aspectos de natureza deformacional	18
2.4 - Aspectos de natureza interpretativa	18
3.0 - Aquisição de imagens fotográficas	19
4.0 - Pesquisa bibliográfica	20
5.0 - Estabelecimento de critérios fotointerpretativos	20
6.0 - Mapa fotogeológico	25
7.0 - Mapa de lineamentos estruturais de imagens LANDSAT	26
8.0 - Trabalhos de campo	27
9.0 - Definição de grandes estruturas	28
10.0 - Definição de estruturas menores	28
11.0 - Definição de superposição de estruturas	29
12.0 - Definição de estruturas não-perceptíveis em dados de Sensoria mento Remoto	29
13.0 - Integração dos resultados	29

14.0 - Avaliação final dos resultados	30
15.0 - Relatório final	30
<u>CAPÍTULO 3 - DISCUSSÃO DOS RESULTADOS</u>	31
3.1 - Considerações prévias	31
3.2 - As grandes unidades paleogeográficas e tectônicas da região de Furnas	40
3.3 - Unidade Litológicas	44
3.3.1 - Embasamento gnáissico-migmatítico	45
3.3.1.1 - Características fotogeológicas	46
3.3.1.2 - Aspectos litológicos	47
3.3.1.3 - Associações e idade	50
3.3.2 - Unidade Araxá	51
3.3.2.1 - Características fotogeológicas	52
3.3.2.2 - Aspectos litológicos	53
3.3.2.3 - Associações e idade	56
3.3.3 - Unidade Canastra	58
3.3.3.1 - Características fotogeológicas	60
3.3.3.2 - Aspectos litológicos	61
3.3.3.3 - Associações e idade	63
3.3.4 - Unidade Bambuí	64
3.3.5 - Coberturas sedimentares	67
3.3.4 - Unidade Bambuí	64
3.3.5 - Coberturas sedimentares	67
3.3.6 - Corpos intrusivos	67
3.4 - Tectônica	69
3.4.1 - As deformações Pré-Brasilianas	74
3.4.2 - As deformações Brasilianas	75
3.4.3 - As grandes zonas e unidades estruturais	77
3.4.4 - Fases deformacionais	84
3.4.4.1 - Primeira fase deformacional (D_1)	85
3.4.4.2 - Segunda fase deformacional (D_2)	90
3.4.4.3 - Terceira fase deformacional (D_3)	105
3.4.4.4 - Quarta fase deformacional (D_4)	131
3.4.4.5 - Deformações posteriores	142
3.4.5 - Estruturas resultantes da superposição de deformações	145

	<u>Pág.</u>
<u>CAPÍTULO 4 - CONCLUSÕES</u>	156
4.1 - Produtos de sensoriamento remoto e critérios interpretativos ..	156
4.2 - Conclusões finais	161
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	168
APÊNDICE A - MAPA FOTOGEOLÓGICO DA REGIÃO DA REPRESA DE FURNAS - MG	(*)
APÊNDICE B - MAPA DE LINEAMENTOS ESTRUTURAIS OBTIDOS ATRAVÉS DE IMAGENS MSS/LANDSAT	(*)
APÊNDICE C - MAPA GEOLÓGICO-ESTRUTURAL DA REGIÃO DA REPRESA DE FURNAS - MG	(*)

(*) Encartes na segunda contracapa.

LISTA DE FIGURAS

	<u>Pág.</u>
1.1 - Localização da área	3
2.1 - Diagrama de fluxo de trabalho	14
3.1 - Zonas estruturais da região da represa de Furnas	41
3.2 - Distribuição do Domínio Araxã e Domínio Canastra	43
3.3 - Secção esquemática ao longo da rodovia MG-07	79
3.4 - Perfil esquemático mostrando a posição da Unidade Canastra	82
3.5 - Corte esquemático transversal entre Capitólio e o norte de Santo Hilário	83
3.6 - Dobras isoclinais com ápices espessados e crenulados	87
3.7 - Dobras isoclinais que mostram o bandeamento gnáissico gerado pela foliação de transposição em gnaisses da Unidade Araxã	88
3.8 - Dobra isoclinal redobrada isoclinamente em gnaisses (e migmatitos?) da Unidade Araxã	90
3.9 - Exemplos de dobras menores da segunda fase deformacional	94
3.10 - Flanco normal de dobras menores da 2ª fase deformacional em quartzitos micáceos (mil folhas) da Unidade Canastra	96
3.11 - Quartzitos micáceos intensamente laminados	97
3.12 - Aspecto de campo da lineação de crescimento de minerais sobre uma superfície de xistosidade (axial plane foliation) em quartzitos micáceos da Unidade Canastra (serra Mundo Novo - sul da fazenda Itajaó)	100
3.13 - Bloco diagrama de lineações da 2ª fase deformacional	101
3.14 - Bloco diagrama esquemático que mostra o tipo de relevo formado pela interferência de dobras deitadas em superfícies tabulares exumadas	104
3.15 - Projeção de uma dobra em relação a uma superfície aplainada e sua respectiva representação polar	104
3.16 - Relações entre diferentes fraturas em "echelon" de uma zona de cisalhamento	108
3.17 - Evolução e lentes de cisalhamento de uma zona de cisalhamento..	110
3.18 - Dobras da 2ª fase deformacional preservadas em um plano de fratura	113
3.19 - Transcorrências e empurrões correlacionáveis no Casaquistão Central, segundo Suvorov (KHAIN, 1973)	114
3.20 - Situação esquemática dos principais falhamentos na região da represa de Furnas	116
3.21 - Esquema da distribuição de estruturas relacionadas com as transcorrências segundo Burtman e Peive (KHAIN, 1973)	117

	<u>Pág.</u>
3.22 - Cortes esquemáticos através dos principais falhamentos de <u>em</u> purão da terceira fase deformacional	118
3.23 - Sistemas de fraturas em tranças	122
3.24 - Pequenas dobras de arrasto desenvolvidas por fraturas de cisa lhamento	126
3.25 - Diagrama de frequência de eixos de microdobras da 3 ^a fase de formacional e diagrama de frequência da xistosidade S ₂	127
3.26 - Dobras com xistosidade de crenulação S ₂ (strain-slip cleavage)	128
3.27 - Xistosidade de crenulação S ₂ em níveis mais competentes	129
3.28 - Dobras monoclinicas com deslocamentos do tipo "kink band" pre servadas em quartzitos finamente laminados ao sul da cidade de Capitólio	130
3.29 - Esquema de dobras monoclinicas sintéticas e antitéticas asso ciadas a deslocamentos do tipo "kink band"	131
3.30 - Corte esquemático transversal à grande estrutura de Furnas ..	133
3.31 - Relevo do tipo "hog backs" que mostra a concordância com as estruturas	135
3.32 - Relevo estrutural que mostra a concordância da morfologia com as estruturas e os diferentes estágios erosivos	136
3.33 - Deformação de superfícies preexistentes por dobras da quarta fase deformacional	139
3.34 - Tipos esquemáticos de xistosidades de crenulação desenvolvi das em pequenas dobras da quarta fase deformacional	140
3.35 - Vista panorâmica mostrando as grandes flexuras NS (deforma ções posteriores)	143
3.36 - Sistemas principais de juntas que se desenvolvem nos quartzi tos laminados da Unidade Canastra	144
3.37 - Modelos de interferência de dobramentos segundo RAMSAY	147
3.38 - Modelo de dobramentos de superfícies inclinadas segundo O'DRISCOLL	148
3.39 - Disposição da xistosidade S ₁ em relação as dobras da 4 ^a fase deformacional	149
3.40 - Relações angulares entre redobramentos	151
3.41 - Formas lobadas de padrões de interferência do tipo 2 em uma secção transversal de afloramento	152
3.42 - Esquema de superposição de dobras homoxiais e respectivas fi guras de interferência	154
3.43 - Modelo e exemplo de figuras de interferência do tipo domos e bacias	155

4.1 - Imagem TM/LANDSAT da região da represa de Furnas (banda 4, es cala 1:2.000.000)	160
4.2 - Esquema mostrando a provável evolução tectônica para a região da represa de Furnas durante as segunda, terceira e quarta fa ses deformacionais	167

LISTA DE TABELAS

	<u>Pág.</u>
2.1 - Dados utilizados: Imagens LANDSAT	9
2.2 - Dados utilizados: Fotografias aéreas	10
2.3 - Dados utilizados: Cartas topográficas	11
3.1 - Relações estratigráficas e tectoestruturais na região da represa de Furnas	39
3.2 - Quadro comparativo das principais deformações na região da represa de Furnas e adjacências	73

CAPÍTULO 1

INTRODUÇÃO

1.1 - OBJETIVO

Os estudos realizados por diversos autores sobre a faixa de dobramentos do Proterozóico Médio, que se estende do Triângulo Mineiro ao nordeste de Goiás, nos últimos anos, têm tornado esta área uma das regiões de grandes controvérsias do ponto de vista geológico-estrutural.

Na maior parte dos trabalhos realizados, os autores limitam-se à distribuição dos tipos litológicos por se tratar de uma região complexamente deformada, não havendo ainda uma coluna estratigráfica estabelecida para toda a região, o que dificulta estabelecer correlações, espessuras das unidades etc. Dentro desta vasta região, ficam zonas relativamente extensas, cujo estudo nunca foi abordado de um modo sinótico como é o caso da região sob influência do Reservatório de Furnas, objetivo deste trabalho. Embora a região de Furnas encontre-se ladeada por duas áreas relativamente bem estudadas do ponto de vista geológico regional - de um lado pelas maiores exposições da Faixa Uruaçu (ALMEIDA et alii, 1976) e por outro pela porções ocidentais das estruturas Araxáides (EBERT, 1967), ambas objeto de diversos estudos realizados por diversos autores e escolas - todos os dados que sobre ela existem provêm de observações muito localizadas. Devido a isto, torna-se difícil estabelecer as possíveis relações estruturais e paleogeográficas entre estas duas regiões e, até mesmo, relacioná-las a um único cinturão dobrado, conforme proposto por ALMEIDA e HASUI (1984) com o nome Faixa de Dobramentos Alto Rio Grande, ou correlacioná-las, na área em estudo, com a Faixa Brasília. Neste trabalho, procurou-se dar uma contribuição para o conhecimento das características estruturais juntamente com a investigação de uma região em grande parte desconhecida.

O objetivo fundamental do presente trabalho foi, portanto, estabelecer as principais fases deformacionais da região através das suas relações com a morfoescultura do relevo. Utilizando produtos de sensoriamento remoto, procurou-se estabelecer quais os elementos básicos e essenciais (cri

térios fotointerpretativos) que servissem como elementos de integração das informações geológicas regionais e como definição de problemas particularizados apresentados pelas estruturas geológicas menores.

Em virtude do caráter de reconhecimento, da amplitude e complexidade da área e da escala de mapeamento relativamente pequena, o presente estudo não teve por finalidade o estudo lito e cronoestratigráfico das unidades existentes e nem responde às múltiplas questões relativas a ambientes, processos deposicionais e correlações entre as unidades mapeadas, questões estas complexas na área, as quais transcendem os limites do levantamento proposto.

1.2 - ASPECTOS GERAIS DA ÁREA DE ESTUDO

1.2.1 - LOCALIZAÇÃO

A área em estudo está localizada na parte sudoeste da Região Leste Meridional do Brasil, no Estado de Minas Gerais, situando-se aproximadamente entre os paralelos de $20^{\circ}20'$ a $21^{\circ}10'$ de latitude sul e os meridianos de $45^{\circ}40'$ a $46^{\circ}30'$ de longitude oeste de Greenwich.

Em relação à divisão regional do Estado de Minas Gerais, a área inclui parte da Zona Sul, parte da Zona dos Campos das Vertentes e uma pequena parte da Zona do Alto São Francisco, integrando a região sob influência do reservatório da Usina Hidroelétrica de Furnas, conforme a representação na Figura 1.1

1.2.2 - RELEVO

A área em estudo situa-se no Planalto Leste, também chamado Planalto Atlântico de Sudeste, o qual está integrado à acidentada porção do território brasileiro conhecida pela designação Brasil Sudeste e corresponde à região denominada Brasil Tropical Atlântico por MARTONNE (1940).

Dentro desta unidade fisiográfica, a área acha-se constituída por um planalto movimentado que regionalmente está compreendido no denominado Peneplano do Alto Rio Grande ou Planalto do Sul de Minas e, a nordeste, confunde-se com a bacia do Alto São Francisco, não havendo acidente orográfico importante que delimite as duas regiões. Este conjunto constitui as Planícies Centro-Orientais. A noroeste o Peneplano do Alto Rio Grande confronta-se com o sudeste do Planalto Central, aí representado pelos escarpamentos e contrafortes da extremidade meridional da serra da Canastra, da qual uma porção relativamente reduzida integra a área estudada.

Em linhas gerais, a área integra-se ao médio vale superior do Rio Grande que, praticamente, abrange quase toda a bacia do baixo Sapucaí (seu principal afluente), incluindo no extremo norte pequena faixa das cabeceiras dos formadores do São Francisco. Este conjunto apresenta altitudes aproximadamente variáveis entre 700 e 1.300 metros, predominando cotas inferiores a 900 metros.

Verifica-se, no conjunto, que o modelado do relevo exhibe um franco predomínio de formas estruturais resultantes da erosão diferencial, associadas a pequenos maciços e a alguns alinhamentos do relevo.

A bacia do alto médio Rio Grande apresenta feição topográfica própria, marcada pelo predomínio de um compartimento deprimido com altitude geral entre 750 e 900 metros adentrando o relevo acidentado ao sul da serra da Canastra. Este relevo é constituído por extensas plataformas interfluviais bastante rebaixadas e ligeiramente onduladas, formando uma sucessão de colinas tabuliformes amplas.

Ao sul e a sudeste da área de estudo, este compartimento colinoso passa a ser circundado por uma área de modelado francamente ondulado, onde a paisagem é denominada morros ou outeiros de encostas declivosas. Esta última área constitui nível ligeiramente mais elevado, acima do qual destacam-se alguns alinhamentos e maciços de facies montanhosas como é o caso das serras da Ventania e da Pindaíba em Alpinópolis, serras dos Vilelas e da Boa Esperança ao sul de Ilícínia e serra de Santana a oeste de Carmo de Rio Claro.

No setor norte e nordeste da área de estudo, onde é nítida a influência da litologia na conformação topográfica, aparecem, como feição fundamental, as formas acidentadas de relevo que compõem pequenos platôs de 1.200 a 1.300 metros de altitude. Estas constituem testemunhos de alta superfícies do sudeste do Planalto Central, intercalados com secções dissecadas de modelo do montanhoso. Na porção oriental desse setor, a periferia é, de modo geral, bordejada por extensões de relevo chapado e abrupto como é o caso da serra Mundo Novo, garganta de Santo Hilário e serra da Pimenta, onde os patamares colinosos e contínuos defrontam-se com os aparados que limitam esses compartimentos elevados com desnivelamento da ordem de 200 a 300 metros.

A área do mapeamento, que em conjunto integra um planalto intensamente dissecado, mostra que vários ciclos de erosão ocorreram, originando quatro superfícies de erosão que se caracterizam tanto pelas feições de modelo quanto pelo escalonamento altitudinal como resultado da erosão multicíclica.

Essas superfícies podem ser correlacionadas em ordem cronológica com a Superfície Pratinha (pós-rética e pré-cretácica), de ALMEIDA e LIMA (1959) ou com a Superfície Gondwana e Pós-Gondwana (Cretáceo Inferior e Cretáceo Superior), de KING (1956), as quais correspondem à superfície de aplainamento dos altos platôs; com a Superfície Pós-Cretácea, de ALMEIDA e LIMA (1959), ou com a Superfície Sul Americana (Terciário Inferior), de KING (1956), as quais correspondem na área à superfície dissecada, topograficamente montanhosa e com morros residuais; com a Superfície Araxá (neogena), de BARBOSA (1955), ou com a Superfície Velhas (Terciário Superior), de KING (1956), as quais correspondem às superfícies rebaixadas dos patamares colinosos; e, finalmente a mais nova, com a Superfície Pleistocênica (?), de BARBOSA (1955), ou com a Superfície Paraguaçu (?) (post-terciária), de KING (1956), as quais correspondem às superfícies dos terraços e aluviões atuais e recentes.

1.2.3 - CLIMA

A existência de um verão chuvoso e inverno seco indica para o clima da região um regime tropical, embora amenizado pela altitude (700 - 1.300 m); pode ser considerado como clima tropical de altitude.

BERNARDES (1953), baseado na classificação climática de KÖPPEN, considera a área sendo do tipo Cwb, que é um clima mesotérmico com verões brandos e estação chuvosa no verão, cujas temperaturas médias mensais são inferiores a 18°C no inverno e inferiores a 22°C nos meses mais quentes.

O regime de chuvas tropicais estende-se de maneira generalizada por toda a área, com estação de seca bem definida, de maio a agosto, com um máximo de intensidade do período seco nos três últimos meses.

Acredita-se que nos altos platôs da região, devido a altitudes mais elevadas (1.100 a 1.300 m), ocorram climas locais com temperaturas mais baixas, embora estes climas devam se enquadrar no tipo climático Cwb de KÖPPEN.

1.2.4 - VEGETAÇÃO

Os diversos tipos de vegetação da área geralmente estão associados a fatores altimétricos, litológicos e de drenagem.

A vegetação do tipo Campos pode ser subdividida em: Campos Limpos que revestem os altos platôs e topos dos maciços montanhosos da região; Campos Gerais que ocorrem em área de relevo ondulado até montanhoso com altitudes de 800 a 1.000 metros, cuja vegetação é constituída por uma cobertura rasteira e graminosa; Campos de Várzea que aparecem sob forma graminóide em algumas áreas baixas, úmidas e alagadas da região.

A vegetação do tipo Cerrados ou Savanas ocorrem com seus traços típicos e fisionomia peculiar, pouco densa, com transições para campo cerrado até cerradão. Estes cerrados ocorrem em área de relevo rebaixado e topografia colinosa, ou raramente em áreas mais elevadas em superfície dissecada de topografia montanhosa.

A vegetação do tipo Florestas (Floresta Tropical Semicaducifólia) é pouco expressiva atualmente na área, concentrando-se em áreas rebaixadas de topografia colinosa e superfície dissecada com morros residuais, ou junto aos cursos d'água dos vales de encostas e nas grotas com mais umidade.

Além dos tipos de vegetações acima mencionados, encontram-se na área, as formações vegetais rupestres associadas aos afloramentos de rochas. Nas áreas calcárias predominam a vegetação do tipo arbóreo arbustiva, e nas áreas quartzíticas predominam poucas gramíneas, cactáceas, musgos e líquens.

CAPÍTULO 2

MATERIAIS E MÉTODOS

2.1 - MATERIAIS

Para o desenvolvimento do trabalho foram utilizados os seguintes produtos de sensoriamento remoto:

- Imagens MSS-LANDSAT - cópias em papel mate, em preto e branco, nos canais 5, 6 e 7, nas escalas 1:1.000.000, 1:500.000 e 1:250.000; e coloridas na escala 1:500.000.
- Imagens TM-LANDSAT - cópias em papel mate, em preto e branco, nos canais 1, 2, 3, 4, 5 e 7 na escala 1:500.000 e canais 3, 4, 5, 7 nas escalas 1:250.000 e 1:100.000.
- Imagens RBV-LANDSAT - cópias em papel mate, em preto e branco na escala 1:250.000.
- Fotografias aéreas pancromáticas - cópias em papel mate na escala 1:60.000.
- Cartas topográficas nas escalas 1:250.000 e 1:50.000.

Os exemplos utilizados estão discriminados nas Tabelas 2.1, 2.2 e 2.3.

Como instrumental, foram utilizados estereoscópio de espelho da Wild-ST4, restituidor estéreo "Zoon Transfer Scope Z.T.S.TM", mesa de luz modelo PLT-214 "Proofite Viewer", lentes luminárias D.F. Vasconcelos e bússola do tipo Brunton.

TABELA 2.2

DADOS UTILIZADOS: FOTOGRAFIAS AÉREAS

DADOS	FOTOGRAFIAS AÉREAS VERTICAIS - PANCROMÁTICAS				
FONTE	USAF				
FORMA	CÓPIAS EM PAPEL MATE EM BRANCO E PRETO				
ESCALA	1:60.000				
FAIXA	ROLO	Nº DE FOTOS	FAIXA	ROLO	Nº DE FOTOS
84C		47501 a 47516	89E	455	57340 a 57342
84D	429	54266 a 54270	89C	428	54082 a 54093
84J	541	67549 a 67563	90A	59	8184 a 8188
85C	429	54199 a 54216	90B	457	57627 a 57638
86B	69	9565 a 9582	91A	3	286 a 281
87E	420	53192 a 53206	91C	541	67572 a 67583
88C	369	45976 a 45979	92A	66	9152 a 9157
88F	432	54695 a 54706	93D	379	47540 a 47561

TABELA 2.3

DADOS UTILIZADOS: CARTAS TOPOGRÁFICAS

DADOS	CARTAS TOPOGRÁFICAS		
FONTE	I B G E		
NOME	ESCALA	DATA	REFERÊNCIA DA FOLHA
Furnas	1:250.000	1974	SF-23-V-B
Varginha	1:250.000	1974	SF-23-V-D
Vargem Bonita	1:50.000	1970	SF-23-V-B-I-3
Rio Piumhi	1:50.000	1970	SF-23-V-B-I-4
Piumhi	1:50.000	1970	SF-23-C-I-3
Furnas	1:50.000	1971	SF-23-V-B-IV-1
Capitôlio	1:50.000	1970	SF-23-V-B-IV-2
Santo Hilário	1:50.000	1970	SF-23-C-III-1
Alpinópolis	1:50.000	1970	SF-23-V-B-IV-3
Carmo do Rio Claro	1:50.000	1970	SF-23-V-B-IV-4
Guapé	1:50.000	1970	SF-23-C-III-3
Conceição da Aparecida	1:50.000	1970	SF-23-V-D-I-2
Campos Gerais	1:50.000	1970	SF-23-I-I-1
Cristais	1:50.000	1970	SF-23-C-III-4
Boa Esperança	1:50.000	1970	SF-23-I-I-2

As imagens orbitais utilizadas foram de 4 séries do Programa LANDSAT, obtidas por 3 sistemas sensores diferentes:

- O sistema MSS - "Multispectral Scanner System" - corresponde a um imageador multiespectral que fornece imagens em 4 faixas do espectro eletromagnético, correspondente aos seguintes comprimentos de onda:

canal 4 - 0,5 - 0,6 μm	}	faixa espectral do visível
canal 5 - 0,6 - 0,7 μm		
canal 6 - 0,7 - 0,8 μm	}	faixa espectral do infravermelho refletido
canal 7 - 0,8 - 1,1 μm		

As imagens MSS de uma órbita/ponto cobrem uma área de 185 x 185 Km, com elemento de resolução no terreno de 79 x 79 metros e apresentam recobrimento que varia de 14% no Equador a 85% na latitude de 80°. As passagens utilizadas acham-se na latitude 20° sul, portanto com recobrimento de 19%.

- O sistema RBV - "Return Beam Vidicon" (LANDSAT-3) - corresponde a um conjunto de 2 câmaras de televisão com objetivas de 126mm, produzindo imagens em 1 canal pancromático correspondente ao comprimento de onda de 0,505 micrômetros a 0,750 micrômetros (faixa do visível). Cada câmara cobre uma área no terreno de 98 x 98 km; deste modo são necessárias 4 imagens (ou subcenas RBV) para cobrir a mesma área de uma cena MSS. Estas subcenas são chamadas A, B, C, D. A resolução espacial das imagens RBV é da ordem de 40 m no terreno.
- O sistema TM - "Thematic Mapper" - corresponde a um novo imageador multiespectral que fornece imagens em 7 faixas do espectro eletromagnetico, correspondente aos seguintes comprimentos de onda:

canal 1 - 0,45 - 0,52 μm	}	faixa espectral do visível
canal 2 - 0,52 - 0,60 μm		
canal 3 - 0,63 - 0,69 μm		

canal 4 - 0,76 - 0,90 μm	}	faixa espectral do infravermelho (refle tido)
canal 5 - 1,55 - 1,75 μm		
canal 6 - 10,4 - 12,5 μm	}	faixa espectral do infravermelho termal (emitido)
canal 7 - 2,08 - 2,35 μm		faixa espectral do infravermelho (refle tido)

As imagens TM também cobrem uma área nominal do terreno de 185 x 185 km, recobrimentos estes laterais e longitudinais semelhantes aos do MSS. A resolução espacial dos canais da região do visível e infravermelho refletido é de 30 metros (elementos de resolução no terreno = 30 x 30 m) e no canal termal apresenta uma resolução espacial de 120 metros (120 x 120 m).

- As fotografias aéreas verticais utilizadas foram adquiridas no Serviço Geográfico do Exército e fazem parte da missão de aerofotogrametria realizada pela United State Air Force (USAF), no território nacional. Os sobrevôos foram feitos a uma altitude de 9.000 metros utilizando câmara métrica - angular normal, com filmes pancromáticos em preto e branco na escala 1:60.000.

2.2 - MÉTODOS

O trabalho desenvolvido nesta área do sudoeste de Minas Gerais, além de seu caráter de análise estrutural qualitativa, apresenta uma abordagem metodológica voltada para a investigação dos parâmetros espaciais de imagens, utilizando a interpretação visual de dados. A sequência operacional do trabalho é apresentada em diagrama na Figura 2.1, e as etapas são descritas a seguir.

Fig. 2.1 - Diagrama de Fluxo de Trabalho.

1.0 - Seleção da área de estudo

A área ora estudada foi selecionada considerando dois aspectos básicos:

- A área situa-se ao norte de uma região onde vários projetos foram desenvolvidos pelo Instituto de Geociências da UNESP - Campus de Rio Claro-em convênio com o DNPM, dentre eles o Projeto Jacuī - Nova Resende, o qual teve a participação deste autor. Esta área constituía um alvo importante para estudo e caracterização estrutural das formações proterozóicas até então estudadas.
- Em trabalhos prévios na região, verificou-se através da fisiografia e, principalmente, do modelamento do relevo, que as estruturas, variações litológicas e provavelmente os movimentos tectônicos poderiam ser estudados utilizando dados de sensoriamento remoto (em diversos níveis de coleta), com uma abordagem de seus atributos espaciais.

Em função destes dois aspectos, a área foi selecionada e a metodologia dirigida como mostram os itens do diagrama de fluxo de trabalho.

2.0 - Caracterização dos aspectos

Em qualquer trabalho geológico que envolva a utilização de produtos de sensoriamento remoto, faz-se necessário estabelecer critérios e diretrizes para selecionar e analisar estes produtos.

Através de uma excursão de reconhecimento na área, em 1980, foram considerados quatro aspectos fundamentais para seleção e utilização de imagens fotográficas:

- aspectos de natureza morfológica,
- aspectos de natureza geológica,
- aspectos de natureza deformacional,
- aspectos de natureza interpretativa.

2.1 - Aspectos de natureza morfológica

O modelado do relevo é o resultado da interação de agentes endógenos e exógenos (PENCK, 1924, 1953). Os agentes endógenos estatisticamente estão representados pela variação litológica e pelas estruturas, e, dinâmicamente, pelos movimentos tectônicos recentes. Os exógenos são os agentes metereológicos subordinados às condições climáticas (GERASIMOV e MESCHERICOV, 1968).

Nesta fase de caracterização morfológica fez-se necessário estabelecer a priori qual a forma e a intensidade da ação dos agentes exógenos no modelado do relevo.

A região da represa de Furnas, inserida dentro da zona climática central ou dos planaltos, com clima seco e estações secas e chuvosas bem definidas, mostrava que o quadro climático tinha grande influência na distribuição da vegetação atual e na pedogênese recente, porém sem tanta importância na constituição mais particular do relevo, cuja estruturação vem sendo moldada desde o terciário, quando o clima deveria ter outras condições.

Por outro lado, as principais serras da região mostravam que seus rebordos escarpados ou ravinados eram remanescentes de planaltos e platôs, conhecidos como tabuleiros, chapadas e chapadões. Estas feições generalizadas na área constituíam testemunhos dos últimos estágios de aplainamentos do Continente Sul-americano e fatores fundamentais no modelamento de relevo. Também o tipo de desenvolvimento do perfil do solo - o latossólico - predominante na área, estava intimamente associado à origem deste modelamento.

Quanto à rede hidrográfica, pode-se observar que de sua dinâmica resulta uma série de superfícies semidissecadas, desagregadas em chapadas e tabuleiros, ou fechadas em depressões por encostas e escarpas circundantes com estreitas aberturas à drenagem. Como consequência, o efeito violento das enxurradas sazonais constituía o principal agente aluidor, tanto em áreas florestadas como nas regiões "desérticas" elevadas.

A presença de níveis distintos de aplainamento também sugeria a existência de períodos bem prolongados de erosão, onde os processos exógenos apresentavam tendências mais de arrasamento do que propriamente de esculturação de formas.

Em contra partida, o que se pôde avaliar na área foi o fato de as formas de relevo estarem esculturadas em uma topografia que refletia muito bem as estruturas. Nos terrenos mais acidentados, o entalhe seguia preferencialmente as grandes descontinuidades (falhas e fraturas), enquanto nos terrenos colinosos e mais arrasados eram salientados os elementos menores como a foliação, o acamamento e o bandejamento.

Estes aspectos fisiográficos concorreram de uma maneira decisiva para a escolha do tipo de imagem fotográfica, escalas adequadas e principalmente para a abordagem metodológica adotada.

2.2 - Aspectos de natureza geológica

Devido à complexidade geológica e estrutural da área, procurou-se estabelecer suas razões: se era devido às grandes variações litológicas existentes e suas formas de afloramento e/ou jazimento, ou aos problemas tectônicos impostos na área que ocasionaram uma geometria complexa.

Considerando estes fatores e a forma em que eles poderiam apresentar expressão superficial de variações no substrato, verificou-se que o estudo lito e cronoestratigráfico das unidades era mais dependente de trabalhos detalhados de campo, do que do uso das técnicas de sensoriamento remoto disponíveis.

Por outro lado, a existência de unidades litológicas com grande expressão e continuidade em área favorecia o estudo e a análise das deformações e a identificação destas através do sensoriamento remoto.

Os fatores de natureza geológica dependentes das propriedades físicas e químicas das rochas, as formas de afloramento e o jazimento serão abordados dentro dos critérios fotointerpretativos.

2.3 - Aspectos de natureza deformacional

Os processos deformacionais sofridos pelas rochas são os responsáveis, em grande parte, pelo controle morfoestrutural do relevo, (BASHENINA et alii, 1972), afetando as propriedades das imagens fotográficas de formas diferentes.

Dessa forma, vários aspectos estruturais foram considerados levando em conta os principais estilos deformacionais, assim como se a caracterização destes estilos poderia ser avaliada por técnicas de sensoriamento remoto.

Nesta fase, verificou-se que um conhecimento seguro das relações entre as rochas e suas deformações necessitaria de uma visão sintética de todos os elementos deformacionais devido à multivariância da expressão superficial das rochas.

A grande diversidade de elementos estruturais observados na área, com dimensões variáveis, também constitui um fator predominante no estabelecimento das técnicas e procedimentos adotados no trabalho.

2.4 - Aspectos de natureza interpretativa

A maior potencialidade dos diversos produtos de sensoriamento remoto para fins geológicos, está diretamente relacionada à capacidade do fotointérprete para selecionar e investigar as imagens que correspondem a um inventário e a uma distribuição em área de fatos imageados, e interpretá-las através de conclusões lógicas (SOARES et alii, 1981).

É nesta fase que uma série de considerações devem ser feitas quanto ao tipo de produto a ser utilizado e às técnicas de fotointerpretação empregadas. A definição das variáveis como decisiva no levantamento é uma atitude de natureza técnica e interpretativa, ficando o seu estabelecimento na dependência da relação custo/efetividade.

3.0 - Aquisição de imagens fotográficas

Com a caracterização dos aspectos mencionados no item anterior, verificou-se que, em função das características fisiográficas e geológicas da área, havia necessidade da utilização de dois tipos de produtos de sensoria
mento remoto:

- *Imagens orbitais*: o imageamento pelos satélites das séries LANDSAT, além do seu caráter sinótico (imageamento de uma cena de 185 x 185 km) e espectral (várias faixas do espectro eletromagnético), permi
te, pelo seu caráter de repetitividade (a cada 16 dias volta a imagear o mesmo alvo), selecionar imagens de diferentes épocas do ano, nos di
ferentes anos, e imagens com diferentes ângulos azimutais e de eleva
ção solar que exercem influência em sua análise.

As imagens LANDSAT utilizadas no trabalho e listadas na Tabela 2.1 foram selecionadas obedecendo os seguintes critérios:

- obtenção de pelo menos duas cenas por passagem: uma na faixa do visi
vel mais favorável à discriminação litológica e outra na faixa do in
fravermelho por apresentar maior realce morfológico e estrutural;
- obtenção de imagens em épocas diferentes que poderiam mostrar varia
ções de fenômenos sazonais (estação seca, estação de chuva);
- obtenção de imagens com baixos ângulos de elevação solar, os quais ofe
recem maior sombramento e realçam pequenas variações no relevo maior, e com ângulos azimutais perpendiculares ou próximo à direção de maior variação de altitudes topográficas, por serem mais favoráveis para dis
criminar unidades de relevo que se diferenciam quanto à altitude (NO
VO, 1982);
- obtenção de imagens em escalas diferentes para avaliar a variação de
conteúdo de informação (resolução espacial);

- obtenção de imagens TM do LANDSAT, devido à maior opção de bandas espectrais e maior resolução espacial, que se tornaram disponíveis em 1984.
- *Fotografias aéreas pancromáticas*: devido às grandes variações altimétricas da área, o uso de fotografias aéreas na escala 1:60.000 permitia uma melhor identificação das formas de relevo devido ao recobrimento estereoscópico e a uma maior resolução fisiográfica. Neste particular, padrões de forma de relevo e relações de contatos entre litologias poderiam ser avaliados para ser utilizados nas imagens orbitais.

4.0 - Pesquisa bibliográfica

A aquisição do material bibliográfico foi realizada em caráter sistemático durante todas as fases do projeto. Procurou-se manter atualizada a bibliografia quanto a conceitos e técnicas já empregadas em trabalhos semelhantes e principalmente quanto aos trabalhos geológicos referentes à área.

A pesquisa bibliográfica foi direcionada a temas que envolviam implicações geológicas no modelado do relevo, a estilos de dobramento e superposição de estruturas, a elementos tectônicos na identificação de falhamentos direcionais, a critérios e métodos de fotointerpretação de áreas metamórficas e a estudos geológicos realizados na área, tanto de caráter local como regional.

5.0 - Estabelecimento de critérios fotointerpretativos

A quantidade de informações geológicas que se pode obter de imagens fotográficas "sensu amplo" depende de vários fatores, muitos dos quais intrínsecos aos produtos obtidos pelos diversos sistemas de sensoriamento remoto (exemplo: resolução, banda espectral, aspectos sazonais, caráter sinótico, etc.) e outros referentes a aspectos fisiográficos, geológicos, deformacionais.

Os fatores intrínsecos ao produto estão intimamente relacionados com a fase de obtenção de dados, fase esta que depende da plataforma (orbital ou de aeronave) que irá transportar o sistema sensor, da trajetória do sistema que, por sua vez dependerá do tipo e localização do alvo, e do sistema sensor que pode variar com o tipo de detetor utilizado; este determinará a resolução espacial e espectral em diversas bandas do espectro eletromagnético. Maiores detalhes sobre estes fatores são encontrados nos manuais de sensoriamento remoto e de fotointerpretação da AMERICAN SOCIETY OF PHOTOGRAMMETRY (1960, 1975).

Já os fatores que envolvem a interpretação fotogeológica constituem pesquisas que buscam o desenvolvimento de conceitos e critérios que possam sistematizar as evidências geológicas, diretas ou indiretas nas imagens fotográficas. Os trabalhos de ABRANMS (1944), RAY (1955), LUEDER (1959), VON BANDAT (1962), GUY (1966), ALLUM (1966), RIVEREAU (1970), VERGARA, (1971), BASHENINA et alii (1972), SOARES E FIORI (1976), ABREU (1982) e VENEZIANI e ANJOS (1982) abordam princípios, conceitos, critérios e técnicas para a análise morfoestrutural do relevo e interpretação fotogeológica.

Dentro da vasta literatura fotogeológica, foram selecionados conceitos e critérios de tal forma que a quantidade de informações geológicas obtidas pudessem ser analisadas através de elementos de reconhecimento nas imagens, principalmente baseados no relevo e drenagem e nas respectivas texturas fotográficas.

Como guia na esquematização de critérios fotointerpretativos, os trabalhos de ALLUM (1966), VERGARA (1971), BASHENINA et alii (1972), LATTMAN (1958), RIVEREAU (1970), SOARES E FIORI (1976), ABREU (1982) e VENEZIANI E ANJOS (1982) foram os mais utilizados por apresentarem uma abordagem voltada mais para análise de elementos e formas de relevo.

Adotou-se para a fase de fotointerpretação a seguinte sistematização:

- definição dos elementos de reconhecimento nas imagens fotográficas: textura e estrutura, quebras de declive, assimetria de relevo e drenagem, formas de encosta, lineações de relevo e drenagem, e alinhamento de relevo e drenagem;

- estabelecimento das principais propriedades das rochas e sua influência no relevo. Estas propriedades estão intimamente relacionadas a fatores litológicos (grau de coesão, grau de permeabilidade, grau de plasticidade, grau de solubilidade, grau de heterogeneidade e grau de isotropia) e a fatores deformacionais (atitude das camadas, fraturas e falhamentos).

Nesta fase de definição dos critérios para a fotointerpretação fez-se necessário estabelecer conceitos para os termos adotados, visto que vários deles possuem significados diferentes dentre os diversos ramos da Geologia.

- *Textura fotográfica*: corresponde ao padrão adquirido pelo arranjo dos elementos texturais de imagem. Este padrão origina uma imagem de conjunto, devido à disposição destes elementos que conservam sua identidade na escala de imagem fotográfica. Entende-se por *elemento textural*: a menor superfície contínua e homogênea distinguível na imagem e passível de repetição (SOARES e FIORI, 1976). Isto implica que deve ser considerado, além do fator escala, o aspecto relativo à resolução espacial do produto utilizado para que se possa identificar o elemento de textura. Desta forma, feições ou objetos que são reconhecidos como elementos texturais em um determinado produto de sensoriamento remoto podem não ser reconhecidos em outro. Portanto, a textura deve ser caracterizada por "unidades" de textura e estas serem relacionadas diretamente com as propriedades espectrais dos alvos através do registro das tonalidades de cinzas (níveis de cinza) ou matizes de cores.

Aqui deve-se abrir um parêntese, pois o conceito de textura tem inúmeras implicações na interpretação fotogeológica. Por exemplo, solos residuais apresentam variações de textura e tonalidades que permitem a distinção de unidades rochosas completamente cobertas. Porém, a ausência de diferenciação do solo, direta ou indiretamente determinada nas imagens fotográficas, não pode ser tomada como indicadora da uniformidade de rochas do subsolo. Além disto, muitas rochas se alteram em cores diferentes daquelas da rocha fresca, o que pode apresentar tonalidades e texturas fotográficas diversas em diferentes lugares. Também fatores como umidade no manto de in

teperismo, permeabilidade e cobertura vegetal (stress de vegetação) têm uma função muito importante na análise da textura e tonalidade para a fotointerpretação.

- *Estrutura*: é a lei que exprime a disposição, no espaço, dos elementos de textura (RIVEREAU, 1970). Esta lei de organização caracteriza uma determinada forma de um padrão. Dentro deste conceito, relacionou-se a estrutura com o arranjo interno dos minerais das rochas (xistosidade, gnaissificação, foliação cataclástica, estrutura maciça, etc.) ou das fraturas (juntas e falhas).
- *Quebras de declive*: correspondem às rupturas de declive que possuem uma disposição regular e definida no espaço. As quebras com concavidades voltadas para cima (quebras negativas) foram interpretadas como limites fotolitológicos e as com concavidades para baixo (quebras positivas) como níveis de maior resistência à erosão. Estas quebras são de finidas em relevos tabulares com simetria de cornijas bem definidas (estruturas concordantes horizontalizadas) e em relevos dissimétricos a travês das cuestas (cornija-talus e depressão ortoclinal), costão, "hog-backs", cristais isoclinais (estruturas concordantes inclinadas).
- *Assimetria de relevo e drenagem*: a assimetria de relevo refere-se às quebras de declive que separam zonas de declividade maior e menor, ou zonas com propriedades de relevo diferentes, alternadamente, e definem o relevo assimétrico. A assimetria da rede de drenagem refere-se à presença de elementos com tamanho ou estruturas sistematicamente diferentes de um lado e do outro do elemento maior. As assimetrias de relevo e drenagem são interpretadas como indicadoras da posição espacial das camadas e/ou estratos, e permitem definir classes de valor dos mergulhos das camadas e foliações (SOARES e FIORI - 1976).
- *Formas de encostas*: estão relacionadas com os tipos de vertentes, os quais fornecem indicações dos estágios erosivos da área e da resistência à erosão do maciço rochoso. Estas formas, de acordo com o potencial erosivo, foram classificadas em côncavas, côncava-retilínea - convexas,

côncava-convexas e convexas. As formas de encostas são difíceis de de terminar em imagens fotográficas, principalmente quando não possuem es tereoscopia. Nestes casos, às formas de encostas associa-se um tipo de textura principalmente quando se analisa o relevo imageado por fa ces iluminadas/sombreadas - por luz-sombra conjugadas (VENEZIANI e ANJOS, 1982).

- *Lineações de relevo e drenagem*: o termo lineação foi aqui adotado para expressar feição natural, linear-retilínea ou arqueada, individual traçável na imagem. As feições de relevo e drenagem correspondem a ele mentos texturais fortemente estruturados e, quando interpretados, po dem representar traço de fratura (de drenagem); traço de foliação e traço de acamamento. Maiores detalhes sobre o significado dos traços de fratura, de foliação e de acamamento podem ser encontrados nos tra balhos de LATTMAN (1958), LATTMAN e NICKELSEN (1958), NORTHFLEET et alii (1971), FIORI e SOARES (1974), VON BANDAT (1962), ALLUM (1966), RAY (1963), VERGARA (1971) e RIVEREAU (1970).
- *Alinhamento de relevo e drenagem*: o termo alinhamento foi aqui empregado para expressar o arranjo alinhado, retilíneo ou arqueado, de formas na imagem (SOARES et alii, 1982). Estas formas são caracterizadas por feições com forte estruturação de seus elementos de relevo ou drenagem. Quando interpretados, os alinhamentos podem representar traços de aca mamento, traços de flancos de dobras, traços de clivagens tectônicas e traços de falhamentos. A definição dos alinhamentos como traço de aca mamento, de flanco de dobras ou de falhamentos depende de suas proprie dades nas imagens e dos fatores que controlam a textura das imagens. Os trabalhos de LUEDER (1959), MILLER (1961), ALLUM (1966), SOARES E FIO RI (1976), SOARES et alii (1982), VENEZIANI e ANJOS (1982) relatam, de uma forma didática, as principais características a serem observadas na análise e interpretação dos alinhamentos.
- Os termos que se referem às propriedades das rochas e estão relaciona das a fatores litológicos (grau de coesão, grau de permeabilidade, grau de plasticidade, grau de solubilidade, grau de heterogeneidade e grau de isotropia) e a fatores deformacionais (atitude de camadas, fraturas e falhamentos) foram utilizados no mesmo sentido dado por RIVEREAU

(1970), HOWARD (1965), WERNICK e SINELLI (1970), SOARES e FIORI (1976), HORTON (1945), ANHERT (1962) e PENTEADO (1974).

É importante salientar que os termos e seus respectivos significados, acima mencionados, foram empregados no estudo e na análise do relevo de uma área tectonicamente dobrada e falhada. Com isto, quer se dizer que nem todos os elementos citados foram identificados ou serviram como diagnósticos diretos das interpretações. Isto se justifica pelo fato de que relevos em estruturas dobradas e falhadas se desenvolvem e evoluem segundo o tipo de dobramento (posição da superfície axial e flancos) e a intensidade de fraturamento (juntas e falhas), variando dentro da área considerada ou fora dela, como se verá mais adiante.

6.0 - Mapa fotogeológico

Esta etapa do trabalho iniciou-se com a utilização de fotografias aéreas pancromáticas, na escala de 1:60.000, da USAF por duas razões básicas:

- por apresentarem resolução espacial maior que os outros produtos disponíveis;
- devido ao recurso de recobrimento estereoscópico que elas possuem.

Embora estas duas razões justificassem a decisão tomada, salienta-se que nesta fase não existiam produtos do TM (Thematic Mapper) do LANDSAT com resolução da ordem de 30 m e reproduções na escala de 1:100.000.

Com as retomadas desta fase, conforme o diagrama de fluxo de trabalho (Figura 2.1), verificou-se que a fotointerpretação pode ser iniciada utilizando os dois produtos simultaneamente e usando as fotografias aéreas para caracterização de detalhes, ou as imagens TM para definir as unidades e estruturas com extensões regionais.

Na interpretação dos pares estereoscópicos para fins cartográficos, utilizaram-se simbologias que expressassem limites fotogeológicos, ali

nhamentos, assimetria do relevo, propriedades das zonas fotolitológicas (resistência à erosão, fraturamento e tropia) e indicações de sinformes e antiformes.

As interpretações dos "overlays" individuais foram transferidas para cartas topográficas na escala de 1:50.000, do IBGE, através de substituição utilizando o "Zoon Transfer Scope", e, posteriormente, reduzidas para a escala 1:100.000.

Nesta fase, o mapa fotogeológico resultante serviu como subsídio para os trabalhos de campo, principalmente para selecionar os pontos que deveriam receber maior atenção na definição dos contatos geológicos, nas estruturas menores (pequenas dobras, falhas e fraturas) e na superposição de estruturas (redobramentos). Este mapa também foi de grande utilidade para diferenciar, no campo, as feições geológicas das geomorfológicas com formas esculturadas semelhantes.

7.0 - Mapas de lineamentos estruturais de imagens LANDSAT

Esta etapa do trabalho foi desenvolvida essencialmente com imagens LANDSAT devido ao fato de que nos trabalhos de fotointerpretação com fotografias aéreas, verificou-se que, através da textura fotográfica, linearidade de drenagem, vales amplos de fundos chatos assimétricos, relevos retilíneos com cristas contínuas e simétricas, lineações e alinhamentos de relevo e drenagem, a área de estudo apresentava uma intensa cataclase que não era restrita somente às zonas de descontinuidades, mas podendo ser um fenômeno generalizado.

Numa avaliação prévia das imagens LANDSAT, verificou-se que a área de estudo era intercortada por lineamentos com extensões de dezenas de quilômetros que a ultrapassavam.

Em função destas observações, tornou-se necessário elaborar o mapa de lineamentos utilizando imagens LANDSAT, (nas escalas 1:500.000 e 1:250.000) que ultrapasse os limites estudados para uma melhor visualização e configuração das estruturas falhadas.

Estes mapas foram utilizados em todãs as fases posteriores para a verificação dos principais tipos de falhamentos da área, definição de fases deformacionais e modificações na geometria dos dobramentos.

Os mapas de lineamentos foram confeccionados usando como base cartográfica as próprias imagens LANDSAT (TM), cuja projeção : SOM (Space Obliqua Mercator) se aproxima do sistema de projeção Universal Transversa de Mercator.

8.0 - Trabalhos de Campo

Os trabalhos de campo foram realizados em 3 fases distintas a saber:

- A primeira fase constou de um trabalho de reconhecimento, visando a seleção da área de estudo em função das técnicas a serem utilizadas. Nesta fase, foi realizada uma avaliação das características fisiográficas, litológicas e das grandes estruturas da área, percorrendo as estradas que ligam Conceição da Aparecida, Carmo do Rio Claro, Alpinópolis, Capitólio, Piumhi, Pimenta, Santo Hilário, Guapé, Ilícínia, e Campos Gerais.
- A segunda fase constou de três trabalhos de campo. O primeiro visou a avaliação dos resultados dos trabalhos de fotointerpretação, principalmente dos pontos selecionados previamente. O segundo e terceiro trabalhos foram realizados para definir as estruturas geológicas, principalmente aquelas com definição duvidosa nos produtos de sensoriamento remoto. Nesta segunda fase é que se pôde avaliar preliminarmente as fases de deformação da área.
- A terceira fase foi realizada através de dois trabalhos de campo, com o objetivo principal de solucionar problemas pendentes das fases anteriores e caracterizar as estruturas superpostas que mostravam figuras de interferência nas imagens fotográficas.

As observações de campo basearam-se em perfis efetuados ao longo das estradas e caminhos de toda a área estudada, concentrando-se as maio

res observações nas bordas da "grande estrutura de Furnas" correspondente às cidades de Alpinópolis, Capitólio, Piumhi, Ilícínia e Boa Esperança. Nos trabalhos de campo foram feitas descrições das litologias predominantes, medidas estruturais e observações dos solos e da vegetação, percorrendo cerca de 5.000 km com mais de 600 pontos descritos. Os resultados destes trabalhos a cham-se em fase de publicação no INPE - MATTOS e OHARA (1985).

9.0 - Definição de grandes estruturas

A partir da geometria apresentada pelas estruturas nas imagens fotográficas e da análise dos elementos estruturais de campo, foram definidas as principais fases deformacionais, os principais dobramentos (estilos e dimensões), e os grandes falhamentos (inversos, de cavalgamento e transcorrentes). Nesta fase é que se estabeleceram as grandes unidades estruturais da área.

10.0 - Definição de estruturas menores

A partir da grande variação existente nas superfícies axiais e eixos das dobras métricas e milimétricas, procurou-se estabelecer os diferentes estilos de dobras, levando em conta a relação das superfícies de escorregimento com as estruturas planares originais. Desta forma, pôde-se estabelecer as relações existentes entre as diferentes superfícies de referência (estratificação, foliações e lineações subseqüentes). Ficaram caracterizados, com o auxílio dos mapas fotointerpretados, dois estilos fundamentais de dobras: as dobras flexurais ou concêntricas que definiam as grandes flexuras com superfícies axiais subverticais e as dobras cisalhantes (shear folds) com sucessivas camadas sub-horizontais paralelas ao seu traço axial.

A interpretação macroscópica destes dobramentos foi realizada utilizando vários critérios propostos por TURNER (1948), TURNER e WEISS(1963), HOBBS et alii (1976), RAMSAY (1967), VIALON et alii (1976). Os trabalhos de RAMSAY (1958), HOPWOOD (1974), MENDELSON (1959), DE SITTER (1956) e WILLIAMS (1972), WHITTEN (1966) foram utilizados principalmente para a caracterização dos estágios de cisalhamento e das superfícies preexistentes (clivagem ardosiana, foliação de acamamento, foliações oblíquas e interseção de superfícies).

11.0 - Definição de superposição de estruturas

Em função da caracterização das estruturas maiores e menores e da geometria de suas formas obtidas com as fotografias aéreas, pôde-se estabelecer as deformações superpostas, com estilos que variavam de região para região e eram parcialmente modificados pelas estruturas rígidas existentes.

As estruturas caracterizadas pelas superfícies de interferência (superposição de duas fases de dobramentos maiores) foram analisadas com base essencialmente nos modelos de padrões de interferência propostos por RAMSAY (1962b e 1967) e nas considerações feitas por HOPWOOD (1974), TOBISCH (1966, 1967), ROACH e DUFFELL (1974) e NAHA e HALYBURTON (1977).

12.0 - Definição de estruturas não-perceptíveis em dados de sensoria- mento remoto

Nesta etapa foi realizada uma revisão de elementos estruturais de campo (foliações, xistosidades, lineações de interseção, "kink bands", eixos dobrados, geração de fraturas, clivagens tectônicas, etc.) procurando estabelecer suas relações com as fases de deformações da área. Também foi nesta etapa que se procurou estabelecer as deformações póstumas e o tectonismo de bandeamento com relação à xistosidade de crenulação.

13.0 - Integração dos resultados

A integração dos resultados foi realizada visando sua análise integrada e o tipo de decisão a ser tomada. A melhoria dos resultados se deu com a retomada da pesquisa bibliográfica, reinterpretação das imagens, análise de novas imagens (TM LANDSAT) e outros trabalhos de campos. Neste processo, repetidas realimentações foram feitas até que não houvesse modificações a introduzir. Verificou-se que esta fase de decisão é de grande importância para a otimização dos dados e para as técnicas utilizadas, evitando redundância e superposição de informações no planejamento dos trabalhos.

14.0 - Avaliação final dos resultados

De posse dos resultados integrados, definiu-se a cronologia das fases deformacionais existentes na área, procurou-se estabelecer uma evolução tectônica para ela e comparou-se esta área com as demais áreas da borda oeste do Craton do São Francisco.

15.0 - Relatório final

Elaborou-se o presente relatório que, na parte de métodos, visa explicar as razões da seqüência e das técnicas adotadas e, como resultado da pesquisa, dar uma contribuição ao conhecimento das deformações e relações estruturais da região da represa de Furnas, obtidas a partir de dados de sensoriamento remoto.

CAPÍTULO 3

DISCUSSÃO DOS RESULTADOS

3.1 - CONSIDERAÇÕES PRÉVIAS

Desde as primeiras décadas do século, vários estudos vêm sendo realizados na borda sul do Craton do São Francisco, principalmente na tentativa de caracterizar estratigraficamente as unidades litológicas aí existentes, as quais pertencem a uma faixa móvel que se estende até o leste de Goiás, de finida como Faixa de Dobramentos Brasília (ALMEIDA, 1968).

Os primeiros estudos que envolveram um reconhecimento geológico da região de Furnas foram realizados por LAMEGO (1935), visando a caracterização das formações proterozóicas e os lençóis triássicos que se espalhavam nos altiplanos bimarginais dos chapadões. Porém, a definição e caracterização das unidades geológicas na área são de BARBOSA (1955) que, em trabalhos posteriores, ampliou e redefiniu os Grupos Araxá e Canastra.

Estudos comparativos das unidades da região da represa de Furnas, visando o empilhamento estratigráfico e suas relações estruturais, constituem uma das maiores dificuldades devido à ampla distribuição das unidades na área, com processos deposicionais distintos e fontes diversas de contribuição de material sedimentar.

Trabalhos referentes a processos deformacionais são poucos e muitas vezes localizados. Alguns modelos estruturais foram propostos por TEIXEIRA e DANNI (1978), SCHMIDT e FLEISCHER (1978), WERNICK et alii (1981); porém, são nas grandes sínteses sobre a borda sul do Craton do São Francisco que se encontram esquemas evolutivos da área como no trabalho de ALMEIDA et alii (1976) que, na divisão de Províncias Estruturais, inserem a região da represa de Furnas na denominada Província Tocantins (Faixa Uruaçu e Brasília). Em trabalhos mais recentes como os de MARINI et alii (1981), CORDANI (1981), FUCK e MARINI (1981), ALMEIDA (1981), BRAUN (1982), ARTUR e WERNICK (1984), SIMÕES e FUCK (1984), TROUW et alii (1984) e COUTO (1982) verifica-se a busca

de maiores conhecimentos de integração regional e características litológicas e estruturais sobre as faixas dobradas da borda oeste e sudoeste do Craton do São Francisco.

Do ponto de vista estratigráfico, as rochas da região da represa de Furnas têm sido atribuídas ao embasamento indiviso (granito - gnaisses), ao Grupo Araxá (xistos verdes, micaxistos e migmatitos), à Formação Canastra (filitos e quartzitos) e às rochas do Grupo Bambuí (ardósias, calcários e conglomerados).

O embasamento sílico constitui a infra-estrutura regional e tem suas melhores exposições representadas por rochas granito-gnáissicas e pequenas porções vulcano-sedimentares, cuja evolução se acha inteiramente associada ao embasamento granito-gnáissico. Este embasamento, ao sul da zona Ruptil Cássia-Barbacena (WERNICK e FIORI, 1981), acha-se inserido no denominado Maciço de Guaxupé, constituído por um bloco crustal antigo de evolução policíclica; representado pelo Complexo de Silvianópolis, equivalente ao Grupo Barbacena (FIORI et alii, 1978), de idade arqueana. Sobre este embasamento, estão implantados os metassedimentos do Grupo Amparo, referentes ao ciclo Transamazônico (WERNICK e PENALVA, 1973; ARTUR et alii, 1979).

Para WERNICK et alii (1981) os migmatitos e granulitos do Complexo Silvianópolis e os gnaisses fitados e bandados do Grupo Amparo, formadores da cunha de Guaxupé (Maciço de Guaxupé), apresentam um padrão estrutural de dobras isoclinais com traço axial NE, clivagem plano axial bem desenvolvida e fortes evidências de transposição. Fenômenos de redobramentos durante o evento Uruaçuano também são constatados através de dobras isoclinais, as quais redobram a foliação anterior com vergência para NE. Também o ciclo Brasília não se fez presente nestas rochas com dobramentos abertos, isopacos e sem vergência definida.

Quanto à seqüência vulcano-sedimentar na região de Fortaleza de Minas e no flanco sul da serra da Ventania, TEIXEIRA (1978), TEIXEIRA e DANNI (1978) descrevem, a ocorrência de uma faixa estreita de rochas, bem individualizada e localizada junto à extensa faixa de rochas cataclásticas (de direção NW). Esta faixa apresenta algumas características que, do ponto de vista estratigráfico, estrutural e do seu próprio posicionamento, são seme-

lhantes às raízes das seqüências vulcanogêneas do tipo "greenstone belt", no sentido utilizado pelos geólogos sul-africanos. Também na região de Piumhi, FRITZSON JUNIOR et alii (1980) e PINHEIRO (1980) descrevem uma seqüência vulcano-sedimentar, cujo vulcanismo se apresenta com estrutura almofadada com lavas de todos os tipos, inclusive ultrabásicas. As características destas seqüências conferem ao Complexo Piumhi aspectos de um cinturão de rochas verdes com uma idade, provavelmente, arqueana.

Sobre este embasamento polimetamórfico e em descontinuidade litológica-estrutural assenta-se uma seqüência de rochas que se distinguem dele, tanto pelas características litológicas (seqüências metapelíticas e metapsamíticas) como pelo grau metamórfico e estilo estrutural que se manifesta com variação na geometria e no processo deformacional.

Um dos primeiros estudos das seqüências metapelíticas e metapsamíticas da região de Furnas datam de 1924, onde LAMEGO (1935) faz o reconhecimento físico-geológico do vale do Rio Grande, descrevendo as principais litologias da região. Porém, BARBOSA (1955) é quem descreve estas seqüências definindo o Grupo Araxá, caracterizado por xistos verdes, micaxistos e gnaisses com fácies anfibolítica, e o Grupo Canastra, representado essencialmente por quartzitos (mil folhas) e filitos, sendo este último uma unidade mais nova e de grau metamórfico do tipo xistos verdes.

Após a caracterização cronoestratigráfica destes grupos, vários autores têm continuamente revisto essas seqüências com o objetivo de caracterizá-las no tempo e no espaço. Assim, os trabalhos de MARINI et alii (1976), BRAUN e BATISTA (1978), TEIXEIRA e DANNI (1978), MARINI et alii (1981), COUTO (1982), TROUW et alii (1984), entre outros, dão uma noção das alterações sofridas por estas unidades à luz de novos conhecimentos.

• Unidade Araxá

Uma grande dificuldade tem sido o empilhamento da Unidade Araxá, em razão de sua ampla distribuição e de suas variações faciológicas de natureza tanto sedimentar, como metamórfica. Destes aspectos resulta a difícil obtenção de colunas guias estratigráficas regionais. Acresce-se a estas dificuldades a imprecisão do relacionamento tectonoestratigráfico entre as Unida

des Araxã e Canastra. Quanto à Unidade Canastra, alguns advogam sua extinção, outros pretendem que ela seja equivalente ao Grupo Araxã e até mesmo à Formação Paranoá do Grupo Bambuí (SCHOBENHAUS FILHO et alii, 1975; MARINI et alii, 1976).

BRAUN (1970), estudando esta unidade na região de Ipameri (Goiás), dividiu o Grupo Araxã em quatro seqüências: a primeira, basal, inicia-se por xistos com intercalações de quartzitos maciços e gnaisses com gradacões para ortoquartzitos micáceos; a segunda constitui um nível chave, representado por micaxistos com granada, que com aumento de plagioclásio assume composição gnáissica; a terceira intercala xistos verdes com finos leitos de quartzitos e mármore; e, finalmente, a quarta, o topo da seqüência, caracteriza-se por quartzitos, quartzo filitos, xistos muscovíticos (hematíticos ou grafitosos) que foram considerados como litologias representativas do Grupo Canastra. Mais tarde, BRAUN e BAPTISTA (1978) invertem as seqüências acima, correlacionando o Grupo Canastra com a seqüência anteriormente considerada como a base do Grupo Araxã.

Vários são os critérios para estabelecer uma coluna estratigráfica para toda a Unidade Araxã, inclusive critérios que justifiquem a separação litológica entre ela, seu embasamento e a Unidade Canastra. Para BARBOSA et alii (1970a), o termo Araxã deve ser utilizado apenas para xistos e quartzitos (granatíferos), considerando as rochas gnáissicas como pertencentes a um complexo mais antigo. Já DANNI et alii (1973) consideram o Grupo Araxã, na região de serra Dourada (GO), uma unidade litoestratigráfica constituída unicamente por rochas do facies anfibolítica.

ALMEIDA et alii (1973) correlacionaram o Grupo Araxã com os Grupos Andrelândia, Varginha e Itapira, definido por EBERT (1957,67,68,71), ou com o Grupo Amparo, uma vez que este engloba os três últimos grupos, conforme trabalhos de SOARES (1976), WERNICK (1977) e BETTENCOURT (1978). Devido à complexidade acima mencionada, pode-se encontrar nos projetos Sapucaí (BRASIL, DNPM, 1979b) e Mantiqueira-Furnas (SILVA et alii, 1978) a Unidade Araxã englobada nos denominados complexos ou associações, os quais recebem o nome de localidades ou expressões morfogeográficas (Ex.: Associação Barbacena - Complexo Furnas - Unidade Itaú e Passos).

• Unidade Canastra

A Unidade Canastra definida inicialmente por BARBOSA (1955) como formação, adquiriu status de série e, finalmente, foi caracterizada por BARBOSA et alii (1970b) como grupo. A este grupo, Barbosa associou um conjunto de rochas metamórficas de baixo grau, principalmente representadas por quartzo-muscovita-sericita xistos e muscovita-biotita xistos ao lado de quartzitos (feruginosos e mesmo itabiríticos) e filitos prateados e filitos grafitosos com pirita.

TEIXEIRA e DANNI (1978) mencionam que Barbosa em 1973 reconsiderou a posição estratigráfica discordante entre os Grupos Araxá e Canastra sobrepondo este último, em concordância ao Grupo Araxá. Desta maneira, o Grupo Canastra volta à condição de formação. Também o hiato metamórfico entre estas duas unidades foi questionado por BARBOSA et alii (1970a) que consideram as diferenças de fácies (almandina anfibolito para o Araxá e xisto verde para o Canastra), devidas ao retrometamorfismo por empurrões que, invariavelmente, marcariam a passagem do Grupo Araxá para o Grupo Canastra.

Jã PAUSEN et alii (1974) discordam deste hiato, consideram os vários tipos litológicos dos Grupos Araxá e Canastra como decorrentes de diferentes condições de sedimentação original, e conservam estratigraficamente a posição inferior para os micaxistos (Grupo Araxá) e superior para os quartzitos e filitos (Grupo Canastra).

Como se pode constatar, o real posicionamento da sequência Canastra é ainda um problema de grande conflito; este problema se agrava quando se cogita quais são as litologias que realmente pertencem ao Grupo Canastra. Como exemplo, pode-se citar um pacote litológico do Grupo Canastra, individualizado sob a designação Formação Paracatu por ALMEIDA (1968), que foi incorporado à Formação Paraobepa do Grupo Bambuí por BRAUN (1968). Grande parte do Grupo Canastra foi correlacionada com a Formação Paranoá do Grupo Bambuí por COSTA et alii (1970). Já COUTO e BEZ (1981) e COUTO (1982), em suas redefinições estratigráficas, incluem esta unidade no Grupo Macaúbas por razões litológicas, estratigráficas e razões ligadas ao evento glacial Jequitã.

Uma outra problemática é quanto à idade do Grupo Canastra, considerada por COSTA et alii (1970) como idade brasileira, mas cuja deposição ocorreu cerca de um bilhão de anos, o que é aparentemente confirmado por datações K/Ar entre 800 a 540 m.a. obtidas para este grupo (HASUI e ALMEIDA, 1970). A esta interpretação opõe-se a carta geológica do Brasil ao Milionésimo - Folhas Rio de Janeiro, Vitória e Iguape (BRASIL, DNPM, 1979a), na qual é atribuída a idade transamazônica ao Grupo Canastra. Esta interpretação baseia-se provavelmente nas constatações de FERRARI e BRANDALIZE (1971) e BRAUN e BAPTISTA (1978), que observaram as passagens graduais entre os Grupos Araxá e Canastra, e na argumentação de BRAUN e BAPTISTA (1978), que consideraram que o baixo grau de metamorfismo do Grupo Canastra em relação ao Grupo Araxá é, em grande parte, o resultado de uma diaftorese por efeito de milonitização. Somma-se a isto o fato de apenas as rochas do Grupo Canastra estarem cavalgando o Grupo Bambuí e o contato delas com o Grupo Araxá nunca se expor nos blocos carreados.

• Unidade Bambuí

Embora esta unidade não esteja largamente representada na região da represa de Furnas, ela faz parte de sua geologia.

À proporção que os conhecimentos da Bacia do Bambuí iam sendo aquilatados, vários foram os geólogos que se preocuparam com esta unidade, tanto do ponto de vista estratigráfico como estrutural.

ESCHEWEGE (1882), utilizando o termo Arenito Pirapora designou uma formação horizontal superposta a xistos argilosos na região de Cachoeira de Pirapora, dando assim o primeiro cunho estratigráfico a esta unidade. DERBY (1881) denominou Série São Francisco a uma seqüência de rochas pelíticas e carbonáticas, e, anos mais tarde, 1906, sugeriu sua divisão em duas unidades tectônica e cronologicamente diferentes.

O termo Bambuí deve-se a RIMANN (1917), que o utilizou para caracterizar a mesma seqüência descrita por DERBY (1906); entretanto, esta denominação está indevidamente consagrada na literatura.

MORAES e GUIMARÃES (1930), FREYBERG (1932) e MIRANDA (1953) descreveram o Grupo Bambuí incrementando elementos, facies e evidências tectônicas. BRANCO e COSTA (1961) foram os primeiros a proporem uma divisão estratigráfica para estas rochas. Mais tarde, BARBOSA (1963) sugeriu modificações neste grupo subdividindo sua sequência pelítico-carbonática nas formações: Samburã, Paranoã, Sete Lagoas, serra da Gineta, Lagoa do Jacaré e Três Marias.

BRAUN (1968), analisando as características de discontinuidades dos calcários, das margas, dos siltitos e dos argilitos, concluiu que estes tipos litológicos representam facies, dividindo-as em quatro: Três Marias, Indaiã, Sete Lagoas e Paranoã. Elaborou uma coluna estratigráfica, dividindo o Grupo Bambuí em três formações: inferior (Paranoã), média (Paraopeba) e superior (Três Marias) e dando à Série Bambuí a categoria de grupo.

COSTA et alii (1970) propuseram uma nova estruturação para o Grupo Bambuí, dividindo-o em Tectonogrupos Sete Lagoas, João Pinheiro e Formosa.

Os trabalhos de BARBOSA et alii (1969, 1970b), SCHÖLL (1973), BEURLEN (1974), DARDENNE (1978b), DARDENNE e WALDER (1979), COUTO e BEZ (1981) e COUTO (1982) com novas subdivisões aumentaram o conhecimento litotratigráfico sobre o Grupo Bambuí. Porém, para a região de Furnas, a proposta de BRAUN (1968) e BARBOSA (1955) é que mais se ajusta, levando em conta principalmente a ocorrência do conglomerado Samburã e Formação Paraopeba (Subgrupo Paraopeba).

O conglomerado Samburã (BRANCO, 1957), ou Facies Samburã (BRAUN, 1968), ocorre na região de Furnas e constitui grandes "ilhas" de formas alongadas, as quais são formadas essencialmente por um conglomerado polimítico com intercalações de argilitos, às vezes bastante fraturados (quebradiços), arenitos feldspáticos e lentes de arcósios. Este conglomerado distribui-se nas zonas próximas à borda ocidental da bacia e acha-se sob argilitos, calcários e filitos com cotas diferentes. Em 1952, Lawson no Projeto Mantiqueira-Furnas (SILVA et alii, 1978) atribuiu a origem deste conglomerado polimítico ao soerguimento da área-fonte, e, devido à sua formação em leque adelgaçado para dentro da bacia em forma de cunha, classificou-o como típicos "fanglomerados".

A Formação Paraopeba distribui-se na região de Furnas, principalmente nas bordas da serra da Canastra e no SE da cidade de Carmo do Rio Claro, na serra das Tromentas, alinhada e balizada pelos falhamentos de direção WNW-ESE. Morfologicamente esta unidade apresenta-se em Furnas sob três domínios distintos, de acordo com sua predominância litológica (domínio dos argilitos, dos conglomerados e dos calcários).

Litologicamente esta unidade é constituída por argilitos, siltitos, calcários, margas, conglomerados, filitos e principalmente na região de Furnas são encontrados ritmitos e diamictitos.

As relações de contato desta unidade com as rochas do embasamento gnáissico-migmatítico dão-se sempre por uma superfície erosiva que constitui uma discordância angular do tipo não-conformidade. O contato com o Grupo Canastra já é difícil de ser definido devido ao grau de intemperismo, podendo ser por discordância angular do tipo inconformidade, ou estrutural por falhas imbricadas (inversas ou de empurrão) e, em parte, por falhamentos direcionais (transcorrentes) reativados, que provocam o desenvolvimento de foliação nos pelitos e diamictitos do Bambuí.

Quanto às características tectônicas, a região da represa de Furnas apresenta um quadro estrutural que condiciona a posição e as relações estratigráficas das unidades dos Grupos Araxá e Canastra, e seu embasamento. Nos trabalhos de TEIXEIRA e DANNI (1978), SCHMIDT e FLEISCHER (1978) FRITZSON JUNIOR et alii (1980), MATTOS (1980), TROUW et alii (1984) entre outros é que se encontram as características das principais estruturas dobradas e falhadas da região e respectivas fases de dobramento, como será visto mais adiante.

De uma maneira simplificada, a Tabela 3.1 sumaria as unidades cronoestratigráficas da região da represa de Furnas e suas principais características estruturais e tectônicas, segundo MATTOS (1980).

TABELA 3.1

RELAÇÕES ESTRATIGRÁFICAS E TECTOESTRUTURAIS NA REGIÃO DA REPRESA DE FURNAS

UNIDADES CRÔNOES STRATIGRÁFICAS	CARACTERÍSTICAS LITOLÓGICAS	CARACTERÍSTICAS ESTRUTURAIS E TECTÔNICAS	CICLOS	CRONOLOGIA
Aluviões.	Depósitos fluviais em aluviões, terraços e zonas de inundação.	- Sem estruturas.		Recente.
Coberturas terciárias e quaternárias.	Coberturas detríticas-laterísticas.	- Fraturas e diaclases resultantes de movimentação recente.		Cenozóico.
Grupo Canastra.	Clorita xistos com lentes de metacalcários piritosos, muscovita xistos e quartzitos muscovíticos, quartzitos maciços, filitos ardósias e metacôgglomerados.	- Metamorfismos de facies xistos verdes. Fortes deformações de cavalgamento associadas a dobramentos concêntricos mais suaves que redobram estruturas preexistentes.	Brasiliiano e Uruçuano.	Pré-Cambriano Superior.
Grupo Araxá.	Granada muscovita xistos, anfíbolitos xistos, muscovita-biotita xistos; muscovita-quartzito xistos e lentes de quartzitos micáceos com fortes evidências de cataclases e metabasitos associados.	- Metamorfismo de facies xistos verdes, caracterizado por fases de deformações cisalhantes, as quais geram grandes estruturas de cavalgamento carregadas com vergência para NE.	Brasiliiano e Uruçuano.	Pré-Cambriano Superior.
Rochas cataclásticas.	Gnaisses cataclásticos (migmatitos?) ricos em biotita e hornblenda.	- Dobramentos cisalhantes com traços axiais NEE-exibindo intensa cataclase (transposição).	Uruçuano? ou Transamazônico.	Pré-Cambriano Médio?
Complexo basal migmatítico-gnaissico.	Migmatitos e gnaisses anatéticos que constituem núcleos mais antigos e paragneisses de origem sedimentar.	- Polimetamorfismo de facies xistos verdes a anfíbolito. Dobramentos isoclinais N50-70W com gnaissificação de transposição e intenso tectonismo rígido que gera sistemas transcorrentes.	Uruçuano? ou Transamazônico. (retrabalhados)	Pré-Cambriano Médio a Inferior.

FONTE: MATTOS (1980) p.21.

3.2 - AS GRANDES UNIDADES PALEOGEOGRÁFICAS E TECTÔNICAS DA REGIÃO DE FURNAS

A região da serra da Canastra e represa de Furnas é constituída principalmente por materiais de cobertura do Proterozóico Médio e Superior, parte deformados no Ciclo Uruaçuano e totalmente retomados no Ciclo Brasília no e por um embasamento gnaíssico migmatítico de idades arqueanas e transamazônicas retrabalhadas nos ciclos posteriores.

As características litológicas e grau metamórfico destes terrenos proterozóicos e arqueanos permitem dividir a área em três zonas paleogeográficas mais ou menos paralelas à direção dos grandes falhamentos (Figura 3.1):

- A Zona Bambuí - caracterizada pelo grande desenvolvimento que ela adquire no Proterozóico Superior.
- A Zona Araxá-Canastra - com unidades bem desenvolvidas no Proterozóico Médio.
- A Zona Guaxupé - caracterizada por um grande desenvolvimento de rochas migmatíticas e granulíticas, a qual corresponde a um maciço mediano remobilizado em vários ciclos, o que dificulta sua reconstrução paleogeográfica.

Estas zonas apresentam um arco com a concavidade para nordeste (partes mais externas) as quais, morfologicamente, se acham bem representadas na zona Araxá-Canastra (Arco da Canastra).

Fig. 3.1 - Zonas estruturais da região da represa de Furnas.

A divisão da área em zonas faz sentido, tanto do ponto de vista paleogeográfico como estrutural. A Zona Bambuí caracteriza-se por um estilo tectônico superficial e ausência de magmatismo e metamorfismo (incipiente ou ausente). A Zona Araxá-Canastra corresponde a um nível estrutural mais profundo, caracterizada por dobramentos similares, desenvolvimento de foliação de fluxo e um metamorfismo que varia de mesonal a epizonal de oeste para leste. Já na Zona de Guaxupé, a presença de granulitização marca um metamorfismo do tipo catazonal, com importante magmatização ácida, onde os granitos de segregação magmática têm grandes desenvolvimentos.

O trabalho ora desenvolvido concentra-se basicamente na Zona Araxá-Canastra cujo limite norte com a Zona Bambuí é marcado nas imagens LANDSAT por um sistema de lineamentos estruturais e o limite sul, por um contato discordante com a Zona de Guaxupé, marcado por um conjunto de serras alinhadas para noroeste que se estendem desde Alpinópolis até Boa Esperança, ultrapassando os limites estudados.

Considerando os aspectos paleogeográficos da área e as unidades proterozóicas nela aflorantes, esta região apresenta características tectônicas comuns, porém, dentro dela, podem-se diferenciar dois domínios com certas características particulares conforme a Figura 3.2, os quais são:

- Domínio Araxá.
- Domínio Canastra.

O Domínio Araxá ocupa a parte mais interna da Zona Araxá-Canastra, sendo representado pela parte central do Sinclinal de Passos. É claramente delimitado nas imagens LANDSAT, em parte, por lineamentos estruturais que representam a continuidade de falhamentos inversos das serras quartzíticas mais ao norte. Este domínio configura uma flexura (concavidade voltada para noroeste), limitada por falhas transcorrentes de direção N60-70W. Este domínio, devido ao grau metamórfico superior ao das unidades subjacentes, mostra que a sequência estratigráfica acha-se invertida por fase de dobramentos que será visto mais adiante.

Fig. 3.2 - Distribuição do Domínio Araxá e Domínio Canastra.

O *Domínio Canastra* é o que possui maior distribuição dentro da Zona Araxá-Canastra. Acha-se assentado em discordância estrutural sobre a Zona Guaxupê, ao sul e a Zona Bambuí, ao norte, limites estes reforçados por zonas de cisalhamentos. Já a leste seu contato com a Zona Bambuí é através de fortes falhamentos inversos. Neste domínio, também uma forma de semi-cunha com concavidade para nordeste marca a configuração do fechamento de grande estrutura de Furnas.

3.3 - UNIDADES LITOLÓGICAS

Dentro da região estudada, do ponto de vista cronoestratigráfico, podem-se distinguir quatro grandes grupos: por um lado, o embasamento gnáissico-migmatítico (retrabalhado), discordante sob o Proterozóico e, dentro destes, três conjuntos que se diferenciam principalmente pelas diversas condições na sedimentação original (Seqüências Araxá e Canastra) e por uma discordância do tipo inconformidade que marca a passagem das deformações pré-brasílianas com as brasílianas (típicas no Bambuí).

Devido aos episódios tectônicos ocorridos na área, a estratigrafia é complexa, apresenta relações de contato eminentemente tectônicas entre os principais estratos, mostra um posicionamento estratigráfico invertido nas coberturas metassedimentares (Unidades Araxá e Canastra) causado por uma fase de dobramentos isoclinais deitados (segunda fase deformacional). Uma série de descontinuidades originadas por falhamentos inversos ou de empurrão (terceira fase deformacional) provocou fortes imbricamentos entre as litologias da Unidade Canastra e as da Unidade Bambuí, o que dificulta ainda mais a definição litostratigráfica da área.

Em função dessa complexidade, torna-se difícil estabelecer uma coluna estratigráfica padrão para a região e, soma-se a isto, uma grande variação faciológica que retrata bem uma mudança na fonte de suprimento. Portanto, a descrição das diversas unidades mapeadas foi dirigida para sua sucessão atual e sua distribuição cartográfica. Estas unidades mapeadas, através dos seus tipos litológicos, permitem uma análise e interpretação das sucessivas fases deformacionais que ocorreram na área.

Em termos gerais, o período compreendido entre o Arqueano e o Proterozóico Superior é representado na área por um embasamento gnáissico-magma

títico que, segundo o Projeto Sapucaí (BRASIL, DNPM, 1979b), corresponde à parte dos Complexos lavras, Varginha e Campos Gerais e às coberturas metassedimentares atribuídas aos Grupos Araxá, Canastra e Bambuí. Estas três unidades, embora haja relações de semelhanças entre si, conforme mencionado anteriormente por MARINI et alii (1981), serão aqui identificadas como unidades distintas.

3.3.1 - EMBASAMENTO GNÁISSICO-MIGMATÍTICO

Foram englobadas no embasamento gnáissico-migmatítico todas as rochas altamente transformadas e complexamente estruturadas, as quais intimamente se relacionavam tanto petrograficamente como estruturalmente através de sua estrutura gnáissica de transposição, oriunda na maior parte de rochas migmatíticas retrabalhadas. Estas rochas, devido a origens diversas, têm sido agrupadas em associações e, dentro destas associações, em complexos, como é o caso de BRAUN e BAPTISTA (1978), que as denominaram Associação B. No Projeto Sapucaí (BRASIL, DNPM, 1979b), elas são agrupadas na Associação B₁ (Complexo Lavras) e na Associação Barbacena (Complexo Campos Gerais), ou simplesmente Complexo gnáissico-migmatítico, dentro da Associação Barbacena, no Projeto Mantiqueira-Furnas (SILVA et alii, 1978).

Na área mapeada, este embasamento está representado por um conjunto de rochas predominantemente migmatíticas, às vezes gnáissicas com núcleos granitóides. Apresentam assembléias litológicas sem grandes variações, exceto pela presença de corpos intrusivos maciços ou xistificados de composição ácida até ultrabásica e por corpos alongados lenticulares, formados de micaxistos, rochas quartzosas ferro-magnesianas e quartzitos cataclásticos. A existência de komatiitos diversos nestas litologias marca a presença dos cinturões de rochas verdes arqueanas, com recorrências metamórficas retrôgradadas, devido a fenômenos de cataclase e hidrotermais superimpostos.

Uma das características marcantes deste embasamento, principalmente na porção sul da área (entre Alpinópolis e Conceição da Aparecida), é a presença de uma fase de migmatização seguida de uma fase de deformação que desenvolve uma foliação de transposição, dando origem às estruturas gnáissicas predominantes na área (MATTOS, 1980). Um evento posterior típico de um cisalhamento dútil-rúptil imprimiu em todas estas rochas um conjunto de estruturas cataclásticas, o que dificulta uma caracterização das suas origens. A pre

sença de maciços graníticos é rara, embora ocorram nas porções sudoeste e oeste da área; o mesmo acontecendo com os corpos granulíticos que possuem seu maior desenvolvimento ao sul de Conceição da Aparecida.

As rochas do embasamento gnáissico-migmatítico distribuem-se essencialmente ao sul e a oeste da área mapeada, bordejando estruturalmente o que se denomina mais adiante a grande estrutura de Furnas. Na porção sul estas rochas ocorrem a partir do flanco meridional da serra da Ventania (sul de Alpinópolis), passando a oeste da cidade de Carmo do Rio Claro e tendo seu maior desenvolvimento rumo ao sul-sudeste. Já na porção leste da área, com um contato tectônico norte-sul com as litologias da Unidade Canastra, este embasamento apresenta-se com boas exposições desde Boa Esperança até Formiga, onde desaparece sob as coberturas cenozóicas e sob os metassedimentos do Grupo Bambuí.

3.3.1.1 - CARACTERÍSTICAS FOTOGEOLÓGICAS

Os eventos geológicos e tectônicos ocorridos de forma diferenciada neste embasamento refletem, na fisiografia, características bem marcantes. Assim sendo, a individualização deste embasamento como uma unidade fotogeológica distinta (Apêndice A) foi obtida essencialmente através das relações genéticas entre as propriedades das imagens (de relevo e drenagem) e as propriedades da unidade fotogeológica (fatores litológicos e estruturais). Neste sentido, verificou-se que a unidade se apresentava com moderada resistência à erosão, medianamente orientada (isotrópica) na porção leste da área, crescendo na parte sul, com alto grau de fraturamento, relevo moderadamente assimétrico e textura fotográfica alta. A convergência destas evidências permitiu identificar, em termos geológicos, de que se tratava de um conjunto litológico com diferentes composições químicas/mineralógicas (erosão diferencial), com fortes evidências de dobramentos (anisotropia), com exposição de camadas mais resistentes (formas alongadas e com a mesma direção) e com planos de fraturamento de alto ângulo e relativa resistência a esforços de compressão e tensão (comportamento plástico-rígido).

Os limites dessa unidade fotogeológica são marcados por descontinuidades que, ao sul da área, são caracterizadas por expressões retilíneas dos planos de ruptura (alinhamentos de relevo e drenagem), associadas a mergulhos subverticais (cristas simétricas e lineações de relevo retilíneas), sendo

por isto mesmo interpretadas como falhas de alto ângulo e, conseqüentemente limites tectônicos.

Outro fato a ser observado nessa unidade fotolitológica é a variação textural do relevo, onde, nas porções leste da área (Cristais e Formiga), a erosão foi mais intensa e com fenômenos de pediplanização. Aí ocorrem zonas de cobertura arenosas, o que leva a caracterizar essa unidade como menos tectonizada, enquanto na porção sul (Alpinópolis a Carmo do Rio Claro) o relevomenos arrasado exibe características de uma tectônica mais ativa.

Embora a tonalidade de cinza ou matizes de cores não fossem utilizados diretamente na caracterização desta unidade fotolitológica, principalmente pela alta densidade textural fotográfica, é possível identificar zonas de predominância dos gnaisses e migmatitos, devido aos solos arenosos que fornecem tonalidades claras na faixa do infravermelho (canal 7 MSS do LANDSAT). Também é possível individualizar corpos básicos e ultrabásicos dentro dos gnaisses e migmatitos pela coloração mais escura que aparece no mesmo canal 7, devido ao maior desenvolvimento de cobertura vegetal (maior fertilidade).

3.3.1.2 - ASPECTOS LITOLÓGICOS

As rochas que constituem o embasamento da região da represa de Furnas são caracterizadas espacialmente por uma grande variação de tipos litológicos de idades e origens diversas. Na porção leste da área (desde Boa Esperança até Formiga) as rochas encontradas com maior freqüência são as quartzo-feldspáticas com estruturas gnáissicas e rochas graníticas equi e inequigranulares, junto a migmatitos diversos. Localmente corpos de metabasitos e metaultrabasitos ocorrem como diques xistificados associados a cataclasitos, junto a dois sistemas principais de falhas com direções N50W e N80E.

Embora as rochas granitóides sejam predominantes nesta região, observa-se que algumas delas apresentam estruturas gnáissicas com leitos descontínuos e microdobras disruptas, resultado de migmatitos transpostos, cuja foliação de transposição representa a gnaissificação atual. Este conjunto de rochas encerra tipos petrográficos com paragênese compatível com facies anfibolíticas e secundariamente com facies granulíticas (retrometamorfizadas). As rochas gnáissicas apresentam colorações cinza-claro e esverdeadas, com gra

nulação média a fina e presença de pequenos blastos de feldspato que exibem mais para leste porções granulíticas quartzo-feldspáticas, leucocráticas do tipo metassomático.

Na região do Boticão (nordeste de Boa Esperança) predominam as rochas granitóides de cores cinza-róseo a esbranquiçadas, de granulação fina a grosseira e, quando decompostas, o feldspato em parte apresenta-se caulinizado. Nestes locais são bastante evidentes as variações granulométricas texturais e composicionais das rochas.

Como tipos litológicos predominantes do embasamento na porção leste da área salientam-se: quartzo-plagioclásio-biotita-muscovita gnaisses de granulação fina a média e de textura grano-lepidoblástica; biotita-hornblenda granito; quartzo-plagioclásio-biotita gnaisses; de granulação média a grosseira e de textura granoblástica com desenvolvimento de foliação; hornblenda gnaisses de granulação fina a média, de textura grano-cataclástica que gradam para migmatitos com estruturas (dobradas, ptigmáticas, oftálmicas, flebítica, etc.) junto a zonas de falhas de empurrão.

Já na porção sul da área, região entre Alpinópolis e Carmo do Rio Claro, rumando para sudeste, as rochas predominantes são biotita-gnaisses, biotita-anfibolito-gnaisses com fortes evidências de cataclase, as quais são caracterizadas por um bandeamento constituído por bandas alternadas de quartzo-feldspático e bandas de biotita e anfibolito. Estas rochas, por estarem intensamente tectonizadas, sofreram variações na textura, estruturas, composição e no modo de ocorrência, condicionadas por várias fases deformacionais, caracterizando-se como uma seqüência intensamente retrabalhada.

Dois tipos básicos de rochas ocorrem nesta porção sul. O primeiro corresponde a migmatitos com intercalações de leitos anfibolíticos concordantes com a foliação gnáissica (de transposição) ou são preservados como pequenos xenólitos. Estes migmatitos apresentam-se com uma forte foliação de transposição, evidenciada por dobras intrafoliares disruptas (rootless fold) e leitos máficos e fêlsicos descontínuos. Devido à intensidade desta deformação mecânica, as estruturas migmatíticas foram obliteradas transformando-se em estruturas gnáissicas. Neste conjunto migmatítico-gnáissico, corpos isolados de granitóides e granulitos passam a ter uma maior predominância, à medida que

se desloca para oeste e sul respectivamente. Estas rochas são constituídas quase que integralmente por tipos petrográficos de facies anfibolítica, com freqüentes associações de minerais típicos de retrometamorfismo (processos cataclásticos). Encontram-se termos litológicos do tipo migmatitos com estruturas oftálmicas, migmatitos homogêneos cinzentos, hornblenda-biotita-gnaiss metassomáticos, rochas calcossilicatadas e migmatitos bandados com granada.

Quanto às relações de contato, verifica-se que este grupo acha-se bastante compartimentado tectonicamente, onde os blocos ora fazem limites com corpos metaultrabásicos que representam seqüências vulcano-sedimentares xistificadas e metamorfizadas em facies anfibolíticas, ora fluem (sotopostos) para uma seqüência tipicamente metassedimentar (gnaisses bandados), ora exibem aspectos que refletem processos de granulitização e migmatização, seguidos de recorrência metamórficas retrôgadas, devido a processos cataclásticos e hidrotermais associados.

O segundo tipo corresponde a um conjunto heterogêneo de rochas com natureza predominantemente metassedimentar, cujas litologias principais são biotita e/ou hornblenda-gnaisses com predominância de plagioclásio entre os feldspatos. Subordinadamente apresenta silimanita e granada. Estas rochas exibem como estrutura um forte bandejamento com textura granoblástica a cataclástica. Associadas a estas litologias encontram-se intercalações de gnaisses-graníticos, ortoquartzitos, gonditos, gnaisses-anfibolíticos, rochas calcossilicatadas, pequenas lentes de mármore dolomíticos e presença de rochas granulíticas e charnockíticas, à medida que se caminha mais para o sul (fora da área de mapeamento).

Quanto ao metamorfismo, verifica-se que as assembléias de minerais mostram que ele foi enérgico e de média a alta pressão, exibindo evoluções de caráter policíclico. Também devido a fenômenos de retrometamorfismo, é difícil estabelecer regionalmente em que faixa metamórfica estas rochas melhor se esquadram. Soma-se a isto uma cataclase generalizada, acompanhada de recristalização, fenômenos hidrotermais que levam a considerar os diferentes tipos de rochas como metamorfitos cataclásticos com aspectos gnáissicos.

3.3.1.3 - ASSOCIAÇÕES E IDADE

Qualquer tentativa de correlacionar ou associar os diferentes tipos litológicos do embasamento da região da represa de Furnas com unidades já mapeadas, tanto a leste como ao sul da área, torna-se difícil, principalmente devido à complexidade tectônica que coloca lado a lado grupos de rochas com origens e idades diferentes.

O embasamento que ocorre na porção leste da área, que se estende desde a cidade de Boa Esperança para até o oeste da cidade de Formiga, apresenta tipos petrográficos metamorfizados associados a corpos metabásicos / metagrabásicos e granitóides diversos, que se assemelham em parte ao Grupo Andrelândia de EBERT (1968) e que foram agrupados dentro do Complexo Lavras pelo Projeto Sapucaí (BRASIL, DNPM, 1979b). Preferiu-se manter aqui a designação Complexo Lavras para o embasamento desta região, visto que a ocorrência destas rochas é restrita no presente mapeamento, o que não permitiu, através das técnicas utilizadas, obter informações que traduzissem coerentemente um comportamento regional associável a alguma unidade já descrita nas proximidades da área.

Já na porção sul, no embasamento que se estende de Alpinópolis, passando por Carmo do Rio Claro e rumando para sudoeste, os dois tipos básicos de rochas mencionados anteriormente foram agrupados dentro dos Complexos Campos Gerais e Varginha no Projeto Sapucaí (op. cit.). Porém, a semelhança, tanto estrutural como litológica, com as rochas do Grupo Amparo e parte do Complexo de Silvianópolis descritas por FIORI (1979), para as regiões de Serrania e Machado, mais ao sul, leva a deduzir que este embasamento carece de um detalhamento maior, tanto estrutural quanto petrográfico, a fim de que se possam realmente estabelecer associações e correlações com os principais grupos de rochas.

Ressalta-se que as rochas da região da represa de Furnas, quando comparadas com as do Grupo Amparo e parte do Complexo Silvianópolis, apresentam diferenças causadas por uma deformação cataclástica generalizada que provocou variações na textura, composição e modo de ocorrência das rochas, e condicionou direções de imbricamentos do embasamento com unidades mais novas.

Quanto à idade destas rochas, a problemática é maior, pois o embasamento apresenta seqüências tipicamente arqueanas, como é o

caso dos cinturões (de rochas verdes) arqueanos de Piumhi e ao sul de Alpinópolis, até rochas do Pré-Cambriano Superior (Projeto Sapucaí - BRASIL, DNPM, 1979b).

Embora as datações sejam poucas nesses embasamentos em termos radiométricos, encontram-se idades desde o Arqueano até o Proterozóico Superior (Projeto Sapucaí - BRASIL, DNPM, 1979b). Assim, para o Complexo Lavras foram encontradas idades arqueanas (2.565 ± 160 ma, Rb/Sr, rocha total) em migmatitos oftálmicos e (2.316 ± 146 ma, Rb/Sr, rocha total) em rochas graníticas, ambas próximas a ribeirão Vermelho; idades transamazônicas (1.856 ± 48 ma, K/Ar, anfibolito) em enclaves paleossomáticos anfibolíticos de gnaisses, próximo a Perdões; idades estas que podem representar um aquecimento regional durante a orogênese transamazônica. Para o Complexo Campos Gerais, idades transamazônicas rejuvenecidas (1.588 ± 112 ma, Rb/Sr, rocha total) foram reveladas nos biotita-hornblenda gnaisses, próximos à represa de Furnas a oeste de Campos Gerais. Já no Complexo Varginha, idades que revelam etapas sin e tarditectônicas do evento brasileiro foram atestadas em rochas granulíticas (570 ± 18 ma, K/Ar) e em anfibolitos (651 ± 21 ma, K/Ar) próximos a Monte Belo.

Em função dos dados acima, verifica-se que o embasamento, também em questão de idade, é complexo e carece de uma definição melhor de sua idade real, para uma melhor elucidação da evolução geotectônica regional. Com os dados atuais, o que se verifica é que as rochas deste embasamento mostram processos polifásicos e policíclicos que permitem caracterizá-las como seqüências retrabalhadas de origens diversas.

3.3.2 - UNIDADE ARAXÁ

As rochas atribuídas ao Grupo Araxá apresentam uma vasta distribuição geográfica, com uma grande variação litológica, faciológica e com posicionamento estratigráfico variável. Por estas razões, o Grupo Araxá tem sofrido sucessivas alterações, redefinições e até modificações em suas áreas de ocorrência. Na área do presente estudo, excluindo a Formação Canastra, este grupo restringe-se a uma pequena área, o que dificulta o estabelecimento de uma coluna estratigráfica que pudesse ser comparada com outras de áreas já mapeadas. Portanto, a denominação Unidade Araxá foi aqui adotada para evitar

uma proliferação taxonômica a um conjunto de metamorfitos que muito se assemelha à definição original de BARBOSA (1955).

Assim, a Unidade Araxã refere-se a dois pacotes litológicos: um constituído de xistos feldspáticos e biotita-gnaisses finos, localmente com aspecto de metagrauvaca (com ou sem granada), com cristais grandes de feldspatos fragmentados; e outro pacote, predominantemente de quartzo-micaxistos a duas micas, granatíferos ou não, com lentes de quartzitos e calcoxistos. Estes metassedimentos ocorrem ao norte da cidade de Alpinópolis, rumando daí para noroeste dentro de uma calha sinclinal (Sinclinal de Passos) cujo fechamento se dá à montante do reservatório de Furnas. Uma das características marcantes deste conjunto litológico é seu intenso cisalhamento e sua sobreposição a quartzitos micáceos laminados (Formação Canastra). Como será visto mais adiante, as relações entre as superfícies de acamamento e de foliação (S_0 e S_1) do Araxã mostram que nesta região elas ocorrem no flanco inverso de um grande dobramento isoclinal deitado que, neste caso, mostra uma inversão estratigráfica conforme já constatada por TEIXEIRA e DANNI (1978).

É importante ressaltar que dos dois pacotes litológicos acima mencionados, os quartzo-micaxistos a duas micas é a litologia mapeável para a unidade na área. Já os xistos feldspáticos e os biotita gnaisses sotopostos acham-se fortemente intemperizados e geralmente afloram ao longo da drenagem principal. Devido a este forte intemperismo, não foi possível estabelecer as relações de contato entre estes xistos e os quartzitos da Unidade Canastra, porém, não foi constatada nenhuma discordância entre eles; apenas existe descontinuidades estruturais (falhamentos) que marcam o limite dos xistos da Unidade Araxã e os quartzitos da Unidade Canastra.

3.3.2.1 - CARACTERÍSTICAS FOTOGEOLÓGICAS

Em todos os produtos fotográficos utilizados neste trabalho a Unidade Araxã pôde ser delimitada através de uma textura fotográfica bem característica. Porém, nas fotografias aéreas e nas imagens TM do LANDSAT puderam-se estabelecer com maior clareza os limites fotogeológicos da unidade como um todo e subdividi-la em 2 zonas fotolitológicas distintas. As razões pelas quais estes dois produtos foram melhores para a discriminação desta unidade deve-se, no caso das fotografias aéreas, ao recurso de estereoscopia que

permitiu delimitar com maior nitidez as principais quebras de relevo (quebras negativas) e traçar os alinhamentos de drenagem que representavam descontinuidades entre os limites da unidade Araxã com as demais unidades. No caso das imagens TM, deve-se à maior resolução e, conseqüentemente, maior contraste de textura fotográfica dentro da unidade e contraste de borda ao longo dos alinhamentos de relevo e drenagem (lineamentos estruturais).

Através das propriedades de relevo e drenagem, pôde-se individualizar, dentro da unidade, duas zonas fotolitológicas com as seguintes características: a primeira zona, que representa a unidade como um todo, mostra-se com baixa resistência à erosão, medianamente orientada, com médio fraturamento concentrado em feixes, relevo quase simétrico, textura fotográfica média a nula e quase sempre uniforme. Já a segunda zona, que se acha inserida na primeira, apresenta-se com limites erosivos bem evidenciados na superfícies estruturais exumadas, cujas quebras negativas mostram que correspondem a estruturas concordantes que expõem camadas menos competentes sobre as mais competentes. Esta segunda zona difere da primeira por apresentar índices mais elevados quanto à resistência à erosão, ao grau de fraturamento, além de apresentar um relevo mais assimétrico e uma textura fotográfica bem definida. Estas características fotolitológicas mostram que as litologias destas zonas acham-se com grau de alteração bem avançado, apresentam-se com uma anisotropia marcada por uma foliação bem desenvolvida, com concentração de zonas de fraturamento orientadas sob forma de feixes de fratura. Através de dados de assimetria, verifica-se que as camadas são sub-horizontais a medianamente inclinadas (mergulhos $< 30^0$) com mergulhos convergentes, o que permite definir que a Unidade Araxã se acha atualmente restrita à calha de uma grande estrutura sinformal.

Independentemente das propriedades espectrais desta unidade, ela se manifesta nas imagens fotográficas com tonalidade de cinza-médio, resultado de uma textura fotográfica moderada a alta e de um relevo simétrico que controla a relação sombra e face iluminada.

3.3.2.2 - ASPECTOS LITOLÓGICOS

Na área de ocorrência da Unidade Araxã, que se inicia a sudeste da Barragem de Furnas, tomando daí a direção noroeste, ocorre uma seqüência

litológica onde predominam os quartzo-biotita-muscovita-xistos, granatíferos ou não, podendo ser encontrados, ainda, micaxistos feldspáticos, gnaisses fitados, anfibolito xistos e rochas intensamente deformadas cataclasticamente, as quais originam, localmente, blastomilonitos, milonitos e filonitos.

Devido à complexidade apresentada por estes tipos litológicos face às intensas deformações tectônicas sofridas, não foi possível uma separação estratigráfica mais detalhada. Entretanto, através da fotointerpretação (APÊNDICE A) e de acordo com a composição, caracteres texturais e estruturais, foram individualizados dentro da unidade dois domínios litológicos distintos (APÊNDICE C).

No primeiro domínio, que representa a maior expressão da Unidade Araxá em área, observa-se predominância dos micaxistos a duas micas e quartzo-xistos, tendo como acessório a granada que ocorre sob a forma de porfiroblasto com dimensões médias de dois centímetros ou constituindo diminutos cristais disseminados em toda a rocha. Também cristais aciculares de turmalina preta e cristais tabulares de cianita são encontradas com frequência, quando comparados com a presença da estauroлита e rutilos que são raros.

No domínio dos micaxistos a duas micas, vários tipos litológicos são encontrados, mostrando que o quartzo é o mineral responsável pela passagem dos micaxistos para os quartzo-xistos até rochas quartzosas sob a forma de facies laterais e verticais. Quando predomina o quartzo-biotita-muscovita xisto, a rocha caracteriza-se por uma granulação fina, textura granolepidoblástica, estrutura xistosa microdobrada e de cristais de quartzo alongados intercalados às micas, os quais podem estar recristalizados, porém, sempre acompanhando a foliação. A biotita ocorre em palhetas curtas ou lamelas que se intercalam com os agregados de muscovitas que, via de regra, são mais abundantes e ocorrem como palhetas maiores sob a forma de pequenas lentes alinhadas e recurvadas por pequenas dobras. A turmalina, quando presente, acha-se inteiramente associada às micas como grãos irregulares ou prismáticos. Já a granada forma porfiroblastos oclares, geralmente fraturada, envolta por muscovita e biotita. Como acessório, nos quartzo-micaxistos, encontra-se a presença de apatita e zirconita e plagioclásio com formas oclares.

O segundo domínio litológico que se encontra sotoposto aos quartzo-micaxistos a duas micas e que aflora por contato erosivo (APÊNDICE C) é constituído essencialmente por muscovita-biotita-xistos feldspáticos, portadores de epidoto, calcita e quartzo. Possui freqüentemente granulação fina a média, xistosa, geralmente de textura granolepidoblástica, às vezes, cataclástica.

Os espécimes encontrados neste domínio são geralmente constituídos por quartzo e feldspatos numa textura em mosaico e agregados de micas em formas de lentes. Os cristais de quartzo e plagioclásio são irregulares, geralmente fraturados, em cujas fraturas são encontrados argilo-minerais. A muscovita forma agregados lenticulares, cujas palhetas se encontram deformadas em estruturas sigmoidais com a presença, em seus núcleos, de minerais opacos e zircão. A biotita ocorre sob forma de finas lamelas dentro de agregados ou como palhetas isoladas paralelas à xistosidade principal. A granada é quase ausente, porém, quando aparece, ocorre como pequenos grãos ocelares fraturados envolvidos pela muscovita e biotita. Na maioria das vezes, as inclusões de feldspato e quartzo preservam a orientação geral da xistosidade.

Associadas aos xistos feldspáticos ocorrem rochas gnaissicas caracterizadas por uma individualização de leitos quartzo-feldspáticos que se alternam com leitos micáceos de biotita e/ou muscovita, proporcionando uma foliação típica de gnaissificação. Embora os dados sobre estes gnaisses sejam poucos, pôde-se observar que eles ora estão condicionados às zonas de feldspatização dos xistos, proporcionadas por falhamentos, ora são resultados de uma foliação de transposição de migmatitos.

No primeiro caso, eles ocorrem como milonito gnaísse cataclástico que mostra, do ponto de vista textural, variações de micaxistos a xistos gnaissóides até verdadeiros gnaisses. Esta transição foi observada no perfil Cancã-São José da Barra, onde os micaxistos passam a uma rocha constituída pela alternância de finos leitos biotíticos com leitos mais claros de quartzo-feldspato, com a presença de pequenos clastos de feldspato e/ou quartzos estratificados, originando, na maioria das vezes, "boudins". Próximo às zonas de falha, estes gnaisses tornam-se finamente bandados devido à natureza cataclástica, como na região Cancã, os quais petrograficamente podem ser classificados de quartzo-milonito gnaisses.

No segundo caso, mais raro, os biotita gnaisses são resultados de transposição de migmatitos e ocorrem como gnaisses finos bandados, com textura lepidoblástica, sem evidências fortes de cataclase, com uma série de dobras intrafoliares disruptas (vide seção 3.4.4.1) que permitem a identificação da transposição ocorrida; como exemplo, estes gnaisses podem ser encontrados na fazenda Furna.

Os dois tipos de gnaisses acima mencionados são caracterizados pela paragênese quartzo-plagioclásio-microclina-biotita-muscovita, podendo ainda ser encontrados granada, epidoto, sericita, opacos, zircão, titanita e apatita. Estruturalmente, apresentam-se com aspectos variados, com tipos de granulação fina a média, inequigranular, às vezes com porfiroclastos (microclina) lenticulares e deformados.

3.3.2.3 - ASSOCIAÇÕES E IDADE

O atual conhecimento sobre o Grupo Araxã definido por BARBOSA et alii (1969) mostra que este grupo já perdeu suas características estratigráficas iniciais e, conseqüentemente, estas características não se encontram corretamente definidas ao longo de toda a área de ocorrência destas rochas. A dificuldade em cartografar a Unidade Araxã reside não só na sua complexidade litológico-estrutural que favorece o agrupamento de litologias que se correlacionam ou gradam para conjuntos mais complexos (inserindo-se neles as litologias definidas por BARBOSA et alii (op. cit)) como também em uma melhor definição dos diversos ambientes e processos deposicionais que as litologias do Araxã foram submetidas, o que o autor deste trabalho acredita ter dado origem a facies distintas que variam de região para região.

Portanto, uma tentativa de associar ou correlacionar as litologias aqui descritas como Unidade Araxã com as do Grupo Araxã para outras regiões não é muito prudente. A título de exemplo, o próprio BARBOSA e colaboradores (op. cit.) realizaram alterações nos limites inferiores e superiores do Araxã, bem como sua distribuição em área. Também na região noroeste de Goiás, as rochas xistosas e quartzíticas previamente consideradas como integrantes do Araxã foram redefinidas (HASUI et alii, 1975 e 1977) e associadas à Faixa de Dobramentos Paraguai-Araguaia (Grupo Estrondo e Supergrupo Baixo-Araguaia). Já no centro de Goiás, na região das serras da Mesa e Dou

rada, evidências estratigráficas, litológicas e tectônicas levaram MARINI et alii (1977) a denominarem Grupo Serra da Mesa os pacotes de metamorfitos anteriormente considerados Araxã por BARBOSA et alii (1969).

A maior dificuldade de correlação surge quando se tenta estabelecer relações estratigráficas e estruturais do Grupo Araxã com unidades fora de suas áreas de ocorrência típicas, ou seja, da faixa de dobramentos de Proterozóico Médio, que se estende do Triângulo Mineiro ao nordeste de Goiás (Faixa Uruaçu e Faixa Brasília). Por exemplo, TROUW et alii (1984), estudando as regiões de Capitólio, Passos e Alpinópolis, atestam, através de mapeamentos detalhados, análises estruturais e microtectônicas, que as litologias do Araxã e Canastra são muito semelhantes às dos Grupos Andrelândia, Carrancas e São João del Rei, o mesmo acontecendo com a evolução estrutural e metamórfica. Porém, esses autores advertem que ainda faltam muitos mapeamentos detalhados, na região abordada, para confirmar as correlações propostas.

Considerando as controvérsias ainda existentes em torno do Grupo Araxã, a falta de uma coluna estratigráfica padrão e as dificuldades em agrupar as litologias descritas em trabalho de detalhe, este grupo encontra-se englobado em associações e complexo, como é o caso do Projeto Mantiqueira-Furnas que o considera dentro da Associação Barbacena, pertencendo ao Complexo Furnas com a denominação Unidade Passos.

Para resguardar o termo Araxã, o autor optou pela denominação Unidade Araxã e, com isso, considera que os metamorfitos ora descritos apresentam continuidade geográfica e características geológicas, estruturais e metamórficas comuns com o Grupo Araxã na região do Triângulo Mineiro e, portanto, constituem parte dele.

Quanto à idade das rochas desta unidade, não se dispõe de dados para determinar o período dos eventos de sedimentação, e o último evento tectônico ocorrido na região praticamente homogeneizou o estilo tectônico e o grau metamórfico das seqüências aí existentes. Por outro lado, os dados litoestratigráficos são insuficientes e os dados geocronológicos inexistem na área. Vários são os autores que, através de modelos de evolução tectônica, propõem para o Araxã uma idade pertencente ao Proterozóico Médio. Assim, ALMEIDA et alii (1976), dentro da Faixa Uruaçu, consideram que o Araxã foi sedi-

mentado, dobrado e metamorfizado (até facies anfibolito) durante o Ciclo Uruaçuano (entre 1.300 e 1.000 m.a.). Já DANNI e LEONARDOS (1980), utilizando a tectônica de placas, caracterizam, no estágio de subducção, níveis estruturais da evolução do Grupo Araxá no Proterozóico Médio. MARINI et alii (1981), FUCK e MARINI (1981), MARINI et alii (1984) ratificam a idade de Proterozóico Médio para esta unidade.

Através dos resultados estruturais obtidos neste trabalho, constataram-se fases deformacionais no Araxá e no Canastra que antecedem a deposição dos metassedimentos do Grupo Bambuí (Proterozóico Superior), o que vem confirmar, para o Araxá, idades deformacionais pertencentes ao Proterozóico Médio.

3.3.3 - UNIDADE CANASTRA

A Unidade Canastra é a unidade que possui maior distribuição em área, sendo, portanto, praticamente a responsável pela configuração atual do relevo mais acidentado. Por outro lado, é a que preservou, morfoestruturalmente, as principais deformações ocorridas na área.

Pelas mesmas razões apresentadas para a Unidade Araxá, optou-se pela terminologia Unidade Canastra, visto que, embora esta unidade englobe as rochas tidas por BARBOSA et alii (1970a) como Grupo Canastra, na região de Furnas, além das características mineralógicas peculiares, as rochas aí existentes constituem um conjunto intensamente tectonizado, com estruturas ainda não descritas para o Grupo Canastra. Também, a imprecisão do relacionamento tectonoestratigráfico entre o Araxá, Canastra e Bambuí faz com que as opiniões sejam divergentes, ora considerando o Canastra como um grupo, ora como uma formação do Grupo Araxá e até mesmo pertencente à Formação Paranoá do Grupo Bambuí.

Portanto, o autor considera como Unidade Canastra, três predomnantes conjuntos litológicos tectonizados, assim caracterizados: uma zona com predominância de rochas filíticas e clorita xistos com finas intercalações de quartzitos laminados, que contêm lentes de metacalcários piritosos; uma zona caracterizada por intercalações rítmicas e milimétricas de quartzitos e xistos muscovíticos intensamente laminados e microdobrados; e uma zona espessa

de rochas quartzosas, constituída ora por quartzitos esbranquiçados e maciços, ora pelo predomínio de quartzitos intensamente laminados muscovíticos, com finos leitos de muscovita xistos regularmente intercalados.

Estes três conjuntos litológicos que praticamente sustentam toda a esculturação do relevo na região de Furnas apresentam sua distribuição espacial controlada por uma fase deformacional que deu origem a um grande dobramento isoclinal deitado, tipo "nappe", cujos processos erosivos ora expõem o flanco inverso deste dobramento, ora preservam o seu flanco normal. Somam-se a esta esculturação os efeitos de imbricamento das rochas provocados pelas grandes transcorrências associadas a falhamentos inversos/empurrões.

Portanto, a separação e individualização destes tipos litológicos, e conseqüente correlação em toda área, deve ser feita identificando apriori os flancos inversos e normais do referido dobramento isoclinal (interseção de superfícies) e os efeitos dos falhamentos (descontinuidades).

Assim, na região de Alpinópolis, junto às principais serras que se alinham WNW, a Unidade Canastra assenta-se diretamente sobre o embasamento, iniciando-se pelos filitos e micaxistos ã clorita, seguidos pelas intercalações de quartzitos e xistos muscovíticos e, no topo da seqüência, os grandes bancos de quartzitos maciços e quartzitos laminados que sustentam as cristas das principais serras ã existentes. Sobre este conjunto se assentam os xistos e gnaisses granatíferos da Unidade Araxã.

Esta seqüência estratigráfica é típica quando se mapeia o flanco inverso do dobramento isoclinal. Já próximo ao reservatório de Furnas, e daí para o norte, a ordem do conjunto litológico é inversa da existente em Alpinópolis, visto que nestas áreas o flanco normal foi preservado.

Nas porções mais orientais da área, região entre Piumhi e Santo Hilário, os flancos normais e inversos acham-se mais verticalizados devido aos falhamentos inversos e, assim, pode-se visualizar melhor as seqüências litológicas que exibem uma simetria perfeita, ou seja, os núcleos dos antiformes, que constituem as cristas das serras, são formados pelos quartzitos maciços e/ou laminados, associados aos xistos e, sobre eles, seguem assentadas,

nas encostas, as intercalações de quartzitos e xistos encimados pelos filitos e clorita-xistos. Nos mapas fotogeológico e geológico estrutural (APÊNDICES A e C), os exemplos acima citados são facilmente visualizados.

3.3.3.1 - CARACTERÍSTICAS FOTOGEOLÓGICAS

Os tipos litológicos dominantes e os grandes traços estruturais da Unidade Canastra favorecem o desenvolvimento de um relevo que permite, com relativa facilidade, identificar, usando produtos de sensoriamento remoto, as zonas de predominância de rochas pelíticas associadas a quartzitos, através de um relevo colinoso com cristas alinhadas e realçadas, ou zonas eminentemente quartzíticas, cujo relevo é mais acidentado, com declives mais abruptos e topos aplainados sob forma de chapadões.

Utilizando as principais propriedades destes relevos e das formas e padrões de drenagem, o autor pôde estabelecer, nas imagens TM do LANDSAT e, com maior precisão, nas fotografias aéreas, três zonas fotolitológicas com limites fotolitológicos sempre marcados por quebras negativas contínuas, exceto onde estes limites eram definidos por descontinuidades marcadas como traços de falha (APÊNDICE A).

Dentro de cada zona fotolitológica, foram analisadas suas principais propriedades fotolitológicas observando-se várias características. A primeira zona que ocupa topograficamente as posições mais baixas e geralmente as calhas dos sinformes, apresenta-se com baixa resistência à erosão, moderadamente orientada, com fraturamento médio, relevo com simetria média e textura fotográfica semi-homogênea. Estas propriedades permitem deduzir que as rochas estão intensamente intemperizadas e facilmente erodíveis, apresentam características de um material fino, foliado e relativamente fraturado, com mergulhos suaves, podendo apresentar intercalações de material mais grosseiro.

A segunda zona, que geralmente ocupa as meia-vertentes do relevo, apresenta-se com valores moderados quanto à resistência à erosão, isotrópia e assimetria do relevo, e com valores altos quanto ao grau de fraturamentos e textura fotográfica; estas propriedades conferem a esta zona rochas menos erodíveis e intemperizadas, o material é mais arenoso do que pelítico, as rochas são bem fraturadas e foliadas com mergulhos mais fortes, e existe uma variação maior no intercalamento dos estratos.

A terceira zona ocupa os pontos culminantes do relevo, ora formando cristas ora chapadões, e se mostra com valores altos quanto à resistência à erosão, isotropia, ruptibilidade, e com valores médios a altos quanto à assimetria do relevo e textura fotográfica. Estes índices permitem estabelecer para esta zona o predomínio de um único tipo litológico, constituído de material grosseiro e arenoso, pouco erodido e intemperizado, intensamente fraturado e foliado em bancos preferenciais, que ora estão sub-horizontalizados, ora mais verticais devido a falhamentos.

Em uma análise integrada destas três zonas fotolitológicas constatou-se que a intersecção dos seus limites com a superfície do relevo dava origem a formas geométricas (figuras de interferência) as quais permitiram determinar deformações plásticas (dobramentos e redobramentos) e, até mesmo, indicar os principais eixos dos sinformes e antiformes originados por estas deformações.

3.3.3.2 - ASPECTOS LITOLÓGICOS

O conjunto litológico que integra a Unidade Canastra, como visto anteriormente, é predominantemente constituído por quartzitos maciços ou intensamente foliados e sericíticos, e intercalações de quartzitos, xistos e filitos com calcários subordinados.

De acordo com a forma de ocorrência, predominância e características texturais e estruturais, pôde-se individualizar três conjuntos litológicos distintos.

O primeiro conjunto é caracterizado pela predominância de rochas quartizíticas intensamente tectonizadas, com finas intercalações de rochas de aspecto filítico e filonítico de prováveis rochas vulcânicas básicas. Os quartzitos são geralmente de granulação fina a média, de coloração clara, sericíticos ou não, maciços ou laminados e com níveis ferruginosos. Estes quartzitos, quando maciços, são esbranquiçados, crenulados, de granulação mais grosseira, ora com aspecto microconglomerático, ora constituindo autênticos ort quartzitos recristalizados que sustentam as cristas das principais serras da área. Já os quartzitos muscovíticos apresentam-se finamente foliados, com ní

veis ferruginosos, quase sempre com finas intercalações de clorita xistos e filitos e com níveis mais sílicos de cor cinza-escuro.

Deve-se ressaltar que estes corpos quartzíticos encontram-se sempre ondulados, com pequenas dobras isoclinais e, freqüentemente, com veios de quartzo "boudinados". Fortes evidências de cataclase são encontradas nestes quartzitos; por exemplo, os quartzitos muscovíticos mostram-se com textura granolepidoblástica a granocataclástica; o quartzo ocorre em grãos engrenados com forte extinção ondulante e, em alguns casos, como lentes estiradas; a muscovita se agrega em lentilhas interligadas, cujas palhetas se acham fraturadas, com bordas irregulares e extinção ondulante. Nos quartzitos sericíticos, a textura também é granocataclástica, com quartzo corroído e recrystalizado, com forte extinção ondulante, e a sericita é encontrada como microfilmes com formas abauladas e lenticulares, sendo aprisionada pelo quartzo recrystalizado.

O segundo conjunto litológico acha-se sobreposto ou intercalado aos quartzitos foliados junto às zonas de transição. É caracterizado pela predominância de muscovita quartzito intensamente laminado e de muscovita xistos que se intercalam em camadas rítmicas milimétricas, constituindo verdadeiros bancos de quartzitos xistosos ou xistos quartzosos, isto dependendo da predominância de uma litologia sobre a outra. Estes bancos mostram-se finamente laminados e intensamente microdobrados (chevron) com xistosidade de fluxo bem desenvolvida. Os muscovita quartzitos apresentam todas as características semelhantes aos quartzitos descritos para o primeiro conjunto. Os níveis xistosos são constituídos predominantemente por muscovitas, em palhetas de tamanho médio que formam leitos intensamente crenulados, com as lamelas recurvadas nos ápices das microdobras. Entre estas palhetas de muscovita, ocorrem agregados de quartzo e feldspatos com formas irregulares e com extinção ondulante. Algumas lamelas de hematita podem ocorrer inclusa na muscovita ou intergranular.

O terceiro conjunto litológico constitui uma zona de predominância dos clorita xistos prateados, intercalados com filitos sericíticos, contendo lentes de metacalcários escuros e piritosos. Esta seqüência, com exceção das lentes calcárias, apresenta-se semi ou totalmente intemperizada, formando solo argilo-arenoso de cor escuro avermelhado. Quando o clorita xisto é encontrado fresco, ele é constituído de quartzo-clorita xisto que forma peque

nas escamas lenticulares de cor cinza prateado (xistos "chapinha" de BARBOSA ou "escama de peixe" de EBERT). Estes quartzo-clorita xistos podem ocorrer sotopostos (flanco inverso), sobrepostos (flanco normal), ou intercalados aos quartzitos laminados, e transicionar em algumas regiões (próximo ao reservatorio de Furnas - localidade Cancã) para os quartzo-biotita-muscovita xistos granatíferos.

É importante ressaltar que estes xistos plaqueados intercalam-se espessa e concordantemente com os quartzitos finamente laminados. É comum encontrar sotopostas a estes pacotes finas camadas de uma rocha de grã fina, com textura granolepidoblástica a granocataclástica diferenciada em pequenos leitos pela cataclase que formam verdadeiros milonito xistos; em algumas localidades, como o chapadão da Babilônia, estes leitos tornam-se mais espessos e adquirem características de filonitos originados de gnáisses e metabasitos. O autor acredita que as estruturas lenticulares e plaqueadas destes clorita xistos sejam resultados de cisalhamentos (lentilhas de cisalhamento). Como este conjunto litológico ocorre em grandes extensões, ele poderá constituir uma "camada guia" para correlações tanto litológicas como estruturais da Unidade Canastra em outras regiões.

3.3.3.3 - ASSOCIAÇÕES E IDADE

As mesmas dificuldades encontradas para associar a Unidade Araxã com o Grupo Araxã de outras regiões são válidas para as litologias aqui englobadas como Unidade Canastra. Acredita-se que para o caso da Unidade Canastra, a maior dificuldade não está no tipo litológico, mas na predominância de um tipo sobre o outro e, no caso da região de Furnas, também na intensa tectonização sofrida.

Os três tipos litológicos descritos aqui para a Unidade Canastra correspondem, portanto, exatamente aos quartzitos "mil folhas" e os xistos e filitos prateados do tipo "chapinha", definidos por BARBOSA (1955) para a região da serra da Canastra. Pode-se associar a Unidade Canastra às seqüências Itaú e serra da Ventania, descritas por TEIXEIRA e DANNI (1978), ou ao Complexo Canastra e à parte do Complexo Furnas (Unidade Passos e Unidade Itaú) dentro da Associação Barbacena do Projeto Mantiqueira-Furnas (SILVA et alii, 1978).

Quando se pretende correlacionar as litologias de Furnas com as áreas adjacentes, principalmente a sudeste da área mapeada, as dificuldades tornam-se maiores. TROUW et alii (1984), a exemplo de outros autores (ALMEIDA et alii, 1973; ALMEIDA, 1976), correlaciona o Grupo Carrancas, que ocorre a sudeste da área aqui estudada, com os quartzitos e filitos do Canastra, porém adverte que esta correlação necessita de trabalhos mais detalhados para sua real confirmação.

Quanto à idade da Unidade Canastra, os dados geocronológicos são escassos e, na região de Furnas, inexistem no momento. Admite-se, para esta unidade, idades do Proterozóico Médio em torno de 1200 a 1100 m.a., baseados no modelo de evolução tectônica proposto por MARINI et alii (1981) para a Faixa Brasília e seu embasamento.

3.3.4 - UNIDADE BAMBUÍ

As litologias pertencentes à Unidade Bambuí, que ocorrem na área de estudo, não foram motivo de estudo mais apurado, pois, nas áreas de ocorrências "convencionais" (borda das serras da Canastra, chapadão da Babilônia, serras da Pindaíba, Pimenta e Mundo Novo), as condições de afloramento destas rochas e a espessa cobertura de solos tornaram impraticável tecer maiores considerações à respeito dos tipos litológicos. Procurou-se apenas enfocar o estilo estrutural destes metassedimentos, com o intuito de correlacionar suas deformações com as existentes nas Unidades Araxá e Canastra.

Por outro lado, nos trabalhos de fotointerpretação, foi possível, com relativa facilidade, delimitar limites erosivos que individualizam três zonas fotolitológicas distintas, cujas principais propriedades fotolíticas encontram-se no APÊNDICE A.

Nos trabalhos de campo, verificou-se que, das três unidades fotointerpretadas, a unidade inferior (topograficamente) era constituída essencialmente por facies conglomeráticas, do tipo Samburá, associadas a arenitos rítmicos, arenitos arcóianos e diamictitos em geral. A segunda unidade fotogeológica, morfologicamente mais acidentada e estruturalmente fraturada e falhada, correspondia a áreas de predominância de corpos carbonatados, cons

tituídos por argilitos calcíferos (calcários), calcarenitos puros e algumas margas. A terceira zona fotolitológica, que capeia as duas anteriores e ocorre em maior extensão, é constituída praticamente de metapelitos, algumas vezes mais grosseiros que formam os grandes bancos rítmicos de metargilitos, metassiltitos, filitos e ardósias, intercalados com arenitos impuros e grosseiros e com conglomerados polimíticos retrabalhados.

Como já mencionado, a área desta unidade foi estudada superficialmente e merece estudos mais detalhados; porém, pôde-se confirmar, através de trabalhos de campo, que a terceira zona fotolitológica transcendia os limites até então propostos para os sedimentos da Formação Paraopeba do Grupo Bambuí. Assim, assentados e/ou imbricados em rochas da Unidade Canastra ocorre uma vasta área de rochas metapelíticas e arenosas que se estende desde o norte de Guapé, passando por Ilícínia, até o sul da cidade de Alpinópolis, descrevendo um grande arco com concavidade para noroeste.

A individualização deste conjunto litológico e a opção de enquadrá-lo, provisoriamente, na Unidade Bambuí (Formação ou Subgrupo Paraopeba) deve-se aos tipos litológicos encontrados e ao caráter deformacional destas rochas. Verificou-se que tais rochas não apresentam indícios e estruturas pertencentes às duas primeiras fases deformacionais detectadas nas unidades Araxá e Canastra. Isto fez com que se dividisse as fases deformacionais existentes na região de Furnas em deformações Pré-Brasilianas e deformações Brasilianas.

Sugere-se que a faixa que vai de Guapé até Carmo de Rio Claro passando por Ilícínia (que inclui principalmente as serras da Pimenta, Mundo Novo, da Ventania, do Barreiro e o perfil Capitólio-Araúna-Santo Hilário) seja estudada litoestratigraficamente em escalas maiores do que as utilizadas neste estudo, principalmente os conglomerados polimíticos retrabalhados no sentido de caracterizá-los se realmente são os do tipo Samburá (intraformacionais) ou os do tipo Carrancas (basais).

Quanto às relações de contato da Unidade Bambuí com o embasamento gnáissico-migmatítico, elas ocorrem sempre através de uma superfície erosiva, constituindo uma discordância do tipo não-conformidade, ou através de falhamentos nas zonas rúpteis (sul de Alpinópolis e Carmo do Rio Claro) eviden

ciadas por rochas cataclásticas ou filonitos. Já o contato da Unidade Bambuí com as rochas da Unidade Canastra, principalmente no quadrante NW (região de Piumhi), é difícil de ser definido devido ao seu grau de intemperismo. Verifica-se, no entanto, que o contato é estrutural através de falhas inversas e escalonadas, as quais intercalam as rochas argilosas e conglomeráticas com os filitos e xistos da Unidade Canastra, sempre concordantes com a estruturação dos principais falhamentos. Na região ao norte de Illicínia, em áreas menos afetadas pelos falhamentos, verificou-se que o contato entre estas duas unidades é por discordância angular do tipo inconformidade, marcada por níveis conglomeráticos polimíticos retrabalhados.

Em termos de idade, a vasta bacia metassedimentar do Bambuí tem demonstrado que suas seqüências basais apresentam variações de tempo para os processos de sedimentação e diagênese. Entretanto, é de consenso geral e a sinopse geocronológica apresentada por TEIXEIRA (1985) atesta que o Bambuí tem uma idade máxima de 1.000 m.a. (limite temporal inferior para sedimentação) e uma idade mínima em torno de 500 m.a. associada a fenômenos tardios vinculados ao Ciclo Brasileiro.

Na região da represa de Furnas ainda não existe um estudo geocronológico das rochas Bambuí. Porém, próximo à porção nordeste do presente mapeamento, na região de Formiga, TEIXEIRA (1985) fixa o limite temporal inferior para a sedimentação da Formação Sete Lagoas (base do Bambuí) em torno de 673 ± 22 m.a., com base em datações K-Ar em diques básicos do embasamento cristalino, os quais não afetaram as coberturas de plataforma. Também nesta mesma região, COUTO et alii (1981) através de isócronas Rb-Sr (de 2 amostras) interpretam idades em torno de 640 m.a. para a Formação Paraopeba, que TEIXEIRA (op. cit.) considera melhor alinhadas em torno de 600 m.a.

Em princípio pode-se, portanto, considerar que as rochas da Unidade Bambuí, na região da represa de Furnas, a exemplo de outras regiões, tiveram suas origens e evolução no Proterozóico Superior e possuem idade mínima de fenômenos tardios vinculados ao Ciclo Brasileiro, conforme atesta BONHOMME (1976) através de datações K-Ar, idades de 516 a 478 m.a. para as frações finas de rochas da região de Formiga.

3.3.5 - COBERTURAS SEDIMENTARES

Na região de Furnas, os sedimentos cenozóicos e recentes ocorrem praticamente em três níveis topográficos distintos, ora como finos capeamentos, ora formando as grandes bacias de inundação dos principais rios da região.

Nas cotas em torno de 1.000 a 1.100 m, região do chapadão da Babilônia, as coberturas são representadas por sedimentos areno-argilosos, pouco selecionados, amarelos acastanhados e não mostram evidências de estruturas sedimentares. Nos níveis topográficos entre 700 a 850 m, principalmente junto à represa de Peixoto, próximo a Campo do Meio e Boa Esperança e a leste de Carmo do Rio Claro, estas coberturas ocorrem amplamente preenchendo vales de fundo chato originados por processos erosivos nas zonas de falha. Nestas regiões os sedimentos detríticos são mais finos e mostram ser resultados de rochas pelíticas e filoníticas decompostas.

Quanto aos sedimentos inconsolidados, cascalhentos e areno-argilosos que formam os aluviões, estes são encontrados preenchendo as calhas da drenagem principal ou como planícies transbordadas dos rios maiores da região como os rios Grande, Sapucaí, Piumhi, Araras, etc.

Em todos os produtos de sensoriamento remoto utilizados, estes sedimentos, quando apresentam dimensões compatíveis com a escala, são facilmente delimitados através de um contraste de borda originado entre a textura nula destes sedimentos e as demais texturas das rochas circunvizinhas. Também as propriedades fotogeológicas destas coberturas (resistência à erosão nula, fraturamento nulo, perfeita anisotropia) permitem caracterizá-las como sedimentos cenozóicos ou recentes.

3.3.6 - CORPOS INTRUSIVOS

Sob esta denominação estão agrupados os corpos leucocráticos, mesocráticos e melanocráticos; embora os últimos sejam mais abundantes, não foram cartografados, pois geralmente não ocorrem como um único corpo intrusivo, mas sim, com grande incidência de pequenos corpos que cortam ou estão intimamente relacionados estruturalmente com suas encaixantes,

Estas rochas se distribuem mais freqüentemente no embasamento gnáissico migmatítico, principalmente ao sul de Alpinópolis (ribeirão da Conquista) e na região entre Campos Gerais e Boa Esperança, porém ocorrem também junto às rochas da Unidade Canastra, como é o caso da região de Piumhi, e na estrada que liga Illicínia ao trevo para Carmo do Rio Claro. A dificuldade do posicionamento destas rochas deve-se às transformações metamórficas nelas existentes, por exemplo, os corpos ultrabásicos têm sido atribuídos ao Arqueano devido às suas características de "greenstone belts" e os anfibolitos diabásoides apresentam-se com idades até o Proterozóico Médio.

A maioria dos corpos intrusivos de natureza básica e ultrabásica estão condicionados aos lineamentos tectônicos que assumem várias direções desde NW até NE, dependendo da geometria dos falhamentos. Os corpos que ocorrem como diques aparecem geralmente em blocos e matacões de formas arredondadas devido à esfoliação esferoidal. Macroscopicamente estes diques são rochas de cores negro esverdeadas, granulação fina a média, onde se observa grande quantidade de máficos (hornblenda e plagioclásio) com hábitos prismáticos aciculares e presença de sulfetos metálicos (pirita e/ou calcopirita).

Os corpos de rocha anfibolítica na maioria das vezes são foliados e encontram-se englobados pelas rochas gnáissicas cataclasadas sob a forma de grandes blocos, ou como pequenos xenólitos, como é o caso da região ao sul de Carmo do Rio Claro (ribeirão Santa Quitéria) e da região de Conceição da Aparecida a Nova Resende, esta última fora do domínio do mapeamento.

Os principais corpos de rochas ultrabásicas foram detectados ao sul de Alpinópolis (ribeirão da Conquista) e nos arredores de Piumhi, junto aos terminais da serra da Pimenta. Correspondem a *serpentinitos* sob a forma de serpentina - talco-tremolita xistos com presença de magnetita e a *piroxenitos* com granulação média a grosseira formados por piroxênios, anfibólios e espinélio. Estas rochas geralmente ocorrem tanto na região de Piumhi como ao sul de Alpinópolis intensamente tectonizadas, constituindo verdadeiros "filonitos" semelhantes a xistos filíticos.

Para FRITZSON JUNIOR et alii (1980) e BIONDI e SCHRANK (1980), os corpos máficos e ultramáficos da região de Piumhi correspondem a uma entidade vulcanossedimentar, cujo vulcanismo local corresponde a uma sequência calcoalina. PINHEIRO (1980), a exemplo dos autores acima, subdividiu esta se

qüência vulcanossedimentar em três unidades, as quais apresentam desde rochas ultrabásicas metamorfisadas, "chert", rochas básicas intermediárias com estruturas almofadadas (prováveis metatufos e metassedimentos vulcânicos com tendências ácidas a intermediárias) até lavas básicas maciças e/ou xistificadas. Estas lavas apresentam estruturas almofadadas e amigdaloidais, entremeadas com níveis de tufos de composição ácida intermediária sotopostos a leitos de "chert" e a pacotes de brechas (químicas) vulcânicas.

Quanto aos corpos intrusivos de natureza ácida, estes são menos freqüentes ou quase ausentes na área do mapeamento. Talvez esta quase ausência se deva ao fato de que estas rochas estão sempre intensamente tectonizadas e intemperizadas, o que leva a classificá-las como bandas quartzo feldspáticas intercaladas com as litologias xistosas e falhadas, tanto do embasamento quanto da cobertura. Porém, na região de Piumhi, intercalados morfologicamente pelas serras da Gabiroba e Taquari, ocorrem três corpos de rochas granitóides, alongados na direção NS, com extensões médias de três quilômetros que puderam ser individualizados e cartografados (APÊNDICE C). Estes corpos provavelmente correspondam aos granitos cataclasados que no parecer de FRITZSON JUNIOR et alii (1980) ocorrem seccionando a seqüência vulcanossedimentar de Piumhi. Devido às características estruturais de campo (parte gnaissificada e intensamente cataclasada), à forma de ocorrência e estarem muito intemperizados, acredita-se que os corpos graníticos possam ser o próprio embasamento imbricado tectonicamente às litologias da Unidade Canastra que, nos produtos de sensoriamento remoto, assumem uma forma de pseudo-janela estrutural.

3.4 - TECTÔNICA

Trabalhos anteriores a TEIXEIRA (1978), SCHMIDT e FLEISCHER (1978), WERNICK e FIORI (1981), WERNICK et alii (1981) sobre as estruturas de formacionais da região da represa de Furnas são raros. Assim, os autores clássicos (BARBOSA et alii 1969, 1970a, 1970b; EBERT, 1957, 1967, 1971; ALMEIDA, 1968, 1976, 1981; BRAUN, 1972) mais preocupados pelo estabelecimento da sucessão estratigráfica ou por uma contribuição de uma síntese tectônica se limitaram, em suas observações, a caracterizar os limites geológicos e ou estruturais das unidades que bordejam o Craton do São Francisco. BARBOSA (1955) já assinala a existência de uma tectônica de escamas na região da serra da Canas

tra e, segundo este esquema, vários são os autores que mantêm um limite tec
tônico para a individualização das unidades da área.

Embora os trabalhos de TEIXEIRA (1978), TEIXEIRA e DANNI (1978), SCHMIDT e FLEISCHER (1978) se concentrem primordialmente nas regiões de Fortaleza de Minas e serra da Ventania, mais a oeste da área estudada, estes autores fazem considerações sobre as estruturas regionais de toda a região da represa de Furnas e serra da Canastra.

TEIXEIRA e DANNI (1978) estabelecem para a região de Passos-Furnas a existência de um megaanticlinal recumbente com seu flanco inverso redo
brado. Esta estrutura teria transladado de sudoeste para nordeste, como uma grande "nappe de charriage", redobrada por uma fase deformacional com eixos NW, a qual gerou o grande Sinclinal de Passos e anticlinal de Itaú. Estes autores justificam ainda a posição estratigráfica invertida das unidades presentes e atribuídas pró-parte aos Grupos Araxá e Canastra.

SCHMIDT e FLEISCHER (1978), estudando a estrutura antiforme en
tre Passos e São Sebastião do Paraíso, cuja sinforme correspondente se esten
de entre Passos e o reservatório de Furnas, caracterizam uma fase de dobramen
to de direção NW-SE constituída por dobras concêntricas de superfícies axiais verticais e subverticais. Esta fase é contrastante com uma outra fase de do
bramentos isoclinais cujas superfícies axiais são paralelas à foliação metamórfica que, por sua vez, está deformada pela fase NW-SE. Esses autores caracterizam também o contato anormal entre o complexo gnáissico e a sequência supe
rior denominada "superestrutura". Argumentam que o contato anormal sucede à fase de deformação em estilo isoclinal provavelmente síncrona do metamorfismo regional, o qual antecede à fase de deformação concêntrica NW-SE.

Já em uma área mais restrita na região de Piumhi, FRITZSONS JU
NIOR et alii (1980) descrevem evidências de pelo menos três fases cinéticas na região. A primeira fase, de possível dobramento por efeito de gravidade em ro
chas vulcânicas (arqueanas) apresenta direção geral E-W e mergulho acentuado pa
ra sul, o qual se torna meridional nos vales encaixados do flanco ocidental da serra da Pimenta. Uma segunda fase, de compressão oeste/leste que condicionou o amarrotamento de rochas denominadas Grupo "Intermediário" (turbiditos: representados por siltitos, grauvacas, ritmitos sílticos arenosos, brechas e conglo

merados impuros, e quartzitos}. Predominam nesta fase dobras ligeiramente as simétricas com padrões desarmônicos, as quais originam sinclinórios e anticlinórios com microestruturas tipo "chevrons". A terceira fase, bem mais recente, provocou dobramentos e deslocamentos em unidades mais novas. (Grupo Paraopeba: metassiltitos/argilitos, calcários e metaconglomerados polimíticos) e com atuação secundária sobre o complexo mais antigo. Esses autores mencionam também que a oeste de Piumhi (serra dos Campos), existem evidências de pacotes de turbiditos invertidos e com atitudes sub-horizontais, admitindo, para isso, a existência de um megadobramento deitado com flanco inferior arqueado por ero são, dando idéias de simples sinclinório. Já ao sul de Piumhi caracterizam uma estrutura sinclinal (eixo NNE) que desenvolve xistosidade paralela a subpara- lela aos planos de acamamento, a qual aumenta progressivamente de oeste para leste.

Mais recentemente, TROUW et alii (1984), estudando a região de Capitólio, definiram três fases deformacionais para a área. A primeira é caracte- rizada por dobras recumbentes quase isoclinais com eixos com variação WSW e NW, e expressiva deformação dúctil. A segunda fase gera dobras assimétricas (abertas) com vergência para sul, eixos EW sub-horizontais e superfícies axiais com mergulhos suaves os quais chegam até 40° para N ou NNE. A terceira fase caracteriza-se por dobras angulares, "kinks" e numerosas falhas. As su perfícies axiais das dobras são íngremes com orientação variável entre NE e NW, concentrando-se na direção NS.

Em trabalho anterior, MATTOS (1980) realiza perfis geológico-es- truturais de Alterosa a Alpinópolis e Capitólio a Pimenta, os quais cobrem as rochas desde o embasamento granítico-gnaissico até as rochas do Grupo Bambuí, e conclui que, no embasamento, três fases distintas de dobramentos podem ser identificadas, com possibilidade de uma quarta fase.

As duas primeiras fases são de caráter regional, caracterizam-se por dobramentos isoclinais inclinados, com traços axiais N70-80W e paralelos aos flancos. Apresentam gnaissificação de transposição (primeira fase) e tra- ços axiais N70-80E com mergulhos baixos até 15° para SE e intensa clivagem de transposição (segunda fase).

A terceira fase de deformação é caracterizada por dobramentos isópacos abertos, suaves e concêntricos, ora assimétricos com eixo sub-horizontal e planos axiais subverticais com direção N60W.

A quarta fase associa-se a níveis estruturais superiores, mantendo relativamente o mesmo regime de esforços, coaxiais com a terceira fase. Seus traços axiais NW associam-se a falhamentos direcionais e inversos (com associação dobra-falha) cuja interface é acompanhada de um intenso cisalhamento.

Já nas seqüências de rochas (Araxá e Canastra) que se acham sobrepostas em desconformidade litológica e estrutural com o embasamento granítico-gnaissico. MATTOS (op. cit.) identifica quatro fases deformacionais e as correlaciona com as do embasamento, concluindo que a primeira fase do embasamento não ocorre no Araxá e Canastra, sendo de período Pré-Brasiliano, possivelmente pertencente ao Ciclo Transamazônico, e que a segunda fase do embasamento corresponde à primeira fase do Araxá (apenas nos biotita e hornblenda gnaisses, com clivagem plano axial e gnaissificação que varia de N50-70E). Associou a terceira fase do embasamento com a segunda fase das coberturas Araxá e Canastra embora, nas coberturas, esta fase constitua o evento cinemático de maior proporção reconhecível na área, com o desenvolvimento de um megaantiforme recumbente gerado por uma estrutura do tipo "decolement". Esta estrutura provoca inversões estratigráficas (flanco invertido exposto), intensa foliação e clivagem tectônicas nos quartzitos, eixos estruturais com direções N50-70W e mergulhos de sub-horizontais até 45°SW. A terceira fase das coberturas Araxá e Canastra redobrou a antiga clivagem axial, o que gerou uma nova foliação cujas interseções formam planos (slip cleavage) de fácil rompimento. Esta fase exibe padrões isópacos, abertos, suaves, ora assimétricos, cuja direção estrutural preferencial é em torno de N50-60W. A quarta e última fase das coberturas foi responsável pelo redobramento do antiforme (Itaú) e sinforme (Passos) com direções estruturais N20-30E.

As principais características estruturais e fases deformacionais dos autores acima citados acham-se no quadro comparativo da Tabela 3.2.

TABELA 3.2

QUADRO COMPARATIVO DAS PRINCIPAIS DEFORMAÇÕES NA REGIÃO DA
REPRESA DE FURNAS E ADJACÊNCIAS

AUTORES (regiões)	CARACTERÍSTICAS ESTRUTURAIS E FASES DEFORMACIONAIS			
	1ª FASE	2ª FASE	3ª FASE	4ª FASE
TEIXEIRA e DANNI (1978) (serra da Ventania, de Itaú a Alpinópolis).	Megaanticlinal recumbente com flanco inverso redobrado. Estrutura transladada de SW para NE como um grande "nappe de charriage".	Anticlinais (Itaú) e sinclinais amplos com eixos NW que redobram a 1ª fase.		
SCHIMIDT e FLEISCHER (1978) (São Sebastião do Paraíso - Passos - Furnas).	Dobramentos isoclinais ou superfícies axiais paralelas à foliação metamórfica.	Dobras concêntricas com superfícies axiais verticais a subverticais e direção de dobramento NW-SE que deformam a fase isoclinal.	OBS: Os autores mencionam que um contato anormal entre o embasamento e as sequências Araxá e Canastra sucede a fase isoclinal (síncrona com o metamorfismo regional) e antecede a fase de deformação concêntrica NW-SE.	
FRITZSON JUNIOR et alii (1980) (Arredores de Piumhi)	Dobramentos por efeito de gravidade em rochas vulcânicas, com direção geral E-W, mergulhando para sul, tornando-se meridionais no flanco ocidental da serra da Pimenta.	Compressão oeste/leste com amarrotamento de turbiditos e quartzitos. Dobras assimétricas com padrões desarmonicos que originam anticlinórios e sinclinórios com microestruturas tipo "chevron". Direção dos dobramentos NE.	Dobramentos e deslocamentos em unidades mais novas (Grupo Paraopeba) e com atuação secundária sobre o complexo mais antigo.	OBS: Os autores constatarem turbiditos invertidos, sub-horizontais, possivelmente associados a um megadobramento deitado.
MATTOS (1980) (Carmo do Rio Claro - Alpinópolis - Capitólio - Piumhi - Guapé - Ilícia - C. Gerais).	Dobramentos isoclinais, com traços axiais N70-80W, foliação de transposição, clivagem plano axial em gnaisses do Grupo Araxá.	Grande evento cinemático, com megaantiforme recumbente (estrutura tipo "decolement"), intensa foliação e com eixos estruturais N50-70W - sub-horizontais até 45°SW.	Dobramentos isópacos abertos ora assimétricos, redobramento da antiga clivagem axial que origina "slip cleavage". Direção estrutural preferencial em torno de N50-60W.	Dobramentos abertos suaves que redobram a 3ª fase com direções N20-30E.
TROUW et alii (1984) (Capitólio e Alpinópolis)	Dobramentos recumbentes quase isoclinais, com eixos de variação WSW e NW com expressão deformação dúctil.	Dobras assimétricas (abertas) com vergência para sul, eixos E-W sub-horizontais e superfícies axiais com mergulhos de até 40° para N ou NNE.	Dobras angulares, "kinks" e falhas. Superfícies axiais íngremes orientadas entre NE e NW, concentrando-se em NS.	

3.4.1 - AS DEFORMAÇÕES PRÉ-BRASILIANAS

Embora a orogênese Brasileira seja a principal responsável pelas estruturas que se desenvolvem na porção sudoeste do Craton do São Francisco, a existência de rochas atribuídas ao Proterozóico Médio (seqüência Araxá-Canastra) permite evidenciar movimentos que ocorreram antes de que aquela se manifestasse. Estes movimentos se desenvolveram principalmente antes da deposição dos sedimentos rasos da plataforma continental (Formação Paraopeba) pertencentes ao Proterozóico Superior - que se encontram separados por uma superfície de discordância erosiva (conglomerados Samburá) - no limite Pré-Cambriano Superior/Eopaleozóico.

A existência de pelo menos duas fases de deformação pré-brasilianas sobrepostas caracteriza o início da esculturação da grande estrutura da região de Furnas. Aí a região oferece boas condições para a observação das estruturas devido ao fato de a transposição dos estratos pela foliação/xistosidade não ser muito grande e o metamorfismo regional ser fraco e quase ausente (principalmente nos quartzitos da Unidade Canastra). Deste modo, as relações existentes entre as diferentes superfícies de referência (estratificação e foliações subseqüentes) podem ser evidenciadas em várias localidades (no reservatório de Furnas, ao nordeste de Illicínia, sul de Guapé e serra da Ventania em Alpinópolis), com pequenas variações locais.

Com base nas feições estruturais reconhecidas e classificadas quanto às suas características geométricas, as duas fases pré-brasilianas podem ser assim individualizadas:

● Fase 1

As estruturas originais desta fase 1 acham-se muito modificadas pelas fases posteriores, principalmente pelas estruturas brasileiras, e foram observadas apenas nos biotita-hornblenda gnaisses, atribuídos ao Grupo Araxá. Esta fase dá origem a dobramentos isoclinais com traços da superfície axial que variam de N50-70E constantemente vergentes para NNW e desenvolvem uma foliação de transposição (S_T) em posição plano axial. Estas estruturas carecem de maio

res estudos, pois, na área, os afloramentos de gnaisses são poucos e bem intemperizados.

MATTOS (1980), ao descrever esta fase deformacional, correlaciona-a com a segunda fase de dobramentos do embasamento gnáissico-migmatítico devido ao tipo de dobramento isoclinal de transposição com traços axiais ENE e ao intenso cisalhamento que transformou as estruturas primárias em gnáissicas por transposição. Formula para os biotita-hornblenda gnaisses (do grupo Araxã) duas hipóteses. A primeira de que, devido à semelhança petrográfica e estrutural dos gnaisses Araxã -com os paragneisses do embasamento, possivelmente eles seja, em parte, o próprio embasamento remobilizado junto com o dobramento (e possível anataxia?) do Grupo Araxã constituído, na área, essencialmente de xistos. A segunda hipótese é que os gnaisses (Araxã) representam níveis de maior profundidade, correspondendo às primeiras fácies de deposição do grupo, as quais sofreram metamorfismo e deformação antes dos micaxistos e quartzitos que os sucederam com contatos discordantes, embora com uma aparente intercalação dada por fases posteriores. Esta fase é acompanhada por um metamorfismo regional que, em sua maior parte, é considerada epizonal.

● Fase 2

Dã origem a grandes dobramentos recumbentes com traços axiais NNE (N15E), dirigidos para E (no sentido Craton), e eixos variáveis com mergulhos para sul. Associa-se a estes dobramentos uma intensa foliação/clivagem tectônica (S_1) nos quartzitos e metapelitos Canastra e o aparecimento de uma nova xistosidade (S'_1) desenvolvida nos micaxistos Araxã. Esta fase já seria posterior ao paroxismo do metamorfismo Araxã. Deve-se assinalar que as estruturas menores, bem visíveis nas rochas quartzíticas, permitem caracterizar esta fase, sendo verificados nelas movimentos de uma fase posterior.

3.4.2 - AS DEFORMAÇÕES BRASILIANAS

As estruturas brasileiras são caracterizadas na área por duas fases de deformação superimpostas, responsáveis pela configuração das grandes estruturas de Furnas, principalmente devido aos padrões de interferência que elas originaram. Estas duas fases devem corresponder à compressão (no mínimo

em duas fases), com fechamento do "rift", ocorrida no Pré-Cambriano Superior, segundo evolução hipotética da Faixa Brasília proposta por MARINI et alii (1981).

Aproveitando o arcabouço estrutural preexistente, a grande estrutura de Furnas é o resultado das seguintes fases de Deformação Brasileira:

• Fase 1

É responsável pela expressiva deformação dúctil-rúptil que reativa estruturas antigas (policíclicas). Nesta fase origina-se um sistema de falhas transcorrentes, com direção NW, que cortam transversal ou mesmo ortogonalmente os eixos dos dobramentos da fase 2 Pré-Brasília. Associados a este sistema transcorrente, e sempre nos seus terminais, desenvolvem-se cavalgamentos, com direções variáveis NW e NS, vergência para o Craton com ângulos que variam de baixos, na porção oeste (serra da Canastra e reservatório de Furnas) até altos (região da serra da Pimenta). Nestes cavalgamentos desenvolve-se uma xistosidade de crenulação (S_2) e dobras menores que deformam a xistosidade/cilivagem primária (S_1) da fase 2 Pré-Brasília. Na porção mais ao leste da área (ao sul de Capitólio) as dobras menores aparecem com uma nova foliação (S_2') (devido ao fato de as condições serem mais favoráveis ao seu desenvolvimento) que, conjugadas com a preexistente (S_1), dão origem a "kink bands".

• Fase 2

É responsável por dobramentos NW, subverticais e com fechamento para SE, com dimensões de diversas ordens (de amplitude quilométrica - Sinclinal de Passos - a alguns metros). As dobras são de estilo flexural à similar, assimétricas, que desenvolvem uma xistosidade de crenulação (S_3) paralela à superfície axial das rochas pelíticas.

Além destas fases deformacionais mencionadas, deve-se considerar outros padrões de deformação que são resultados da interferência dos grandes falhamentos da fase 1 Brasileira, que ocorreu na serra da Ventania (Alpinópolis) e serra do Cruzeiro (Campos Gerais) com estilos isoclinais e direção NW com vergência para NE. Também outras estruturas (menos marcadas), poste

riores às fases descritas, podem ser encontradas, tais como: dobramentos amplos ou flexões descontínuas, fraturas e diaclases radiais, fraturas longitudinais que podem ser consideradas tardi ou pós-brasílicas.

3.4.3 - AS GRANDES ZONAS E UNIDADES ESTRUTURAIS

Ao realizar um corte noroeste-sudeste através da região estudada, pode-se verificar a existência de três grandes zonas estruturais que são equivalentes às zonas paleogeográficas Bambuí, Araxá-Canastra e Guaxupê descritas anteriormente.

Nas porções norte e nordeste da área situa-se a Zona Bambuí constituída por metassedimentos da Bacia Sedimentar do Bambuí e corresponde aos terminais da Faixa de Dobramentos Brasília. Esta zona, através dos seus sedimentos e do estilo deformacional com dobramentos holomórficos, permite caracterizá-la, como uma faixa típica de dobramentos de plataforma.

Ao sul e sudoeste desta zona, e em contato eminentemente estrutural por falhamentos transcorrentes e inversos com ela, diferencia-se uma outra zona estrutural - a Zona Araxá-Canastra - que é representada pelo terminal sul da Faixa de Dobramentos Uruaçu. Esta zona estudada mostra ser, através de seus estilos deformacionais bem definidos, uma típica faixa dobrada e cisalhada, onde as estruturas preservadas permitem reconstruir as sucessivas fases aí instaladas.

A terceira grande zona estrutural da área corresponde ao embasamento das duas zonas acima mencionadas. Esta zona, aqui denominada Zona Guaxupê, é representada por um conjunto de rochas com fortes evidências de retrabalhamento e guarda estruturas típicas de um cinturão móvel (Cinturão Móvel Alfenas - ALMEIDA, 1981).

Estas três zonas estruturais praticamente registram os principais eventos tectônicos ocorridos na área desde o período Transamazônico (Cinturão Móvel Alfenas), passando pelo período Uruaçuano (Faixa de Dobramento Uruaçu) até os tempos brasílicos (Faixa de Dobramentos Brasília). Elas também

mostram que a tectônica rígida ocorrida nos tempos brasílianos praticamente transformou as faixas dobradas at instaladas em uma grande zona de cisalhamento do tipo dúctil-rúptil.

Como a Zona Araxã-Canastra é a que melhor preserva os principais estilos de deformacionais da região da represa de Furnas, deu-se uma maior atenção a esta zona, dividindo-a em duas unidades estruturais (Unidade Araxã e Unidade Canastra), cujas características gerais serão descritas a seguir..

• Unidade Araxã

Na porção centro-ocidental da região estudada, situa-se um grande sinforme largo, com extensões amplas para oeste, representado por granada biotita xistos com núcleos gnáissicos, denominado anteriormente Sinclinal de Passos por TEIXEIRA (1978). O traço da superfície axial é NW com variações, pois ela se apresenta arqueada com raio de grande amplitude e concavidade voltada para NE, com extensão superior a 100 Km. Esta estrutura é típica da fase 2 de dobramentos brasílianos na área, diretamente relacionada com os grandes dobramentos suaves que originam os sinclinais e anticlinais da região. Esta estrutura, embora apresente eixos sub-horizontais, indica que para SE eles possuem um "plunge", razão pela qual a estrutura mostra um possível fechamento.

A Unidade Araxã, que corresponde a uma seqüência estratigráfica invertida, mostra, com os dados disponíveis, que se trata na realidade de uma estrutura mais complexa (Figura 3.3).

Devido ao grau de arrasamento em que se encontra esta unidade, seus limites são erosivos, porém bem marcados por falhamentos ocorridos na fase 1 Brasileira. Estes falhamentos, por serem de caráter transcorrentes e inversos, conferem a esta unidade uma característica alóctone que bem pode aflorar como núcleos confinados bem mais ao leste dos limites aqui propostos (APÊNDICE C).

Fig. 3.3 - Secção esquemática ao longo da rodovia MG-07.

- A micaxistos da Unidade Araxã sobreposta a
- C quartzitos micáceos da Unidade Canastra.
- S_1 e S_3 são foliações (xistosidzes) da 1ª e 4ª fases deformacionais.

Em geral, as fases deformacionais encontradas na área são difíceis de ser detectadas nesta unidade, com exceção da fase 1 Pré-Brasiliana que se acha bem caracterizada nos materiais competentes (gnaisses), cujas dobras apresentam uma geometria em escala métrica e decamétrica diferente e bem mais preservada do que nos materiais mais dúcteis (micaxistos).

Já a fase 2 Pré-Brasiliana só pode ser constatada nestas rochas devido a sua estratigrafia invertida (grau metamórfico invertido), pois as xistosidades de fluxo paralelas à superfície axial estão muito alteradas (variações nas direções) decorrentes das fases deformacionais que a sucederam.

Os efeitos da fase 1 Brasiliana são de difícil caracterização em escala de afloramentos, com exceção de uma forte cataclasse com clivagem tectônica que é generalizada e difere da foliação tanto dos gnaisses (gnaissificação de transposição) como da xistosidade nos micaxistos, onde uma lineação tectônica é bem visível.

É nas imagens do LANDSAT que se pode observar o efeito desta fase (APÊNDICE B) que cria uma geometria complexa de um sistema em tranças segundo conceitos de VIALON et alii (1976), TCHALENCO (1970) e HIGGINS (1971).

A estrutura do Sinclinal de Passos é portanto condicionada, em grande parte, pelas duas fases deformacionais do Ciclo Brasileiro. Entretanto, simultaneamente ou muito pouco depois, desenvolveram-se flexuras amplas e quase ortogonais ao eixo do sinforme cuja interseção de eixos dá lugar à formação de estruturas cerradas (domos e bacias), tanto nesta unidade como nas demais da área.

• Unidade Canastra

Em conjunto, toda a Unidade Canastra forma uma parte de uma grande estrutura transladada de WNW para ESE, cujo núcleo se acha mais para W; é constituída por um empilhamento de dobras deitadas com o traço axial aproximadamente NS com variações para N15E e eixos sub-horizontais. Na porção oriental, estas dobras tendem a se verticalizar por problemas dos falhamentos inversos da fase 1 Brasiliana. Devido a esta mesma fase, porém, associadas a falhamentos transcorrentes na porção sul desta estrutura, as dobras deita

das mudam substancialmente a atitude de seus planos axiais e eixos para WNW por rotação induzida como será visto mais adiante. Na Figura 3.4 pode-se apreciar a posição da Unidade Canastra em relação à grande estrutura.

Para avaliar esta unidade em termos estruturais, deve-se levar em conta que seus principais dobramentos sempre são vergentes para E, dotados de flancos sub-horizontais que, para W, tornam-se mais inclinados nos flancos normais e subverticais nos flancos inversos. Esta disposição é facilmente visualizada na cartografia: as camadas, nas porções ocidentais (incluindo a serra da Canastra), mostram um traçado festonado, enquanto nas porções orientais (serra da Pimenta e serra Mundo Novo) seu traçado é praticamente retilíneo.

Dada a geometria, todos estes dobramentos são interpretados como resultado da superposição das estruturas das três últimas fases do dobramento, como será descrito posteriormente.

Como já foi mencionado, as Unidades Araxá e Canastra foram afetadas por grandes dobramentos recumbentes, seguidos de cavalgamentos que conduzem à superposição da Unidade Araxá sobre a Unidade Canastra (flanco invertido) e desta última sobre algumas partes da Unidade Bambuí. Entretanto, é dentro da Unidade Canastra que se pode diferenciar vários cavalgamentos com características semelhantes, os quais permitem interpretar melhor a fase 1 Brasileira, utilizando os modelos de Riedel e Khain. Na Figura 3.5 e nos APÊNDICES B e C pode-se verificar a posição de algumas destas feições caracterizadas por falhamentos inversos.

Fig. 3.4 - Perfil esquemático mostrando a posição da Unidade Canastra.

- De oeste para leste é nítido o encurtamento dos pacotes de quartzitos provocado pelos falhamentos inversos.

Fig. 3,5 - Corte esquemático transversal entre Capitôlio e o norte de Santo Hilário.

- O sistema de falhas inversas define os principais contatos litológicos e sobrepõe parcialmente a Unidade Canastra sobre litologias da Unidade Bambuí.

Dentro da Unidade Canastra, devido à abundância dos quartzitos e quartzitos intercalados com xistos, a maioria das foliações das três últimas deformações encontram-se bem desenvolvidas. A foliação primária (S_1) encontra-se com variações bem grandes, desde semi-horizontalizadas com caimento para W até com basculamentos para NE e SW. Estas disposições de S_1 deve-se à superposição da fase 2 Prê-Brasiliana com a fase 2 Brasiliana. As xistosidades de crenulação da fase 2 Brasiliana se inclinam para NW, segundo ângulos bem fortes, enquanto as dobras desta fase são vergentes para SW ou verticais.

Por último, dentro da Unidade Canastra e restrito à serra da Pimenta, ocorrem afloramentos de rochas graníticas, alinhadas segundo a direção aproximadamente NS, que devem estruturalmente se associarem à fase 1 de dobramentos brasileiros. FRITZSON JUNIOR et alii (1980) descrevem estes granitos como corpos cataclasados, orientados, os quais provavelmente são intrusivos na seqüência vulcânica (arqueana) e precedem a seqüência sedimentar de cobertura (Unidade Canastra).

3.4.4 - FASES DEFORMACIONAIS

Como já foi mencionado, a área de estudo é caracterizada por uma estrutura que assume espacialmente uma geometria complexa, resultado de fases deformacionais pertencentes a pelo menos dois ciclos orogenéticos: o Brasiliano e o Uruaçuano.

Como o presente estudo se concentrou, principalmente, na Zona Araxá-Canastra (Unidades Araxá e Canastra), procurou-se comparar as deformações existentes nesta zona com as seqüências da Unidade Bambuí (Zona Bambuí) sobreposta a ela e com as rochas do seu embasamento (Zona Guaxupé, visando, com isso, além de definir as diversas fases deformacionais, poder estabelecer uma cronologia relativa com os eventos tectoestruturais propostos para esta borda sul-ocidental do Craton do São Francisco.

Deve-se levar em conta que as fases deformacionais descritas a seguir foram aquelas analisadas com rigor nos Domínios Araxá e Canastra e a subdivisão em estruturas Prê-Brasilianas e Brasilianas deve-se ao fato de que as estruturas Prê-Brasilianas não foram encontradas nos metapelitos Bambuí, atribuídos ao Ciclo Brasileiro.

3.4.4.1 - PRIMEIRA FASE DEFORMACIONAL (D_1)

Esta primeira fase deformacional não está bem caracterizada na área, pois foi apenas detectada nos gnaisses da Unidade Araxá, e os afloramentos destas rochas são raros, ocorrendo apenas na estrada que dá acesso ao lugar de nome Cancã, dentro da área da usina hidroelétrica de Furnas, e na fazenda Furna, onde afloramentos semi-intemperizados permitem visualizar as estruturas. Em trabalho anterior, MATTOS (1980), analisando estes mesmos gnaisses fora da área do presente estudo, no entroncamento da rodovia MG-07 para Fortaleza de Minas e na estrada que une Passos a Capitólio junto ao flanco sul da serra da Canastra, pôde constatar melhor esta fase deformacional, que é marcada por uma foliação de transposição obliterada pelas fases que a sucederam. Na ocasião, MATTOS (op. cit.) formulou duas hipóteses para os biotita gnaisses que se acham estruturalmente intercalados com xistos granatíferos e quartzitos subordinados (vide Seção 3.4.1).

Devido à quase ausência destes gnaisses na área de estudo, a primeira hipótese de MATTOS (op. cit.) é mais prudente, pois as rochas aqui descritas podem não pertencer à Unidade Araxá e ser o próprio embasamento aflorante. Nestes termos, é bom que se insista que a semelhança petrográfica e estrutural dos gnaisses migmatíticos e paragneisses do embasamento com os biotita hornblenda gnaisses do Araxá permite considerar estes últimos como parte do próprio embasamento remobilizado em uma fase de metamorfismo e dobramentos que antecede à deposição dos xistos (Araxá) e seqüências posteriores.

Esta fase deformacional, embora de difícil identificação devido à reestruturação imposta pelas fases de deformação subseqüentes, pode ser reconhecida nos afloramentos através de uma foliação de transposição (S_T) subparalela a um bandejamento resultante de uma migmatização (ou anatexia?) anterior a esta fase. As principais características da fase de deformação aqui denominada D_1 são as seguintes:

- Não apresenta nenhuma característica em superfície (falta de maior distribuição em área de gnaisses) que possa ser identificada nos produtos de sensoriamento remoto (propriedades texturais e estruturais de relevo e drenagem).

- Em afloramentos, $\bar{e}$ constituída de dobras isoclinais com forte espessamento nos $\bar{a}$ pices e forte adelgaçamento nos flancos. Tais dobras chegam $\bar{a}$ ruptura e desenvolvem dobras intrafoliares disruptas, conforme as Figuras 3.6 e 3.7.
- As superfícies axiais destas dobras variam muito, tanto na direção como em mergulho, sendo encontradas desde N70-80W a N70E com mergulhos sub-horizontais até 80° , tanto para NE como SW, devido $\bar{a}$ redobramentos da 3ª fase deformacional, o mesmo acontecendo com os eixos que não apresentam um rumo definido (prevalecendo 50SE e 45NW).
- As dobras, quando preservadas em afloramentos, são visualizadas através do bandeamento identificado pela alternância das partes máficas e félsicas que preservam os flancos sempre paralelos $\bar{a}$ superfície axial e com $\bar{a}$ pices crenulados (Figura 3.7).
- A foliação de transposição (S_T) sempre mascara a estrutura preexistente, não permitindo, assim, definir qual o tipo de estrutura original: se magmática ou metassedimentar, pois o que predomina $\bar{e}$ uma estrutura gnáissica bandeadada, originando como rochas mais comuns os gnaisses.
- Nestes gnaisses, cuja gnaissificação regularmente desenvolvida $\bar{e}$ perturbada tectonicamente, podem-se observar dobras centimétricas e milimétricas desenvolvidas entre dois planos de foliação e, em muitos casos, desenhadas por material quartzo-feldspático branco, ou pelas partes máficas principalmente constituída por biotita e hornblenda.
- $\bar{E}$ difícil estabelecer o tamanho dos dobramentos desta fase, pois não se pode cartografar o seu traço axial, porém, estima-se que varie de milimétrico até dobras com vários quilômetros de extensão.

Fig. 3.6 - Dobras isoclinais, com âpices espessados e crenulados.

- No lado direito da lapiseira, pode-se visualizar a orientação da foliação (S_T) dada pelas partes fêlsicas (estrada Alpinópolis - Guapé, via balsa, próximo à fazenda Cachoeira da Laje, folhas Furnas, MG)

Fig. 3.7 - Dobras isoclinais que mostram o bandeamento gnáissico gerado pela foliação de transposição em gnaisses da Unidade Araxá.

- Observar que a superfície axial exibe fortes mergulhos devido à 3ª fase deformacional (mesma localidade da Figura 3.6).

Deve-se ainda mencionar que as dobras desta fase, nos gnaisses Araxã, são bem semelhantes às da 2ª fase de deformação que será vista mais adiante. Em afloramentos próximos à fazenda Furna, ao norte da serra do Ferreira, rochas quartzo feldspáticas bandeadas com estruturas migmatíticas mostram a evidência de transposição com a presença de fenoclastos de feldspatos com aspecto cataclasados.

Examinando, em detalhe, esses afloramentos, pode-se observar (Figura 3.8) uma dobra isoclinal redobrada isoclinalmente, dando origem à estrutura situada acima da lapiseira que serve como escala. Nestes afloramentos, pode-se observar, também, que os fenoclastos de feldspatos acham-se dobrados junto com o bandejamento metamórfico.

Em outras partes destes afloramentos, a foliação de transposição é mais desenvolvida, gera crenulações no bandejamento e dá origem às estruturas gnáissicas que preservam dobras intrafoliares. Estes afloramentos, próximo à fazenda Furna, levaram MATTOS (1980), a formular as duas hipóteses sobre os gnaisses de Araxã.

Deve-se frisar que esses gnaisses (migmatitos transpostos?) a medida que se dirige para sul, rumo ao flanco meridional da serra do Ferreira (constituída essencialmente de quartzitos da Unidade Canastra), acham-se intercalados com micaxistos, intercalações estas que assentam sobre os flancos das serras quartzíticas. Segundo estas observações e a intensa transposição sofrida pelas rochas nesta primeira fase pode-se supor que, caso estes gnaisses realmente pertençam à Unidade Araxã, esta unidade passou inicialmente por uma fase tectometamórfica (com migmatização ou anatexia (?) ou fluxo tectônico com diferenciação magmática) a qual foi sucedida por esta fase de formacional (D_1) cujas dobras isoclinais redobraram o bandejamento preexistente e deram origem aos atuais gnaisses, antes mesmo de ocorrer a sedimentação pelítica desta unidade (xistos da Unidade Araxã). Portanto a origem destas rochas e a primeira fase deformacional (D_1) necessitam de estudos mais detalhados para que se possa melhor caracterizar estes gnaisses tanto metamórfica como estruturalmente.

Fig. 3.8 - Dobra isoclinal redobrada isoclinalmente em gnaisses (e migmatitos?) da Unidade Araxã
- Fazenda Furna, ao norte da serra do Ferreira, Folha Carmo do Rio Claro, MG).

3.4.4.2 - SEGUNDA FASE DEFORMACIONAL (D_2)

Em toda a área do presente estudo, principalmente nas suas porções setentrionais, a segunda fase de deformação evidencia-se sobretudo pelo grande desenvolvimento que adquire a xistosidade de fluxo que a acompanha. Esta xistosidade de fluxo deu origem a uma intensa foliação/clivagem tectônica (S_1) nos quartzitos e metapelitos da Unidade Canastra e ao aparecimento de uma nova xistosidade (S'_1) desenvolvida nos micaxistos Araxã. Praticamente em toda a região esta xistosidade se encontra atualmente perturbada pelas defor

mações que a sucederam, podendo ocorrer desde horizontal a sub-horizontal até vertical. Esta disposição levou MATTOS (1980) a supor uma verticalização progressiva original das partes centrais do Domínio Canastra para as bordas, onde culminaria com os grandes falhamentos inversos que colocam a Unidade Canastra em contato com a Unidade Bambuí através de falhamentos inversos. Esta variação no posicionamento da xistosidade é interpretada agora como devida à superposição da 3ª fase deformacional (D_3) ou fase 1 Brasileira.

Os grandes dobramentos desta segunda fase deformacional encontram-se, por isso mesmo, muito modificados por esta superposição e somente os dobramentos menores, que conservam em grande parte sua geometria original, podem ser utilizados para definir seu estilo.

a) As grandes estruturas

Com exceção dos dobramentos que se situam nas partes centrais da grande estrutura de Furnas (chapadão da Babilônia, serra da Rapadura e serra dos Macacos a noroeste de Ilícínia, e serra do Chapadão, serra da Boa Esperança a oeste de Ilícínia), todos os grandes dobramentos desta segunda fase encontram-se muito modificados pela superposição dos falhamentos transcorrentes e inversos da 3ª fase deformacional (fase 1 Brasileira) e pelas alterações provocadas na foliação por dobramentos flexurais da 4ª fase deformacional (fase 2 Brasileira). Embora mais adiante (item 3.4.5) seja tratado da análise das estruturas resultantes desta superposição de fases, para que se possa reconstituir a forma original dos dobramentos, algumas das características dos grandes dobramentos da segunda fase podem ser assim assinaladas:

- Em primeiro lugar, a segunda fase deformacional é constituída de dobramentos apertados e recumbentes, com traços axiais NNE (N15E). Devido aos sistemas transcorrentes da 3ª fase deformacional, os planos axiais destes dobramentos acham-se seccionados no centro da grande estrutura de Furnas, enquanto que nas bordas desta estrutura eles sofreram efeitos rotacionais e assumiram atitudes em torno de N60-70W.
- Os eixos desses dobramentos, a exemplo do que acontece com as superfícies axiais possuem rumos que variam desde 40SW nas partes centrais

da grande estrutura até 30SE, devido ao mesmo fenômeno de rotação provocado pelos falhamentos transcorrentes da 3ª fase deformacional, embora no geral permaneçam horizontais a sub-horizontais.

- A complexidade e variação tanto dos traços axiais como dos eixos dos dobramentos desta fase são aumentadas pela superposição da 4ª fase deformacional (fase 2 Brasileira), a qual redobrou esta estrutura e é responsável pelas figuras de interferência ocasionadas na cartografia atual dos traços axiais desta deformação (APÊNDICE C).
- O estilo desta fase deformacional, caracteriza-se por dobramentos isoclinais a recumbentes, de fácil identificação nas porções oeste e noroeste da área. Tanto em produtos de sensoriamento remoto como no campo, nas porções leste, parecem passar a dobras assimétricas dotadas de um flanco normal mais amplo e um flanco inverso mais curto, perdendo assim suas características recumbentes, como é o caso da serra da Pimenta e serra Mundo Novo, etc., citadas anteriormente na Unidade Canastra.

b) As dobras menores

A geometria das dobras menores permite caracterizar melhor o estilo das estruturas originadas durante esta segunda fase deformacional, pois em muitas situações estas dobras não foram afetadas pelas fases de deformações subsequentes ou, quando sofreram algumas alterações (rotação de plano axial e eixo, cisalhamento ao longo da foliação desenvolvida, etc.), a geometria original ficou preservada.

Estas dobras menores na maior parte são isoclinais deitadas e em alguns casos assimétricas, com vergência constante para leste. Seus eixos são horizontais e sub-horizontais e na porção central da grande estrutura de Furnas a direção axial (NS-N10E) é sensivelmente paralela às dobras maiores desta segunda fase, passando quase a ortogonais (N60-70W) nas bordas da grande estrutura.

Estes dobramentos menores podem ser utilizados para a reconstrução das grandes estruturas e, neste sentido, as dobras da Figura 3.9 consti

tuem exemplos de dobras menores no flanco inverso, de uma estrutura maior. As dobras da Figura 3.10 estão desenvolvidas sobre um flanco normal. O estilo destas dobras varia, de oeste para leste, de dobras isoclinais com o flanco inverso muito desenvolvido (Figura 3.9A) (em níveis pelíticos) a dobras as simétricas dotadas de um flanco inverso mais curto (Figura 3.9B e 3.9C).

Também a litologia controla em grande parte a geometria dessas dobras e, assim, nos níveis de baixa ductilidade nunca chega a desenvolver dobras isoclinais. Na Figura 3.9A estão representadas dobras da segunda fase nos xistos feldspáticos da Unidade Canastra, junto à série de escamas desenvolvidas na serra da Pimenta (sul de Piumhi). Na Figura 3.9B pode-se observar a diferente geometria das dobras desta mesma fase desenvolvida em quartzitos micáceos Canastra na serra da Grota Feia.

Quanto ao mecanismo de formação, as dobras menores da segunda fase deformacional podem ser enquadradas em dobras dos tipos "flexural flow" e "passive slip folds", segundo conceitos de DONATH e PARKER (1964). As dobras do tipo "flexural flow" desenvolvem-se e são evidenciadas onde existe alternância de camadas não muito espessas, de diferentes ductilidades (mica xistos Araxá e xistos quartzosos Canastra). Nestas condições podem-se observar claramente os efeitos do fluxo de materiais dentro dos estratos cujas evidências são: a irregularidade da espessura estratigráfica das camadas (Figura 3.9E) e a foliação (xistosidade) bem desenvolvida nos níveis pelíticos. As dobras do tipo "passive slip fold" ou similares são as mais freqüentes e podem ser identificadas em todos os afloramentos com estratos de intensa ductilidade média (metapelitos e quartzitos micáceos "mil folhas" da Unidade Canastra). Nestas rochas as dobras são tipicamente passivas (similares), dotadas de uma foliação (xistosidade) de fluxo, com adelgaçamento dos estratos nos flancos e espessamento nos ápices das charneiras, como se pode observar claramente nas Figuras 3.9 B,C,F e 3.10.

(A)

(B)

(C)

Fig. 3.9 - Exemplos de dobras menores da segunda fase deformacional.

- (A) xistos com intercalações de quartzitos, rodovia MG-07 ao norte de Capitôlio;
- (B) quartzitos micáceos (mil folhas), serra da Grota Feia a su doeste de Capitôlio;
- (C) intercalações de micaxistos, filitos e quartzitos, estrada de Campos Gerais a Campo do Meio.

(D)

0 15 cm

(E)

0 20 cm

(F)

0 20 cm

Fig. 3.9 - Continuação

- (D) xistos básicos com finas intercalações de quartzito, rodovia MG-07 próximo ao ribeirão das Araras;
- (E) metapelitos da Unidade Canastra, rodovia MG-26, entre Pimenta e Vila Costina;
- (F) quartzitos recristalizados, serra do Paraíso a norte de Campos Gerais.

Fig. 3.10 - Flanco normal de dobras menores da 2ª fase deformacional em quartzitos micáceos (mil folhas) da Unidade Canastra.
- Mirante do reservatório de Furnas.

c) Foliação e lineações

A foliação desenvolvida nas dobras da segunda fase pode ser considerada em toda a área de estudo como uma xistosidade de fluxo, termo aqui empregado em caráter descritivo para diferenciá-la de outras clivagens, porém na literatura de língua inglesa é denominada "axial-plane "cleavage" ou "flow cleavage", "axial plane foliation" e "slaty cleavage".

Esta xistosidade de fluxo desenvolveu-se, na maioria das vezes, paralela ao plano axial dos dobramentos, conferindo às rochas que as contêm um aspecto intensamente laminado, principalmente nas rochas quartzíticas micáceas da Unidade Canastra, as quais BARBOSA (1955) denominou quartzitos "mil folhas". Esta xistosidade de fluxo plano axial em muitos afloramentos (Figura 3.11) pode ser confundida com clivagem de estratificação, devido à disposição paralela dos minerais laminares, principalmente as micas e cloritas, ou devido à disposição paralela dos grãos de quartzo e feldspatos. Entretanto, com um exame destes afloramentos, pode-se reconhecer facilmente a xistosidade

de fluxo pela presença de minerais recristalizados e de grãos de quartzo achatados (elipsóides), cujos eixos (maior e intermediário) são paralelos à xistosidade. A observação destas características em dezenas de afloramentos permitiu estabelecer a priori que na segunda fase de deformação havia ocorrido um grande fluxo das rochas, visto que a relação da xistosidade de fluxo (em um elipsóide de deformação) mostrava sempre que ela se formava perpendicularmente ao eixo mínimo de deformação e se diferenciava da clivagem de fratura que se desenvolvia essencialmente paralela aos planos oblíquos desta xistosidade.

Fig. 3.11 - Quartzitos micáceos intensamente laminados.

- A foliação é sub-horizontal e paralela ao acamamento devido ao dobramento isoclinal recumbente da 2ª fase deformacional.
- Afloramento na rodovia MG-07, próximo ao córrego Tamborete.

Embora a xistosidade de fluxo seja constatada em quase todos os afloramentos, nas dobras menores é que se pode observar que a tal xistosidade se desenvolve, na maior parte dos casos (flancos), paralela ao plano axial (Figura 3.9 A,B,C,D). No entanto, no ápice das charneiras ela passa a uma dispo

sição em leque (radial), convergente e divergente (Figuras 3.9F e 3.10), no sentido dado por RAMSAY (1962a, 1967), (convergent cleavage fan and divergent cleavage fan).

Semelhante ao que acontece com as dobras de arrasto, esta xistosidade pode ser utilizada para a reconstrução das grandes estruturas, nos casos em que se conheça sua relação com a estratificação (WILSON, 1961 e RODGER, 1960).

A xistosidade de fluxo, aqui denominada superfície S_1 , pode ser considerada como primária em todas as rochas da Unidade Canastra e como uma segunda foliação nos gnaisses da Unidade Araxá, visto que nesta unidade já havia uma foliação de transposição (S_T) desenvolvida na 1ª fase deformacional.

A reconstrução das grandes estruturas desta fase foi feita, portanto, essencialmente nas rochas da Unidade Canastra, e nestas rochas a xistosidade primária (S_1) adquire disposições variadas com respeito à estratificação. Em geral, nos flancos normais das dobras menores, a xistosidade se dispõe próxima à estratificação e, em muitos casos, se confunde com ela (Figura 3.11). Já na charneira e no flanco inverso destas mesmas dobras (Figura 3.9B), a xistosidade intercepta a estratificação, segundo um ângulo alto, e esta intersecção dá origem a uma lineação de intersecção (L_1), que é paralela ao eixo b das dobras.

Nas rochas com texturas mais grossas, como nos quartzitos, metaarenitos, calcários e dolomitos, a xistosidade de fluxo dá origem a uma reorientação e recristalização dos minerais na direção de sua maior extensão e um achatamento perpendicular aos planos dela. No entanto, nos níveis pelíticos esta xistosidade se manifesta microscopicamente por uma ordenação paralela dos cristais e neoformação de minerais micáceos (muscovita e clorita) e quartzo. Na maioria das vezes a textura primitiva da rocha acha-se totalmente destruída.

Estruturas de transposição na estratificação pela xistosidade são raras e muito tênues. A presença destas estruturas somente foi constatada em alguns afloramentos de xistos prateados, ao longo da rodovia que une Alpinópolis a Capitólio. Nestes xistos e nos metapelitos, a presença de peque

nos diques de arenitos paralelos à xistosidade (MAXWELL, 1962) é que leva a supor uma possível transposição. Portanto, se nesta segunda fase de deformação ocorreu transposição, ela deve ter sido fraca, não chegando a desenvolver dobras intrafoliares (intrafolial folds, TURNER e WEISS, 1963) ou falsa estratificação (pseudobedding), na concepção de WEISS (1959).

Quanto à atitude desta foliação S_1 , ela se apresenta com grandes variações, tanto na sua direção como nos seus mergulhos que se tornam quase verticalizados. Entretanto, analisando o estilo das dobras desta fase, verifica-se que a xistosidade deveria possuir direções em torno de NS a N20E e mergulhos sub-horizontais para leste. Analisando todas as serras que dão o fechamento da grande estrutura de Furnas, verifica-se que a direção média desta foliação apresenta-se com valores em torno de N60W, mergulhando tanto para SW como para NE. Também, junto aos falhamentos inversos, principalmente os que ocorrem nas serras da Pimenta e Mundo Novo (entre Ilícínia e Piumhi), esta xistosidade se acha muito verticalizada (com mergulhos médios em torno de 60° a 70° para W). De acordo com estas observações, pôde-se concluir que a disposição atual da xistosidade S_1 é consequência da superimposição das duas fases de deformação posteriores, conforme será descrito nos itens referentes a estas fases.

Quanto às lineações, além da lineação de intersecção (L_1) já descrita, constatou-se, com freqüência, nos quartzitos e xistos quartzosos, uma lineação definida pela orientação preferencial dos minerais (stretching lineation), a qual pode ser observada em campo, macroscopicamente, através de uma fibrosidade da xistosidade (Figura 3.12). Entretanto, em nível microscópico, em secções delgadas feitas paralelamente à xistosidade, observa-se um grande estiramento dos minerais sintectônicos que, por sua vez, exibem fileiras de pressão, o que não acontece em secções polidas ortogonais à xistosidade. Isto permite verificar que a direção máxima de encurtamento é perpendicular ao plano da xistosidade. Também os minerais neoformados, principalmente o quartzo, muscovita e clorita, acham-se orientados paralelamente e são os responsáveis pela lineação mineral. São também os que definem a direção do fluxo da xistosidade.

Fig. 3.12 - Aspecto de campo da lineação de crescimento de minerais sobre uma superfície de xistosidade (axial plane foliation) em quartzitos micáceos da Unidade Canastra (serra Mundo Novo - sul da fazenda Itajaó).

- A lineação de minerais é quase vertical e a lineação da intersecção é sub-horizontal (com ondulações provocadas por deformações posteriores).

Outro fato importante a ressaltar nos flancos inversos das dobras menores é o fato de as lineações de intersecção (L_1) serem bem desenvolvidas (mais visíveis) e interceptarem quase ortogonalmente ($\cong 90^\circ$) a lineação mineral (Figura 3.12). Com isto pôde-se deduzir que a direção máxima de alongamento X , definida pela lineação de crescimento de minerais sobre o plano de xistosidade, é perpendicular ao eixo b dos dobramentos que, por sua vez, são definidos pela lineação de intersecção (L_1) (Figura 3.13).

Fig. 3.13 - Bloco diagrama de lineações da 2ª fase deformacional.

- Observar a disposição da lineação de crescimento dos minerais (L_m) com respeito a lineação de intersecção (L_1)
- (X, Y e Z eixos da fabric)

Em algumas charneiras das grandes dobras dos quartzitos Canastra e nos micaxistos quartzosos do Araxá desenvolvem-se estruturas do tipo "boudins" e "mullions", as quais exibem lineações paralelas ao eixo b das dobras que são também paralelas às lineações de intersecção (L_1). Embora estas estruturas se achem bem destruídas, bons exemplos podem ser encontrados em PAGOTO et alii (1979) que descrevem grandes "boudins" na fazenda Cachoeirinha a sudoeste da área mapeada e em MATTOS (1980) que descreve "mullions" ao longo da rodovia MG-07 que une Alpinópolis a Passos, e "boudins" na estrada que liga Passos a Babilônia (fazenda Ribeirão Grande), já fora dos domínios do presente estudo.

d) Características da segunda fase nos produtos de sensoriamento remoto

Como mencionado anteriormente, esta fase deformacional deu origem a grandes dobramentos isoclinais recumbentes. Nas imagens LANDSAT e nas fotografias aéreas as grandes estruturas desta fase são identificadas através do tipo de relevo desenvolvido nos quartzitos e metarenitos da Unidade Canastra.

Nas áreas em que os dobramentos permaneceram com os estratos sub-horizontais, o relevo desenvolvido é do tipo tabular a subtabular, formando grandes chapadões. São formas estruturadas concordantes MATTOS (1985), com relevo fortemente assimétrico, mergulho dos estratos que concordam com o declive da zona homóloga sub-horizontal. A rede de drenagem apresenta forma bidirecional, com angularidade média e elementos curvos e retilíneos.

Quando o relevo se acha pouco entalhado, as superfícies tabulares exibem vales em forma de V que dão origem a gargantas que separam as "plataformas estruturais". Bons exemplos deste relevo podem ser encontrados em todo o chapadão da Babilônia, parte da serra da Canastra, o qual mostra sucessões de cornijas sobressaltadas (exemplo: vale do rio Turvo), as quais permitiram não só a identificação dos limites geológicos, bem como o número de estratos dobrados (duplicados) aflorantes. Esta identificação é favorecida pelo fato de o chapadão da Babilônia ser constituído por camadas competentes que sobrepõem as menos competentes.

Já nos domínios dos xistos Araxá e metapelitos da Unidade Canastra, os grandes dobramentos são mais difíceis de ser identificados nas imagens de satélite e nas fotografias aéreas, por não apresentarem bem definidas as características apresentadas no parágrafo anterior, e os estágios erosivos serem mais avançados. Próximo aos contatos dos xistos e metapelitos com os quartzitos, a identificação é facilitada pela existência de superfícies estruturais exumadas que dão origem a quebras negativas no relevo, cujo contato geológico exposto pode ser acompanhado por longos trechos nas fotografias aéreas. Estas características, aliadas às características apresentadas nas áreas quartzíticas e mais os dados de assimetria de relevo, permitiram interpretar o estilo isoclinal deitado desta fase, bem como determinar que o que estava exposto no relevo atual era o flanco invertido deste dobramento.

Já nas bordas da grande estrutura de Furnas, devido aos falhamentos transcorrentes e inversos da 3ª fase deformacional e aos dobramentos da 4ª fase deformacional, os grandes dobramentos desta segunda fase acham-se totalmente destruídos. As únicas evidências destas grandes dobras, observadas nas imagens LANDSAT, são as figuras de interferência que surgiram no re

levo como resultado da superimposição desta fase deformacional com a 4ª fase (que será descrita na Seção 3.4.5) e, os relevos dissimétricos que, devido à forte inclinação dos estratos e à superimposição da drenagem unidirecional, geraram formas do tipo "hog-back" e cristais isoclinais.

Quanto às estruturas menores, foliação e lineações, poucas evidências diretas permitem caracterizá-las nas imagens LANDSAT, pois a ausência de estereoscopia dificulta observar com detalhe as vertentes esculturadas em função das pequenas dobras desta fase e das foliações originadas na 3ª e na 4ª fase deformacional. Já nas fotografias aéreas, as pequenas dobras podem, em alguns lugares, como ao longo do vale do ribeirão do Turvo e adjacências, ser facilmente identificadas pelas formas esculturadas do relevo (Figura 3.14) e pela interferência delas nas superfícies tabulares exumadas. As formas originadas permitem definir com clareza o contorno aparente das pequenas dobras, inclusive contar a sucessão periódica delas. Embora estas características sejam de fácil visualização nas fotografias aéreas, devido ao recurso da estereoscopia, elas não ocorrem com frequência nos pares estereoscópicos analisados. A principal razão desta ausência de características deve-se ao fato de o estilo isoclinal deitado desta segunda fase deformacional gerar no relevo estruturas concordantes horizontalizadas, semelhantes a pacotes sedimentares que, quando esculpados, originam gargantas que separam plataformas estruturais. As pequenas dobras são identificadas nas fotografias aéreas apenas nos casos em que seu plano axial apresente mergulho em torno de 30° , seu eixo um caimento também ao redor de 30° , e intercepte superfície aplainada (Figura 3.15). Na área mapeada, bons exemplos que satisfazem estas condições podem ser observados quando se analisam pares estereoscópicos da região sul do chapadão da Babilônia (serra da Grota Feia junto ao ribeirão do Turvo) e ao sul de Guapé nas serras da Rapadura e dos Macacos. O principal motivo destas pequenas dobras apresentarem alterações nos mergulhos da superfície axial e dos eixos em relação a sua posição original deve-se ao fato de elas atualmente pertencerem a um dos flancos das grandes dobras ocorridas na 4ª fase deformacional.

Fig. 3.14 - Bloco diagrama esquemático que mostra o tipo de relevo formado pela interferência de dobras deitadas em superfícies tabulares exumadas.

Fig. 3.15 - Projeção de uma dobra em relação a uma superfície aplainada e sua respectiva representação polar.

- (A) bloco diagrama que mostra uma dobra com $PA=30^\circ$ e eixo $= 300^\circ$;
- (B) representação polar da situação em (A) onde: $\bullet$ posição do eixo da dobra, $\curvearrowright$ guirlanda dos polos dos estratos dobrados, $\odot$ posição do pólo no plano axial.

3.4.4.3 - TERCEIRA FASE DEFORMACIONAL (D₃)

A terceira fase deformacional é caracterizada na área por um evento cinemático de grandes extensões, que deu origem a deslocamentos das unidades geológicas e é responsável pelos principais falhamentos transcorrente e inversos (com características de cavalgamentos) aí existentes.

Esta fase deformacional corresponde, no tempo, a uma continuação de da 2ª fase dentro de uma deformação progressiva submetida ao mesmo esforço de oeste para leste.

A razão que leva a caracterizá-la como uma fase distinta, baseia-se no fato de que as estruturas originadas na 2ª fase deformacional (xistosidade de fluxo, lineação mineral, lineação de interseção e geometria das dobras maiores), quando associadas ou combinadas, obedecem a uma sequência lógica e guardam uma relação de sua formação com as causas que originaram as estruturas maiores, as quais definem a geometria da arquitetura final da referida fase. Já na terceira fase deformacional, as estruturas originadas (pequenas dobras monoclinicas com xistosidade de crenulação, xistosidade de cisalhamento, rotação de fraturas e blocos) não se encontram uniformemente distribuídas por toda a região estudada, sendo que se localizam somente nas imediações dos falhamentos transcorrentes e inversos com os quais se acham geneticamente relacionadas. Mostram também perturbações nas estruturas preexistentes, não correspondendo portanto a possíveis agrupamentos de estruturas síncronas, submetidas a um esforço simultâneo, mas sim, presume-se que correspondam a uma superposição de deformações, como será visto mais adiante.

Do exposto, pode-se constatar que, no transcurso desta terceira fase deformacional, originaram-se grandes estruturas transcorrentes, empurrões e estruturas menores (dobras e xistosidades), com deslocamentos diferenciais de blocos de rochas e desenvolvimento de uma cataclase generalizada, o que indica a existência de uma grande zona de cisalhamento (shear zone), segundo conceito de HOBBS et alii (1976).

a) As grandes estruturas

Como já mencionado anteriormente, as grandes estruturas originadas na terceira fase deformacional são grandes sistemas transcorrentes e falhamentos inversos.

Com relação às condições gerais de formação dos grandes falhamentos, dois tipos de transcorrências foram caracterizados na área: o primeiro tipo é constituído de sistemas transcorrentes que separamos dobramentos em blocos, se diferenciam pela variação da inclinação das superfícies axiais e pelos diferentes níveis de assimetria dos flancos, não possuindo necessariamente uma associação com falhas de empurrão (ou inversas). O segundo tipo constitui falhas transcorrentes, freqüentemente associadas a falhas de empurrão (ou inversas), como se fossem limites de blocos de uma série de camadas empurradas. Estes dois tipos básicos podem ser facilmente visualizados no APÊNDICE B.

Através da análise geométrica destas estruturas, não foi possível estabelecer em que momento, dentro da evolução, houve mudanças de comportamento, de dúptil para rúptil. Porém, através da estruturação dos lineamentos obtidos em imagens LANDSAT (APÊNDICE B), das estruturas dobradas, da presença constante de blastomilonitos, de outras estruturas menores e deslocamentos nítidos das falhas com uma geometria bem definida é que se pôde estabelecer que a terceira fase deformacional caracterizou-se pelo desenvolvimento de zonas de cisalhamento dúctil (no sentido dado por HOBBS et alii (1976), com fortes evidências de rupturas caracterizadas pelos principais sistemas de falhas.

Não é propósito deste trabalho estudar a dinâmica destas zonas de cisalhamento, visto que na área de estudo esta fase deformacional é muito complexa e os dados disponíveis não são suficientes para a definição e caracterização de um cinturão de cisalhamento. Limita-se, portanto, à descrição das principais características desta fase deformacional, obtidas em imagens, aliadas às observações de campo, e a estabelecer associações das principais estruturas mapeadas, com modelos que se ajustam às zonas de cisalhamento.

Através das imagens LANDSAT na escala 1:500,000, verificou-se que extensos lineamentos, com alta densidade, desenhava uma geometria particular que caracterizava bem a presença de estruturas disruptivas de natureza transcorrente. Este conjunto permitia distinguir, em áreas distintas, que as zonas de cisalhamento iniciavam-se por rupturas primárias com orientações simples e ordenadas umas em relação às outras, enquanto em outras partes tornavam-se anastomosadas (falhas em trança) e delimitavam blocos que se sobrepunham uns sobre os outros.

Baseando nos padrões de fraturamento propostos por RIEDEL (1929), MCKINSTRY (1953), TCHALENKO (1970) e VIALON et alii (1976) para uma zona de cisalhamento, procurou-se estabelecer critérios para avaliar os principais sistemas transcorrentes independentes dos empurrões (1º tipo) mencionados anteriormente.

Segundo RIEDEL (op. cit.) em uma zona de cisalhamento (Figura 3.16A) desenvolve-se um conjunto de fraturas secundárias e sistemáticas que formam uma rede de fraturas associadas (zona de cisalhamento de porte menor) que precede a zona de cisalhamento maior em uma determinada ordem sucessiva. Entre as principais fraturas e as mais constantes encontra-se o sistema conjugado de fraturas R e R', as fraturas de extensão T e um sistema de fraturas P, simétricas a R. O sistema conjugado R e R' em "echelon" dispõe-se em um diedro de abertura $2\mu = 60^\circ$, onde Z (direção de encurtamento máximo) é a bissetriz, e R e R' fazem ângulos de 15° e 75° , respectivamente com o plano de cisalhamento. No sistema conjugado de Riedel, admite-se para as fraturas R o mesmo sentido do movimento da zona de cisalhamento (falhas sintéticas). Estas fraturas ocorrem com menor frequência, porém apresentam fortes deslocamentos no sentido da zona principal (sistema aditivo). Já as fraturas R', neste mesmo sistema conjugado, apresentam seu sentido contrário ao sistema principal (falhas antitéticas), são mais importantes, produzem efeito de rotação e de bloqueamento de movimento geral da zona cisalhante (sistema subtrativo), conforme a Figura 3.16B.

Fig. 3.16 - Relações entre diferentes fraturas em "echelon" de uma zona de cisalhamento.

- (A) Zona de cisalhamento que mostra as relações entre as diferentes fraturas em "echelon" segundo Riedel: Z - eixo de encurtamento máximo, X - eixo de alongamento máximo, RR' - sistema conjugado de Riedel, T - fraturas de extensão, P - sistema simétrico de R.
- (B) Fraturas de Riedel em "echelon": R - fraturas menos frequentes que originam fortes deslocamentos no sentido principal, R' - fraturas mais importantes e responsáveis por efeitos de rotação e bloqueio do movimento principal.

Segundo esquema apresentado na Figura 3.16, na zona de cisalhamento em potencial, quaisquer fraturas regularmente dispostas mas não fechadas podem evoluir para um cisalhamento efetivo, dando origem a numerosas falhas anastomosadas que formarão as zonas de falhas em tranças. Estas falhas decompõem a zona de cisalhamento em blocos, que inicialmente possuem formas de prismas e arietes vivos, os quais posteriormente tornam-se menos agudos por rotação e escorregamentos. Em seguida, suas aparências são de falhas limitadas por curvas que delineiam formas lenticuladas ou de amígdalas. O esquema da Figura 3.17 exemplifica a evolução acima citada, a partir de fraturas em "echelon" do tipo R e de um plano de cisalhamento (falhas em trança). Observar na figura que as lentes de cisalhamento formadas por rotação de blocos dão origem a uma rotação induzida, devido à força contrária ao movimento principal que surge em suas paredes.

TCHALENKO (1967 e 1970) estudou a similaridade entre zonas de cisalhamento de diferentes magnitudes, ou seja, em escala microscópica, através de testes em caixas de cisalhamento (shear box test); em escala intermediária, através do experimento de Riedel; e em escala regional, através de falhamentos provocados por abalos sísmicos. Deste estudo pôde analisar a resistência ao cisalhamento e interpretar a similaridade das estruturas com diferentes escalas, em função das propriedades mecânicas dos materiais, da condição de quebra (rompimento) de Coulomb ("Coulomb failure criterion") e da limitação cinemática inerente ao tipo de deformação. Verificou também que corpos rochosos, quando deformados por cisalhamento direto (puro), desenvolvem reduzidas zonas de cisalhamento, nas quais ocorrem os principais (ou maiores) deslocamentos. Dependendo da escala de deformação e da quantidade de material envolvido, estas zonas de cisalhamento podem variar de tamanho segundo muitas ordens de magnitude, desde bandas de deformação microscópica em agregado de cristais até falhas tectônicas regionais na crosta terrestre. O modelo destes cisalhamentos, sob a designação de estruturas de zonas cisalhadas (shear zone structure), sugere que nas diversas escalas analisadas, as feições cisalhadas, principalmente as falhas mais simples, obedecem a um mesmo padrão e possuem um mecanismo de deformação similar.

Fig. 3.17 - Evolução e lentes de cisalhamento de uma zona de cisalhamento.

- (A) Evolução de uma zona de cisalhamento a partir de fraturas em "echelon" do tipo R e de um plano de cisalhamento.
- (B) Esquema de uma lente de cisalhamento formada pelos planos de cisalhamento e pelo sistema associado R.

TCHALENKO (1970) menciona que o grau de similaridade estrutural entre as zonas cisalhadas com diferentes magnitudes é função das propriedades mecânicas dos materiais utilizados nos testes, embora existam outros aspectos ainda questionáveis, principalmente no que diz respeito às estruturas particulares que são mais pronunciadas em umas partes do que em outras. Porém, admite que o estudo simultâneo de zonas cisalhadas em diversas escalas permite um melhor entendimento do mecanismo da deformação geral.

Em função das observações acima mencionadas e através da análise dos lineamentos extraídos das imagens LANDSAT (APÊNDICE B), pôde-se caracterizar na área um extenso cinturão de cisalhamento essencialmente transcorrente, constituído por um conjunto de sistemas de lineamentos com direções predominantemente N60W, que delimitam zonas de cisalhamentos dentro do cinturão mencionado. Estes sistemas, para fins de descrição, denominam-se Sistema Tapira-Candeias, Sistemas Desemboque-Capitôlio, Sistema Delfinópolis-Santana da Vargem e Sistema Buritizal-Alterosa. Os demais lineamentos sem denominação foram considerados sistemas de fraturas que compõem a zona de cisalhamento, segundo o modelo de Riedel e as características propostas por TCHALENKO (1970).

O Sistema Tapira-Candeias é constituído por um conjunto de lineamentos estruturais, caracterizados nas imagens LANDSAT por lineamentos (no conceito de HOBBS, 1911) e por alinhamentos de relevo e drenagem que se estendem ao longo de mais de 270 Km, com um traçado na direção N50-60W. Este sistema tem grande importância por representar o limite setentrional do cinturão de cisalhamento e praticamente separar dois domínios paleogeográficos distintos: a nordeste, o Domínio Bambuí com uma sucessão de metassedimentos típicos de plataforma, e a sudoeste, o Domínio Araxá-Canastra representado por uma sucessão de metassedimentos, de uma faixa de dobramentos intensamente laminadas e deformadas. Esta situação por si só pressupõe a existência de uma descontinuidade com grandes deslocamentos tangenciais que caracterizam bem a movimentação diferencial de blocos ao longo dos lineamentos.

Os lineamentos que compõem o Sistema Tapira-Candeias, embora possam ser seguidos sem dificuldades nas imagens, foram pouco investigados no campo, por estarem praticamente fora da área de estudo, apenas ocorrendo em um pequeno trecho dela (ao norte de Piumhi e passando por Pimenta). É interessante ressaltar que, embora os dados disponíveis sejam poucos, cartograficamente

seus traçados mantêm um paralelismo com os demais sistemas em toda a sua ex ten são. As estruturas menores a eles associadas possuem disposição que permi tem definir que a direção de movimentação é no sentido sinistral e se repete com semelhança e periodicidade nos demais sistemas, como será visto mais adiante.

O Sistema Desemboque-Capitôlio constitui, dentro do cinturão de cisalhamento, um dos acidentes tectônicos mais importantes, tanto na com prova ção dos falhamentos transcorrentes como na caracterização de falhamentos transcorrentes associados a falhamentos de empurrão. (ou inversos).

As superfícies de fraturas deste sistema são bem definidas e se dispõem próximas à vertical ou ligeiramente inclinadas a sudoeste, e se mantêm, em linhas gerais, transversais à foliação S_1 da 2ª fase de deforma ção nal. Também junto a estas superfícies de fratura, pôde-se observar que a folia ção cataclástica, desenvolvida nesta fase, intercepta, com ângulos altos, tan to os quartzitos da Unidade Canastra como os metassedimentos do Grupo Bambuí que não foram afetados pelas fases anteriores.

Neste sistema várias são as evidências nas imagens que permi tem constatar estruturas menores e indicativas de que os lineamentos estrutu rais podem ser interpretados como transcorrências sinistrais, originadas na terceira fase deformacional. Esta interpretação explica satisfatoriamente o fato de estes lineamentos se situarem transversalmente à foliação S_1 dos mate riais dobrados na 2ª fase deformacional, preservando, nos seus planos de fra tura, as estruturas menores desta 2ª fase (Figura 3.18).

Semelhante ao que acontece no Sistema Tapira-Candeias, próximo à região de Piumhi, o Sistema Desemboque-Capitôlio desenvolve nos seus termi nais um conjunto de falhas de empurrão ou inversas (2º tipo de transcorrência, já mencionado anteriormente). Supõe-se que estas falhas sejam resultado das próprias condições gerais da mecânica de formação das transcorrências. Esta suposição baseia-se, principalmente, na frequência e geometria em que as trans corrências se acham associadas com as falhas inversas e/ou de empurrão, repre sentando verdadeiros limites de blocos de uma série de camadas empurradas.

Fig. 3.18 - Dobras da 2ª fase deformacional preservadas em um plano de fratura.

- Plano de fratura da zona de cisalhamento que preserva em sua superfície dobras menores pertencentes à 2ª fase deformacional. Observar que a foliação cataclástica desenvolvida paralelamente à superfície de fratura acha-se interceptando ortogonalmente o eixo e a superfície axial das dobras (morro do Cruzeiro ao norte da cidade de Campos Gerais).

Características semelhantes destes sistemas combinados de transcorrências e empurrão foram descritas por KHAIN (1973). Ele os considera como o resultado de modificações intensas de forças de compressão em uma parte da área em relação ao rejeito ao longo da direção da própria transcorrência. Estas modificações devem-se a vários fatores, entre eles a subsidência ou soerguimento de uma plataforma ou de um maciço mediano, ou do embasamento da própria zona de dobramento em consequência da mudança de espessura, etc.

KHAIN (op. cit.) menciona que, em tais casos, tanto as transcorrências como os empurrões são profundos, caso se admita uma única compressão regional (Figura 3.19). Estas estruturas podem corresponder também a falhamentos em tesouras pois, neste caso, o rejeito dos falhamentos transcorrentes não

continuará em profundidade nem em grandes distâncias, mas sim se confundirá com a superfície de empurrão, desaparecendo conforme se distancia do front de empurrão. Exemplos clássicos destes conjugados ocorrem na borda sul do Cáucaso sudeste (empurrões associados a transcorrências transversais), nos Apalaches do Sul (onde o bloco de Kemberlend se acha limitado em ambos os lados por transcorrências transversais) e nas Montanhas Rochosas, principalmente na sua parte sul (onde as transcorrências associadas a empurrões são fenômenos freqüentes).

Fig. 3.19 - Transcorrências e empurrões correlacionáveis no Casaquistão Central, segundo Suvorov (KHAIN, 1973).

- 1) Transcorrências profundas;
- 2) Empurrões profundos;
- 3) Compressão regional.

Ao analisar os falhamentos de empurrão ou inversos, associados aos sistemas Tapira-Candeias e Desemboque-Capitôlio (Figura 3.20 e APÊNDICE B), pôde-se verificar que tais falhamentos se dispõem freqüentemente em anfiteatros, abrindo à medida que se distanciam da zona transcorrente. A sua configuração cartográfica e as estruturas menores associadas a estes falhamentos levam a supor que as transcorrências pertencentes aos dois sistemas estejam ligadas a falhamentos profundos transversais (que cortam zonas de dobramentos) que, em seus terminais, dão origem a falhas de empurrão. Dentro desta hi

pôtese, sugere-se que os falhamentos de empurrão (ou inversos) sejam analisados levando em consideração o modelo proposto por Burtman e Peive (KHAIN, 1973) e conforme a Figura 3.21.

Ao analisar as principais falhas de empurrão que ocorrem junto aos dois sistemas transcorrentes acima mencionados, pôde-se verificar que para cada conjunto de falhas de empurrão associam-se a ele, e simetricamente em relação à zona transcorrente, estruturas de distensão limitadas por estruturas transcorrentes de segunda ordem (antitéticas de Riedel), as quais são responsáveis pela formação de pequenas fossas (grabens), onde são preservadas as maiores espessuras dos quartzitos Canastra (região de Capitólio) e os metassedimentos do Grupo Bambuí (região de Pimenta).

Os efeitos destes falhamentos podem ser melhor observados entre Piumhi, Santo Hilário e Boa Esperança, onde se intensificam e se estendem ao longo de mais de 50 km na direção NNE. Em diversas secções, ao longo da serra da Pimenta, serra da Vargem e serra Mundo Novo (Figura 3.22), pôde-se verificar que as superfícies de "cavalgamentos" se mantêm aproximadamente paralelas à estratificação do conjunto cavalgante, o que origina uma sucessão isoclinal normal que intercala diversas litologias da Unidade Canastra com os metapelitos do Grupo Bambuí.

Em geral, as principais superfícies de "cavalgamento" situam-se em posições subverticais ou se inclinam ligeiramente para oeste. Esta verticalização das superfícies é que dificulta uma melhor interpretação destas estruturas no sentido de caracterizá-las como falhas inversas ou de empurrão (cavalgantes). Acredita-se que tais falhamentos sejam realmente falhas de empurrão e sua verticalização é devida principalmente à superimposição das grandes dobras da 2ª fase deformacional. Este fato pode ser constatado nas serras ao norte de Santo Hilário, as quais se estendem até o sul de Piumhi, onde as superfícies de cavalgamento chegam a desenhar antiformes e sinformes vergentes para oeste. Também nestas serras, morfologicamente, pôde-se observar que os dobramentos dão origem a um traçado festonado da superfície de cavalgamento. Estas feições acham-se ainda mais perturbadas pela existência de flexões com traços axiais NW, relacionadas com as deformações da 4ª fase deformacional que produzem cotovelos nos eixos das dobras da terceira fase e provocam, nas superfícies de cavalgamentos, formas curvilineares complexas.

Fig. 3.20 - Situação esquemática dos principais falhamentos na região da represa de Furnas,

- Observar a freqüência com que as falhas de empurrão se associam com os principais sistemas transcorrentes dentro da zona de cisalhamento.

Fig. 3.21 - Esquema da distribuição de estruturas relacionadas com as transcorrências, segundo Burtman e Peive (KHAIN, 1973).

- (A) esquema de distensão e tensão nas extremidades das transcorrências; (B) esquema do arcabouço de uma depressão formada em uma zona de distensão, (C) arcabouço de zonas de transcorrências em "echelon".
- ① estrutura da transcorrência; ② zona das estruturas de compressão e suas respectivas direções; ③-④-⑤ estruturas de distensão nos desenhos A, B, e C respectivamente.

Fig. 3.22 - Cortes esquemáticos através dos principais falhamentos de empur_ão da terceira fase deformacional.

- S₁ e S₂ - xistosidades da segunda e terceira fases.

- x - micaxistos e q - quartzitos da Unidade Canastra, m - metapelitos da Unidade Bambuí.

É importante ressaltar que os falhamentos de empurrão, que dão origem às estruturas cavalgantes, também desenvolvem ao longo de seu traçado pequenas dobras monoclinicas com xistosidade axial de crenulação (principalmente nos xistos), as quais, por sua vez, deformam a xistosidade primária (S_1 da fase anterior). Deve-se ressaltar, também, que parece existir uma variação no estilo das dobras da 2ª fase junto a estes cavalgamentos, que pode ser observada por uma diminuição brusca de sua relação altura e largura (H/W) entre as partes cavalgantes e cavalgadas. Isto permite deduzir que provavelmente ocorram grandes deslocamentos tangenciais ao longo dos cavalgamentos que adquirem características de transcorrências (cavalgamentos passando a transcorrências), conforme pode ser observado no APÊNDICE B.

O Sistema Delfinópolis-Santana da Vargem e o Sistema Buritizal-Alterosa são dois sistemas considerados semelhantes pelas características apresentadas nas imagens LANDSAT, os quais formam juntos uma zona de falhamentos bem definida dentro do cinturão de cisalhamento mencionado anteriormente.

Embora as características destes dois sistemas sejam semelhantes às dos demais sistemas, tanto na constância de direção (N60W) como nas estruturas menores a eles associadas, verifica-se, nas imagens LANDSAT e nos dados de campo, que a zona de falhamentos originada por estes dois sistemas não corresponde a um conjunto de falhamentos simples, mas apresenta um conjunto de fraturas, as quais, tudo indica, desenvolveram falhamentos diferenciados semelhantes ao modelo de uma zona de cisalhamento, a partir de fraturas em "echelon" do tipo R de Riedel, com planos de cisalhamento (falhas em treliça), ou ao modelo de sistemas de falhas transcorrentes (strike-slip fault systems), propostos por READING (1980).

Devido à extensão (largura e comprimento) desta zona de falhamentos (que transcendem vários quilômetros além da área de estudo), não se dispõe de dados suficientes para estabelecer com segurança que estilo de estruturas esteja ocorrendo realmente nesta área.

Da análise das imagens LANDSAT (APÊNDICE B) verifica-se que entre o sistema Delfinópolis-Santana da Vargem e o Sistema Buritizal-Alterosa desenvolve-se um conjunto de fraturas com grandes curvaturas, o qual dá origem a padrões anastomosados de falhas com lentes de cisalhamento e rotação de

blocos que, segundo RIEDEL (1929) e TCHALENKO (1970), ocorrem dentro de uma zona de cisalhamento a partir de fraturas em "echelon" do tipo R e de um plano de cisalhamento (falha em treliça), conforme Figura 3.17.

O desenvolvimento destes padrões anastomosados (falhas em tranças), que dão origem a blocos alongados lenticulares, segundo VIALON et alii (1976), ocorre a partir de fraturas em "echelon" do tipo R que, no transcurso de sua evolução, dão origem a deslocamentos que acumulativamente favorecem a mudança e o arqueamento destas fraturas. Neste processo, as falhas decompõem a zona de cisalhamento em blocos, iniciando por um conjunto de blocos com formas prismáticas e arestas vivas, que se tornam menos agudas por rotação e deslizamentos. Como resultado, desenvolvem-se lentes de cisalhamento formadas pelos planos de cisalhamentos e pelo sistema associado R. É importante ressaltar que dentro da lente de cisalhamento (Figura 3.17) desenvolve-se uma rotação induzida e, junto aos seus diedros agudos, o bloco tende a desenvolver efeitos de deslizamentos, o que resulta em pequenos dobramentos.

Entre o Sistema Delfinópolis-Santana da Vargem e o Sistema Buri tizal - Alterosa (APÊNDICE B) desenvolve-se um conjunto de fraturas curvas, cujas interseções geram, nas imagens LANDSAT, padrões lenticulares com indicações de falhamentos destrais, o que corrobora na explicação das rotações induzidas, já que os padrões lenticulares permanecem coerentes dentro do processo de propagação da direção de cisalhamento (paralelamente a sua extensão).

Como já foi mencionado, não se dispõe de dados suficientes para afirmar que a geometria assumida pelos lineamentos nas imagens LANDSAT é resultado de fraturas que contornam grandes lentes de cisalhamento ou se é originada pelo sistema conjugado de Riedel (T, RR' e P). Esta geometria pode corresponder a outros sistemas de fraturamentos, semelhantes aos que sugere SADOWSKI (1983) para a zona transversal nordestina, onde tais fraturas não são necessariamente as R, R', P e T de Riedel, mas podem corresponder a grandes expressões de fraturas X e Y (SADOWSKI, 1983, pg. 39, Figura 19).

Dentre as várias lentes desenvolvidas nesta faixa de cisalhamento, ressalta-se a grande lente que ocorre entre as cidades de Alpinópolis e Cássia, tendo a cidade de Passos em sua posição central. Nos arredores de Alpinópolis, os terminais desta lente são marcados por dois conjuntos de fa

lhas transcorrentes que se cruzam com direções N50W e N70W, as quais são caracterizadas por uma intensa cataclase dos quartzitos, micaxistos e quartzo-micaxistos, por uma forte clivagem de cisalhamento e por evidências de movimentação no sentido dextral. Nos afloramentos de quartzitos da serra da Ventania ao sul de Alpinópolis, além das estruturas de cisalhamento aí presentes, as pequenas dobras da 2ª fase deformacional encontram-se com eixos em torno de S30E/20 e superfícies axiais com atitudes de N70W/25SW, o que indica ser resultado da rotação induzida que ocorreu dentro da lente de cisalhamento. Ao lembrar que a direção média dos grandes dobramentos da 2ª fase está em torno de NS, ter-se-á então de admitir, mesmo que localmente, que estas pequenas estruturas foram reorientadas com ângulos de até 70°, já que um achatamento delas e um forte estiramento ao longo da direção dos eixos junto aos planos de foliação S_1 é um fato de fácil constatação.

Quanto à extensão das lentes de cisalhamento e das estruturas que se desenvolvem dentro da zona de cisalhamento, TCHALENKO (1970) mostra que existe uma similaridade das estruturas formadas em zonas de diferentes ordens de magnitude, desde milimétricas até dezenas de metros. Já SADOWSKI (1983) define para a zona transversal nordestina estruturas semelhantes que chegam a extensões quilométricas e menciona vários autores e localidades em que estas estruturas são comuns, como, por exemplo, na zona de falha San Andreas do oeste dos Estados Unidos e na falha Alpina na Nova Zelândia.

Na área do presente estudo, as falhas em tranças ou anastomosadas e as lentes de cisalhamento chegam a atingir dezenas de quilômetros (APÊNDICE B) e podem ser facilmente identificadas nas imagens de satélite. Porém, no campo, sua identificação é mais difícil devido às suas próprias dimensões. Na região ao norte de Campos Gerais, na base do flanco norte da serra do Cruzeiro (Figura 3.23), ocorre um grande vale de fundo chato, fortemente alinhado e com todas as características morfológicas de uma zona transcorrente, onde se pôde detectar uma série de fraturas curvas, cuja distribuição dá origem a um entrelaçamento bem visível através da mata galeria. A este conjunto de fraturas pode-se associar o desenvolvimento da zona de cisalhamento com suas lentes formadas a partir de planos de cisalhamentos e dos sistemas de fratura R de Riedel, conforme já mencionado.

Fig. 3.23 - Sistemas de fraturas em tranças.

- Observar que a mata galeria desenvolvida junto às fraturas desenha, ao longo do vale de fundo chato (zona de falhamentos transcorrentes), formas lenticulares que correspondem ao sistema de fraturas R associado aos planos de cisalhamento da zona principal. Flanco setentrional do morro do Cruzeiro (norte de Campos Gerais).

b) Características gerais dos grandes falhamentos

Conforme os dados anteriormente expostos, as características gerais das estruturas podem ser assim resumidas.

- Os extensos lineamentos mapeados nas imagens LANDSAT são, na sua maioria, traços de falhas que ocorrem sempre acompanhados de uma cataclase generalizada. As estruturas com direção N60W (sistemas principais da zona de cisalhamento) e N80W (sintéticas com relação aos sistemas principais) exibem fortes indicações de movimentação transcorrente de caráter sinistral.
- Os falhamentos transcorrentes formados pelos sistemas Tapira-Candeias, Desemboque-Capitôlio, Delfinópolis-Santana da Vargem e Buritizal-Alterosa, embora apresentem superfícies que se mantêm próximas à vertical, mostram nítidas inclinações tanto para sudoeste (ao norte da cidade de Carmo do Rio Claro) como para nordeste (ao norte da cidade de Capitôlio), inclinações estas resultantes da superposição dos dobramentos da 4ª fase deformacional. De acordo com esta última afirmação, os falhamentos deveriam possuir originalmente superfícies verticais, não devendo portanto ser mapeados como falhas inversas ou de empurrão.
- Os falhamentos transcorrentes que formam os sistemas Desemboque - Capitôlio e Delfinópolis-Santana da Vargem e os principais fraturamentos a eles associados apresentam traçados de suas superfícies perpendiculares ou subperpendiculares às superfícies de estratificação e cortam quase ortogonalmente as dobras da 2ª fase. Já os empurrões ou falhas inversas associados a estas transcorrências apresentam o traçado das superfícies de cavalgamentos paralelos à foliação e aos eixos das dobras da 2ª fase e exibem uma verticalização e arrasto dos planos axiais das dobras desta fase. Pode-se observar que nesta faixa houve mais deslocamento de massas do que rotação de blocos.
- Os falhamentos transcorrentes que formam o Sistema Buritizal-Alterosa e os lineamentos situados entre este sistema e o Sistema Delfinópolis-Santana da Vargem exibem uma variação muito forte em suas dire

ções devido ao sistema de tranças que formam. Eles são destrais, apresentam estruturas menores mais deformadas e possuem fortes evidências de rotação tanto das fraturas como dos eixos e superfícies axiais das dobras menores da 2ª fase deformacional.

- Em várias localidades os falhamentos transcorrentes colocam materiais antigos em contato lateral direto com os mais novos. Por exemplo, as falhas transcorrentes que limitam a Unidade Canastra com a Unidade Araçá colocam em contato domínios paleogeográficos diferentes. Esta situação, aparentemente contraditória, pode ser explicada pela presença de dobramentos anteriores (2ª fase) que inverteram a estratigrafia, e esta, por sua vez, foi deslocada pelas transcorrências.
- Os falhamentos inversos ou de empurrão mostram acentuadas diferenças nas sucessões estratigráficas entre os materiais superpostos e sobrepostos, o que leva a supor grandes deslocamentos ao longo destes falhamentos. Por exemplo, os falhamentos de empurrão (cavalgantes) que interdigitam unidades litológicas entre Piumhi, Santo Hilário e Illicínia parecem ser os responsáveis pela grande diferença litológica aí existente, atestada pela presença de corpos básicos e ultrabásicos do embasamento, intercalados com as unidades mais novas, incluindo rochas da Unidade Bambuí.
- Os falhamentos de empurrão (ou inversos), quando ocorrem em uma única litologia ou litologias semelhantes, aparecem como cisalhamentos, sem nenhuma relação com os materiais que os limitam, exceto nas superfícies que sobrepõem rochas do Bambuí ou do embasamento que aí desenvolvem níveis mais carbonáticos.

c) Estruturas menores associadas aos falhamentos

As estruturas menores desenvolvidas na terceira fase deformacional acham-se confinadas às zonas de falhamentos e apresentam características distintas em função dos materiais afetados. Por exemplo, em rochas com baixa ductilidade, os falhamentos transcorrentes desenvolveram dobras de arrasto ao longo de estratos já foliados pela xistosidade primária, enquanto em rochas com

alta ductilidade os falhamentos inversos criaram novas dobras e xistosidades.

As pequenas dobras desenvolvidas em rochas quartzíticas e resultado das transcorrências são as do tipo de arrasto, com dimensões reduzidas que não ultrapassam a escala métrica. Estas estruturas são facilmente observáveis nos flancos das dobras da 2ª fase, junto aos falhamentos, principalmente pelo movimento oposto causado nos planos de descontinuidade. É através destas estruturas que se observa que as transcorrências provocaram uma movimentação diferencial dos planos de xistosidade S_1 e deram origem a uma segunda xistosidade S_2 (Figura 3.24). Esta xistosidade S_2 associa-se aos grandes deslocamentos ocorridos junto às superfícies axiais das dobras da 2ª fase, os quais culminaram em grandes empurrões junto aos terminais das transcorrências descritas anteriormente.

Como consequência destes fatos, pode-se verificar que as pequenas estruturas desenvolvidas junto às falhas transcorrentes são identificadas por dobras de arrasto, pela xistosidade de cisalhamento (S_2) paralela à xistosidade de fluxo S_1 e pelo deslocamento sintético em relação ao movimento principal do bloco deslocado.

Por outro lado, junto aos falhamentos inversos ou de empurrão, tanto as pequenas dobras como a xistosidade S_2 se dispõem de modo diferente, de acordo com suas posições em relação às dobras da 2ª fase e aos próprios efeitos causados pelos empurrões. Por exemplo, em rochas com alta ductilidade e xistosidade S_1 bem desenvolvida, observa-se que as estruturas originais são essencialmente pequenas dobras irregulares (não-cilíndricas), com eixos curvos que variam de direção até 90° , em distâncias menores que três metros (Figura 3.25).

Fig. 3.24 - Pequenas dobras de arrasto desenvolvidas por fraturas de cisalhamento.

- Observar que a xistosidade S_2 e as dobras são sintéticas com relação às superfícies de deslizamento (reservatório da represa de Furnas).

Fig. 3.25 - Diagrama de freqüência de eixos de microdobras da 3.^a fase deformacional e diagrama de freqüência da xistosidade S_2 .

- ① Diagrama de freqüência dos eixos, contornos com 15, 10, 5, 3 e 1% das áreas.
- ② Diagrama de freqüência da xistosidade S_2 junto às pequenas dobras, contornos com 30, 10, 4 e 1% da área.

Dados obtidos na serra Mundo Novo próximo a Santo Hilário.

A geometria destas pequenas dobras é bem característica, pois elas desenvolveram um flanco mais extenso do que o outro, possuindo portanto simetria monoclínica que passa à simetria ortorrômbica, apenas nas dobras menores junto às charneiras das dobras maiores (primeira ordem). Embora os eixos destas dobras sejam curvos, seu traço axial médio se mantém subparalelo ao traçado cartográfico NS dos falhamentos de empurrão. Por serem sub-horizontais, pode-se dizer que também esses eixos são homoaxiais com os eixos das dobras da 2.^a fase deformacional. Com respeito ao mecanismo de formação, estas pequenas dobras são do tipo passivo, dotadas de uma xistosidade de crenulação "strain-slip" (S_2), geralmente paralelas às superfícies axiais, nos flancos, e convergentes ou divergentes junto às charneiras.

Quanto à xistosidade de crenulação S_2 (strain-slip cleavage), ela se desenvolve como superfícies planares de discontinuidades (muito penetrativas) que variam de sub-horizontais a inclinadas para oeste (Figura 3.26). Estas superfícies produzem um intenso microdobramento dos minerais micáceos cristalizados no decorrer da 2.^a fase deformacional e, por isto mesmo, a xistosidade S_2 pode ser identificada tanto pelas superfícies visíveis de des

continuidade, como pelas superfícies axiais dos microdobramentos. Já em n¹ veis mais competentes (xistos quartzosos e quartzitos micáceos), a xistosidade S₂ se manifesta como superfícies de descontinuidades mais sinuosas e distribuídas irregularmente (Figura 3.27).

Fig. 3.26 - Dobras com xistosidade de crenulação S₂ (strain-slip cleavage).

- Dobras da terceira fase deformacional com superfícies axiais inclinadas para oeste, visíveis principalmente através da xistosidade que realça as superfícies planares de descontinuidades muito penetrativas.
- Xistos básicos da rodovia MG-07 a nordeste de Piumhi.

Fig. 3.27 - Xistosidade de crenulação S_2 em níveis mais competentes.
 - Xistosidade da terceira fase em níveis pelíticos-arenosos.
 As superfícies S_2 não são planares e nem exatamente paralelas.
 - Rodovia MG-07 Km 236 ao sul de Piumhi.

Em várias localidades pôde-se verificar que a xistosidade de crenulação S_2 intercepta a xistosidade de fluxo S_1 da 2ª fase, segundo ângulos variáveis entre 20° e 30° , nos casos em que S_2 era oblíqua a S_1 , porém constatou-se também situações em que S_1 e S_2 eram praticamente paralelas. Como resultado da intersecção das duas xistosidades pôde-se definir uma lineação (L_2) de crenulação, paralela às dobras desta 2ª fase, a qual dá origem a um microdobramento da superfície S_1 . Ortogonalmente a estas lineações desenvolvem-se também gretas de tensão, em formas de sigmóides, preenchidas de quartzo, que favorecem a determinação do movimento principal das estruturas maiores.

É importante lembrar que a foliação S_2 , desenvolvida pela influência dos falhamentos transcorrentes, está sempre preservada nos flancos das dobras da 2ª fase, e permite identificar com facilidade o sentido dos deslocamentos causados pelo movimento principal da transcorrência. Já esta mesma foliação S_2 , quando associada aos falhamentos de empurrão, apresen

ta direções variadas com respeito à direção de encurtamento destes falhamentos, o que nos leva a supor que esta foliação ocorra sob forma de um sistema conjugado ($S_2 - S'_2$) do tipo "shear". Não foi possível constatar, em campo, a presença de dobras conjugadas ou mesmo definir se realmente a xistosidade S_2 corresponde a um sistema de duas xistosidades conjugadas que se interceptam. Porém, a interpretação de dobras monoclinicas, em função de deslocamentos do tipo "kink band" desenvolvidos junto aos falhamentos (Figura 3.28), permite supor que a foliação S_2 tenha realmente se desenvolvido como um sistema conjugado de acordo com as interpretações clássicas de HOEPPENER (1955) e VOLL (1960), conforme esquematizado na Figura 3.29. Esta situação pôde ser observada a 2,5 Km a sudoeste de Capitólio, onde os quartzitos micáceos exibem planos de cavalgamentos que cortam, com ângulos baixos, a xistosidade S_1 (primária) e exibem localmente uma xistosidade S'_2 oblíqua ao cavalgamento que dá origem a dobras antitéticas de diversos tamanhos sobre a xistosidade primária. Situação semelhante a esta foi descrita por JOHNSON (1956) para a zona de Moine Thrust" na Escócia, onde foram também encontradas dobras conjugadas com eixos paralelos à direção de transporte do cavalgamento.

Fig. 3.28 - Dobras monoclinicas com deslocamentos do tipo "kink band" preservadas em quartzitos finamente laminados ao sul da cidade de Capitólio.

Fig. 3.29 - Esquema de dobras monoclinicas sinteticas e antiteticas associadas a deslocamentos do tipo "kink band".

- Interpretação de dobras monoclinicas em função dos deslocamentos do tipo "kink band". As flechas na base indicam o deslocamento do plano principal. À esquerda, quando as dobras são interpretadas como sinteticas (S) e à direita, quando interpretadas como antiteticas (A).

3.4.4.4 - QUARTA FASE DEFORMACIONAL (D_4)

Em toda faixa de dobramentos, espera-se que as estruturas mais visíveis e ostensivas sejam aquelas originadas durante a última fase principal de deformação. Na região da represa de Furnas, a quarta fase deformacional é a principal responsável pela maior parte das grandes estruturas que se pode observar na cartografia atual. Embora as grandes estruturas originadas nesta fase tenham sido caracterizadas por vários autores, conforme já mencionados anteriormente (Tabela 3.2), a existência e a definição das principais características das estruturas desta quarta fase, junto à região da represa de Furnas, são quase inexistentes.

Durante esta fase de dobramentos, originaram-se dobras de diversas ordens de dimensão, desde dobras de amplitudes quilométricas até microdobras, com o desenvolvimento de uma xistosidade típica de crenulação. Estas dobras apresentam superfícies axiais verticais com pequenas inclinações para sudoeste, o que as difere das demais dobras de fases anteriores, podendo ser definidas como uma fase retro com vergência voltada para a borda do Craton de São Francisco.

a) As grandes estruturas

As grandes dobras desta quarta fase deformacional são de fácil reconhecimento através das imagens LANDSAT, principalmente pela cartografia de senhada pelo grande Sinclinal de Passos que corresponde na área à estrutura de maior expressão desta fase. Ao realizar um corte SW-NE na porção central da grande estrutura de Furnas, passando por Alpinópolis rumo a Piumhi, pode-se verificar a existência das grandes dobras que deformam as estruturas preexistentes da 2ª e 3ª fases deformacionais. Estas dobras são de fácil reconhecimento, tanto em campo como nos produtos de sensoriamento remoto, quando se considera como superfície de referência a foliação S_1 totalmente redobrada (Figura 3.30). No corte mostrado nesta figura destacam-se também as superfícies de descontinuidades originadas pelas transcorrências da 3ª fase, as quais atualmente se acham arqueadas pelas grandes e amplas flexões originadas na quarta fase deformacional.

Com exceção do grande Sinclinal de Passos, que é a estrutura mais exuberante na área, as dobras correspondentes a esta fase apresentam dimensões de ordem menor, porém mantendo magnitudes quilométricas, e sempre com raios de curvatura muito grandes.

Na região estudada, e dentro dos micaxistos do Araxá, não é possível diferenciar as grandes estruturas da quarta fase, visto que a Unidade Araxá tem pouca distribuição na área, seus afloramentos estão intensamente intemperizados e toda a unidade se acha restrita à calha da charneira do grande Sinclinal de Passos, o que dificulta a identificação das deformações desta fase.

Fig. 3.30 - Corte esquemático transversal à grande estrutura de Furnas.

- As grandes flexuras da 4ª fase deformacional dobram a foliação preexistente e inclinam as descontinuidade preexistentes.
- E - embasamento; A - predominância de rochas da Unidade Araxá; C - predominância dos quartzitos Canastra; B - predominância dos metapelitos Bambuí e ZC - zona com predominância de cataclasitos.

Já nos quartzitos da Unidade Canastra, as grandes dobras podem ser identificadas através do relevo estrutural, onde a morfologia é coincidente com as estruturas. Pelo fato de as dobras serem do tipo flexural, com flancos quase simétricos e superfícies axiais verticais, o relevo desenvolvido lembra o do tipo Apalachiano e, por se encontrar em estágio avançado de evolução pela ação erosiva, mostra vários elementos texturais diagnósticos das grandes flexuras. Por exemplo, no flanco sul do Sinclinal de Passos, representado pela serra da Ventania, próximo de Alpinópolis (Figura 3.31), o relevo exibe um conjunto de estruturas concordantes inclinadas, com superimposição da drenagem, dando origem aos denominados "hog-backs". Nestes "hog-backs", que são formados por uma série de cristas paralelas com relevo dissimétrico, é possível medir ao longo das cornijas e reversos curtos, através das fotografias aéreas, a inclinação dos estratos com mergulhos superiores a 30° . Estas medidas correspondem, no campo, a mergulhos da xistosidade S_1 (2ª fase deformacional), mergulhos estes provocados pelas grandes flexuras da quarta fase.

Através dos critérios utilizados na análise dos "hog-backs" e com a medição em fotografias aéreas dos ângulos de mergulho dos estratos, foi possível avaliar as dimensões das dobras desta quarta fase e até verificar que as estruturas antiformes fechadas e estreitas e as estruturas sinformes abertas e amplas eram resultado de um estágio tardio e avançado do relevo. Porém, ocorre de uma forma diferencial do norte (chapadão da Babilônia) para o sul (serra da Ventania), conforme a Figura 3.32). É importante ressaltar que nesta quarta fase deformacional as grandes flexuras são muito mais identificáveis através de elementos estruturais do relevo, tanto nas imagens como campo, do que em afloramentos através dos estratos ou camadas.

Deve-se frisar que embora o relevo tenha sido um dos maiores elementos diagnósticos das grandes estruturas desta quarta fase ele teve de ser analisado com cuidado, pois, junto ao grande Sinclinal de Passos, onde a estratigrafia se acha invertida devido aos dobramentos isoclinais deitados da 2ª fase, o relevo atual acha-se também "invertido". Este fato é explicado pelos grandes corpos de quartzitos da Unidade Canastra, sobrepostos aos micaxistos Araxá, os quais permitem caracterizar o Sinclinal de Passos como um sinclinal alçado (Figura 3.32).

Fig. 3.31 - Relevo do tipo "hog-backs" que mostra a concordância com as estruturas.

- Observar que as cornijas marcam o limite dos estratos, e os reversos, a inclinação deles.
- Bancos de quartzitos micáceos da serra da Ventania junto à cidade de Alpinópolis.

Fig. 3.32 - Relevo estrutural que mostra a concordância da morfologia com as estruturas e os diferentes estágios erosivos.

- Observar que pela ação erosiva regressiva os rios aprofundam os seus níveis-base abaixo dos rios situados nos sinformes, o que chega a provocar uma verdadeira "inversão" do relevo,
- Em função da erosão diferencial têm-se de NE para SW sinformes estreitos e antiformes amplos para os estágios erosivos iniciais, sinformes amplos e antiformes estreitos para os estágios erosivos tardios.

Deve-se ressaltar, também, que os quartzitos laminados da Unidade Canastra correspondem à litologia mais favorável para identificar as grandes dobras da quarta fase deformacional pois, além do relevo, é nestas rochas que se verifica que as dobras são simétricas, que o plano axial vertical é ligeiramente inclinado para NNE e que a xistosidade S_1 se encontra dobrada.

Também são nos quartzitos micáceos e nos xistos prateados da Unidade Canastra que se pode verificar melhor que os traços axiais destas grandes dobras (N60W) assumem posições distintas em relação aos traços axiais da 2ª fase deformacional. Ou seja, são quase ortogonais aos traços das estruturas da 2ª fase que se mantêm em sua posição original (NS-N20E) e são aproximadamente coincidentes (homoaxiais) em relação às estruturas da 2ª fase que sofreram rotação induzida pela 3ª fase deformacional.

b) As Dobras Menores

As dobras menores associadas a esta fase podem ser identificadas ao longo dos flancos das dobras maiores, ocorrem com dimensões variadas e o seu estilo modifica com o material onde elas se desenvolveram.

Nos quartzitos da Unidade Canastra as dobras são marcadamente flexurais, simétricas, do tipo cilíndricas, com amplos raios de curvatura e flancos suavemente curvados. Geralmente suas superfícies axiais são subverticais ou ligeiramente inclinadas para NNE. Nos níveis de menor ductilidade estas dobras desenvolvem uma xistosidade de fratura que se dispõe de forma convergente ou divergente (fraturas longitudinais ou radiais). Nos níveis mais dúcteis (metapelitos) esta xistosidade é de crenulação e se dispõe paralela às superfícies axiais.

Nos micaxistos Araxá e nos xistos e metapelitos Canastra, as características das pequenas dobras da quarta fase são bem diferentes. No geral, quando estas rochas se encontram como finas camadas intercaladas com quartzitos, as dobras desenvolvidas são do tipo similar, com flancos paralelos e charneiras espessadas e agudas. Devido ao espessamento destas charneiras por estiramento, pequenas superfícies de descontinuidade aparecem cortando estas charneiras, dando origem a uma transposição incipiente.

Como já mencionado, a maioria das pequenas dobras são simétricas, com vergência suave para NE, rumo ao craton. Porém, junto às principais falhas de empurrão elas se tornam assimétricas. Esta assimetria é mais evidente, principalmente nas áreas onde a estratificação ou xistosidade S_1 se encontra com fortes mergulhos provocados pelos empurrões anteriores ao desenvolvimento destas dobras.

Como é de se esperar, a direção dos eixos das pequenas dobras mostra atitudes paralelas aos eixos das dobras maiores (N60-70W). Geralmente estes eixos são horizontais e raramente mostram inclinações axiais superiores a 20° para SE. Portanto, quando se comparam os eixos das dobras menores desta quarta fase com os eixos das dobras menores da 2ª fase, verifica-se que as direções são praticamente ortogonais em relação às dobras não-rotacionadas e paralelas às dobras menores que sofreram rotação devido à 3ª fase deformacional. Por causa destas duas situações, praticamente extremas, torna-se difícil estabelecer qual a obliquidade média entre as estruturas destas duas fases, ou se apenas estas variações são localizadas, restringindo-se às zonas de cisalhamento que provocaram os falhamentos em trança.

A deformação das superfícies preexistentes $S_0 \equiv S_1$ pelas dobras da quarta fase pode ser facilmente observada em várias localidades. Bons exemplos da xistosidade S_1 deformada pelas dobras da 3ª fase acham-se representados na Figura 3.33.

c) Foliação e Lineações

Com respeito à foliação S_3 desenvolvida nesta quarta fase de formacional, conforme já mencionado, nos níveis de baixa ductilidade (quartzitos e metarenitos), ela se manifesta como uma xistosidade de fraturas (longitudinais ou radiais). Entretanto, junto aos micaxistos e metapelitos ela se manifesta como uma xistosidade de crenulação que produz um intenso redobramento da xistosidade S_1 . Devido à anisotropia planar desenvolvida nos xistos pela xistosidade de fluxo (S_1) da 2ª fase, uma variação grande de estilos da xistosidade S_3 é encontrada nestas rochas (Figura 3.34).

Fig. 3.33 - Deformação de superfícies preexistentes por dobras da quarta fase deformacional.

- Estratificação (S_0) e xistosidade (S_1) paralelas e deformadas conjuntamente em uma dobra da quarta fase deformacional com xistosidade de crenulação incipiente.
- Intercalações de quartzitos laminados e xistos prateados ao sul de Guapé.

Fig. 3.34 - Tipos esquemáticos de xistosidades de crenulação desenvolvidas em pequenas dobras da quarta fase deformacional.

- ① microdobras sem fraturamento; ② crenulação com fraturamento; ③ microdobras do tipo "chevron"; ④ crenulação do tipo "kink-bands" com compressão.

Do que se pôde observar, a diferença de estilos não está condicionada pela posição que as dobras assumem na região, mas são estilos que se diferenciam dentro das próprias dobras menores. Por exemplo, as crenulações desenvolvidas como microdobras sem fraturamento ocorrem junto às superfícies axiais das microdobras; já as crenulações com fraturamento ocorrem nos flancos devido ao estiramento deles e as crenulações do tipo "chevron" com fraturamento concentram-se nas charneiras. Além destes estilos, também uma xistosidade de crenulação do tipo "kink-band" com compressão das zonas de "kink" ocorre nas intercalações de xistos e quartzitos, as quais são substituídas por fraturas, quando predominam os quartzitos, ou dão lugar à formação de "chevron folds" nos bancos mais espessos de xistos. Este último tipo de xistosidade de crenulação, em alguns lugares próximos a Capitólio, acha-se com uma fina crenulação desenvolvida paralela à banda de "kink", o que sugere mais um "shear" conjugado do que uma crenulação e, por isto mesmo, leva a deduzir que, caso esta estrutura realmente pertença à quarta fase deformacional, ela deve ocorrer apenas próximas às zonas de falhamentos.

Além dos diferentes estilos que caracterizam a xistosidade S_3 da quarta fase deformacional, ela intercepta as superfícies precedentes (S_1 e S_2), segundo ângulos e grau de penetratividade variáveis, com o desenvolvimento ou não de superfícies de fraturas paralelas a S_3 . Porém, em todas as situações se originam microdobras monoclinicas sobre a foliação inicial, que se dispõem paralelas às superfícies axiais das dobras que as acompanham. No campo, uma particularidade desta xistosidade S_3 é que ela sempre se apresenta com inclinações para NE (com ângulos superiores a 45°) ou subverticais, o que permite diferenciá-la das xistosidades anteriores (S_1 e S_2). É importante ressaltar que, embora a xistosidade S_3 possa ser constatada com frequência em toda a área, ela não está uniformemente distribuída e sua concentração dá-se em faixas estreitas, as quais aparentemente ocorrem acompanhando as lineações do tipo "b" dos dobramentos.

Finalmente, pela existência das três fases anteriores, devem existir na área lineações de intersecção da xistosidade S_3 com S_0 , S_T , S_1 e S_2 . Porém, entre elas, a mais visível e frequente é a intersecção de S_3 com S_1 . Esta lineação L_3 acha-se disposta no campo segundo direções aproximadamente N60W e, quase sempre é sub-horizontal e paralela aos eixos das dobras da quarta fase deformacional. A diferença básica na distinção entre a lineação L_1 (S_1 sobre S_0) e a lineação L_3 (S_3 sobre S_1) é que esta última se manifesta por um intenso corrugamento (microdobramento), principalmente dos minerais planares, sobre as superfícies S_1 , o que permite sua discriminação em relação a esta superfície. Já as lineações L_2 e L'_2 (S_2 sobre S_1) e L_3 , em alguns casos, são muito semelhantes e, em outros L_2 confunde-se com L_1 . Por isto mesmo, não se tentou diferenciá-las, o que exigiria critérios mais detalhados, como a correlação dos planos de xistosidade para uma melhor diferenciação no campo.

Quanto a lineações minerais, embora se acredite que elas tenham se desenvolvido nesta quarta fase, não foi possível detectar, em afloramentos de quartzitos ou xistos, estruturas de estiramento. Apenas nas rochas migmatíticas do embasamento foram encontrados grãos de quartzos e feldspatos, claramente estirados na direção da lineação de crenulação L_3 , os quais não são confundidos com o estiramento que acompanha a 2ª fase. Do mesmo modo, em algumas localidades de ocorrência dos gnaisses do Araxá, pôde-se observar uma fibrosidade mineral paralela aos eixos das dobras da quarta fase. Tudo indica

que a fibrosidade mineral deve ser paralela à lineação de crenulação L_3 . Preferiu-se deixar, como hipótese, o desenvolvimento da lineação mineral nesta quarta fase deformacional, pois tal lineação pode perfeitamente pertencer à 1ª fase deformacional, que deverá ser estudada com maiores detalhes em regiões fora da área do presente estudo.

3.4.4.5 - DEFORMAÇÕES POSTERIORES

Após o desenvolvimento da 4ª fase deformacional (fase 2 Brasileira), a grande estrutura de Furnas já se achava praticamente constituída. As estruturas que surgiram posteriormente correspondem a deformações fracas e pouco expressivas, que não justificam um detalhamento maior. Entre estas estruturas, as mais expressivas na área são: flexuras amplas com traços axiais NS e sistemas de juntas (transversais e longitudinais).

Junto às principais serras que bordejam a grande estrutura de Furnas, em especial as serras da Pindaíba, do Tabuleiro, do Ferreira (situadas a leste de Alpinópolis e norte de Carmo do Rio Claro) e da Grotta Feia (a leste de Capitólio), podem-se encontrar dobras com grandes raios de curvatura, de traço axial NS a N15W. Estas dobras flexionam principalmente os flancos das grandes dobras da 4ª fase deformacional e arqueam as charneiras das pequenas dobras desta mesma fase (Figura 3.35). Na maior parte das localidades, estas estruturas caracterizam-se por dobras cilíndricas de escala decamétrica a quilométrica, não apresentam xistosidade e, em alguns casos, mostram um fraturamento macroscópico radial (no conceito de HOBBS et alii, 1976) junto aos níveis mais competentes dobrados.

Embora estas estruturas sejam de fácil reconhecimento nas localidades acima mencionadas, elas não chegam a adquirir importância em toda a área mapeada, podendo, eventualmente, corresponder a estruturas tardias da 3ª fase deformacional, as quais são restritas apenas às bordas da zona de cisalhamento.

SE

NW

Fig. 3.35 - Vista panorâmica mostrando as grandes flexuras NS (deformações posteriores).

- Dobras NS quase cilíndricas (ver projeção estereográfica) com desenvolvimento de fraturamento radial nos flancos das dobras da 4ª fase deformacional,
- serra da Grota feia, a oeste da cidade de Capitólio.

Quanto ao sistema de juntas, verifica-se em toda a área mapeada o desenvolvimento de um sistema de juntas radiais, semelhante ao sistema de diáclases sistemáticas de PRICE (1966). Estas juntas, muito bem evidenciadas em todas as rochas quartzíticas (Figura 3.36), apresentam-se sempre subverticais e com três direções predominantemente para N50E, NS e N45W. Não existe dados disponíveis e suficientes para afirmar se estas três direções correspondem a sistemas conjugados de juntas,

Pelo fato de estas juntas se desenvolverem melhor nas litologias com uniformidade mineralógica, predominantemente nos quartzitos laminados, elas apresentam-se com a mesma morfologia, com superfícies sempre planares e perpendiculares ou ligeiramente oblíquas à foliação dominante. Estas juntas apresentam-se sempre exibindo um perfeito paralelismo com distâncias constantes de 15 a 30 cm, o que permite caracterizá-las como sendo perfeitas superfícies penetrativas de descontinuidade.

Fig. 3.36 - Sistemas principais de juntas que se desenvolvem nos quartzitos laminados da Unidade Canastra.

- Observar que o paralelismo e o espaçamento (15-30 cm) é constante e sistemático. Quartzitos micáceos finamente laminados a sudoeste de Capitólio.

Nos afloramentos de quartzitos, os mesmos da Figura 3.28, pode-se observar que os "kink bands" que aí ocorrem apresentam suas superfícies axiais verticais paralelas a este grupo de juntas, o que permite deduzir que estas juntas podem ter sido desenvolvidas junto com os "kinks".

Considerando as características acima mencionadas (superfícies planares, disposição paralelas, constância na direção, "kink bands" associados) pode-se deduzir que estas juntas foram originadas de uma compressão. Caso se considere que tais juntas realmente constituem sistemas conjugados, ou um grupo de juntas "sistemáticas", a compressão deve situar-se segundo uma direção próxima a EW. Estas juntas provavelmente estão relacionadas com as zonas de compressão dos falhamentos da 3ª fase, as quais foram reativadas junto às flexuras NS, comportando-se como juntas diagonais e longitudinais destas flexuras.

3.4.5 - ESTRUTURAS RESULTANTES DA SUPERPOSIÇÃO DE DEFORMAÇÕES

A superposição de estruturas dobradas resulta de diferentes tipos de processos de deformação. Estes processos geralmente são identificados em faixas orogênicas que se cruzam, em fases de deformação sucessivas em um só ciclo orogênico, em dobramentos sucessivos durante uma deformação progressiva, em dobramentos simultâneos em várias direções durante uma só deformação ou da combinação destas situações. O resultado pode ser a formação de estruturas complexas que, em certas circunstâncias, não guardam entre si nenhuma relação ou, em outras, apresentam uma geometria favorável para a caracterização dos diversos conjuntos de dobramentos.

As estruturas complexas resultantes da superposição de dois dobramentos sucessivos geralmente produzem efeitos geométricos de interferência cujas formas bidimensionais são, na maioria das vezes, de fácil visualização cartográfica e são reconhecíveis no campo tanto em escala de afloramentos como em nível de amostra de mão. Vários são os trabalhos na literatura que mostram os efeitos dos redobramentos (figuras de interferência) em escala regional como os de WHITE e JAHANS (1950), DE SITTER (1952), RAMSAY (1958), TOBISCH (1966), NAHA e CHAUDHURI (1968), FIORI (1979) e em escala de afloramentos como WEISS (1955), RAMSAY (1962a, 1967) CAREY (1962), O'DRISCOLL (1962), TOBISCH (1967), entre outros.

RAMSAY (1962a e 1967) é o que apresenta, de uma forma sistemática, os critérios para a análise de modelos de interferência produzidos por dobramentos sucessivos. Menciona que a natureza dos modelos de interferência depende das relações α e β entre as orientações dos sistemas componentes das dobras e, praticamente, três tipos básicos de modelo são suficientes para explicar as diversas formas de interferência (Figura 3.37). Estes três tipos básicos acham-se descritos com detalhe em RAMSAY (1967 - pp 542 a 555).

Utilizando os critérios propostos por RAMSAY (op. cit.), e conforme os dados estruturais anteriormente expostos, verificou-se que duas das quatro fases deformacionais principais identificadas na área (2ª e 4ª fases) dão lugar à formação de dobras em escala cartográfica. A interferência destas duas gerações de dobras dão origem a formas geométricas relativamente complexas e origina uma deformação heterogênea, pois os elementos geométricos das primeiras dobras (flancos, charneiras, superfícies axiais, etc.) foram modificados pela superposição dos elementos geométricos das segundas dobras.

Desprezando as deformações que vieram ocorrer depois da 4ª fase deformacional (grandes flexuras NS), as superfícies de xistosidade das dobras da 4ª fase deformacional são as únicas superfícies que conservam sua posição original em relação às superfícies que participam dos modelos de interferência. Considerando que a xistosidade (S_3) se apresenta com uma disposição que varia entre a vertical e uma inclinação até 45° para NE, esta é portanto a disposição original (e atual) da xistosidade das dobras superpostas e, conseqüentemente, de suas superfícies axiais. Por outro lado, a forma das dobras resultantes da superposição não preserva a forma das dobras da 4ª fase, visto que as superfícies de referência (S_0 , S_T e S_1) já não eram horizontais por ocasião da superposição. Portanto, nas localidades em que as pequenas dobras da 2ª fase não foram afetadas pela superposição das dobras da 4ª fase, verificou-se que a estratificação (S_0) se encontrava inclinada para W nos flancos mais compridos e com menores inclinações nos flancos mais curtos. Como a xistosidade (S_1) que acompanha as dobras da 2ª fase, na porção mais a leste da área, também se apresentava com inclinações para W, pôde-se deduzir que as dobras da 3ª fase (ortorrômicas) e com xistosidade vertical deram origem a dobras assimétricas e portanto diferente delas próprias (Figura 3.38).

Fig. 3.37 - Modelos de interferência de dobramentos segundo RAMSAY.

- (A) Relações entre as orientações dos sistemas componentes das dobras. Variando α e β obtem-se diferentes tipos de modelos de interferência (α = ângulo entre os eixos das duas séries de dobras e β = ângulo entre a perpendicular ao plano axial da 1ª dobra e a perpendicular ao eixo da 2ª dobra, contida no seu plano axial).
- (B) Os três tipos fundamentais de dobramentos superpostos em função de α e β . (RAMSAY, 1967).

Fig. 3.38 - Modelo de dobramentos de superfícies inclinadas segundo O'DRISCOLL
 - Esquema de dobramentos de superfícies inclinadas por um mecanismo passivo (passive slip) com a direção de fluxo a 45° da superfície de referência (segundo modelos de O'DRISCOLL, 1962).

Como se sabe, quando ocorre superposição de duas gerações de dobras, a disposição dos eixos das dobras resultantes não tem porque coincidir com os eixos dos sistemas de dobras que se interferem (WEISS, 1959), entretanto, na região da represa de Furnas, duas situações distintas ocorrem quando se analisa a interferência da 2ª fase com a 4ª fase deformacional. Ao recordar as lineações de intersecção L_1 (2ª fase), elas possuem direções variadas, podendo ocorrer com diferenças de quase 90° nas estruturas menores que foram rotacionadas pelos efeitos da 3ª fase deformacional. Sendo assim, quando se faz a associação das lineações L_1 (2ª fase) com as lineações L_3 (4ª fase), verifi

ca-se estatisticamente que nas estruturas não-rotacionadas da 2ª fase, as lineações L_1 são quase ortogonais com as lineações L_3 e, naquelas estruturas que sofreram rotação, as lineações L_1 são quase coincidentes com as L_3 . Portanto, embora o ângulo que intercepta os eixos das dobras da 2ª fase com os da 4ª fase varie, ele permite deduzir que, de uma forma generalizada, a 4ª fase de formacional se desenvolveu ortogonalmente em relação à 2ª fase. Porém, junto aos grandes falhamentos transcorrentes, os eixos das pequenas dobras da 2ª fase são praticamente coincidentes com os da 4ª fase (homoaxiais).

Em função dessas afirmações, a melhor maneira de deduzir a geometria original das dobras da 4ª fase foi através do conhecimento das deformações que afetaram a xistosidade primária. Estes dados já mencionados anteriormente mostram que S_1 adota várias disposições na área, encontrando-se, regionalmente, tanto inclinada para NE como basculada (subvertical) para SW. Neste sentido, pôde-se constatar, tanto nos produtos de sensoriamento remoto (espessamento da foliação) como nos dados de campo, que S_1 acha-se basculada para SW nos flancos setentrionais dos sinclinais da 4ª fase (Sinclinal de Passos) e, portanto, igualmente basculada nos anticlinais da mesma fase (Figura 3.39).

Fig. 3.39 - Disposição da xistosidade S_1 em relação às dobras da 4ª fase de formacional.

- Nos dobramentos flexurais da 4ª fase observa-se que a xistosidade (foliação) S_1 é mais inclinada (basculada) nos flancos setentrionais e mais suaves nos meridionais. Esta disposição idealizada para o Sinclinal de Passos corrobora a explicação morfológica de sinclinais abertos e anticlinais estreitos, fortemente arrasados.

Utilizando as relações angulares propostas por RAMSAY (1967), citadas anteriormente, para a caracterização dos diversos modelos de interferência, pode-se afirmar, com os dados anteriores, que as formas de interferência originadas pela superposição das dobras da 2ª e 4ª fases, na região da represa de Furnas, correspondem aos do tipo 2 ($\alpha > 20^\circ$ e $\beta < 70^\circ$) para a intersecção das superfícies S_3 com S_1 não afetadas pelos falhamentos transcorrentes da 3ª fase. Correspondem também às do tipo 3 (α tende a 0° e $\beta < 70^\circ$) para a intersecção da 3ª fase com as superfícies S_1 , que foram rotacionadas pelos referidos falhamentos transcorrentes (Figura 3.40).

Bons exemplos das estruturas do tipo 2, cujas interferências são bem claras, podem ser encontradas próximo à fazenda Furna nos micaxistos e gnaisses Araxá (Figura 3.41) e, nos micaxistos e metapelitos Canastra, próximo a Capitólio e Guapé. É importante ressaltar que estas figuras são melhor identificadas em campo quando existem alternâncias de bandas claras e escuras e quando se está próximo às charneiras das dobras do 2º fluxo (no caso, as da 4ª fase). Já as estruturas do tipo 3 foram apenas detectadas na porção sul da área, ou seja, na região de Alpinópolis, junto aos xistos prateados e calcários da serra da Ventania e ao norte de Campos Gerais nos mesmos xistos prateados e biotita xistos que formam a base do morro do Cruzeiro.

Tais exemplos acham-se praticamente junto ao grande Sinclinal de Passos, o que leva a concluir que, embora a 4ª fase tenha sido tênue, ela, além de responsável pela atual configuração da grande estrutura de Furnas, permite através destas interferências constatar que o traço axial das dobras da 2ª fase não se encontravam mais em sua posição original antes mesmo que a 4ª fase ocorresse, pois, caso contrário, não se teriam dois modelos de interferência.

Finalmente, se se relacionar as estruturas da 2ª ou 4ª fases com as dobras NS (estruturas posteriores), é possível constatar que alguns modelos de interferência segundo RAMSAY (1967) podem ser aplicados.

Fig. 3.40 - Relações angulares entre redobramentos.

- (A) Esquema de dobras que geram figuras de interferência do tipo 2 (regiões de Capitôlio, fazenda Furna e Guapê);
- (B) Esquema de dobras que geram figuras de interferência do tipo 3 (regiões de Alpinópolis e Campos Gerais).

Fig. 3.41 - Formas lobadas de padrões de interferência do tipo 2 em uma seção transversal de afloramento
- Fazenda Furna.

Quando se associa as estruturas da 2ª fase com as dobras NS, verifica-se que as dobras superpostas são homoaxiais e, portanto, se está diante do modelo de interferência do tipo 2. Porém, como estas figuras de interferência apenas foram constatadas nas porções leste da área, próximas aos falhamentos de empurrão, verificou-se que aí as dobras isoclinais da 2ª fase, embora conservassem sua vergência para E, não eram mais isoclinais deitadas (devido aos próprios empurrões), mas sim assimétricas, o que dificulta a própria visualização da interferência devido ao aumento de β (Figura 3.42a). Devido a esta dificuldade e considerando que as dobras da 2ª fase são isoclinais deitadas, fora da zona de influência dos falhamentos de empurrão, o autor procurou evidências de interferência que pudessem ser reproduzidas utilizando os modelos de O'DRISCOLL (1962), conforme as Figuras 3.38 e 3.42b. Do que se pôde constatar no campo, as dobras NS não desenvolveram estruturas menores que pudessem visualizar as relações do ângulo β , o que tornou impossível detectar as superposições. Portanto, neste trabalho, as dobras NS não foram consideradas como pertencentes a uma outra fase deformacional, pois carecem de maiores informações, podendo até, como já mencionado, representar flexuras provocadas pelos falhamentos da 3ª fase.

Ao associar as dobras da 4ª fase deformacional com as dobras NS (estruturas posteriores), verificou-se que, pelo fato de os dois dobramentos serem do tipo flexural e estarem com superfícies axiais quase ortogonais (4ª fase, PA = N60-70W), as figuras de interferência formadas eram do tipo 1 (domos e bacias) de RAMSAY (1967).

Estas figuras podem ser constatadas regionalmente através de uma forma tridimensional expressa pela intersecção dos sinformes e antiformes das respectivas deformações (APÊNDICE C). Já em nível de afloramento (Figura 3.43) estes domos e bacias ocorrem com frequência, porém restritos às zonas mais falhadas (região de Piumhi e ao sul de Guapé), o que leva mais uma vez a supor que as estruturas NS não correspondem a uma deformação de caráter regional.

Fig. 3.42 - Esquema de superposição de dobras homoaxiais e respectivas figuras de interferência.

- (A) Relações angulares de dobras superpostas homoaxiais (dobras assimétricas da 2ª fase superpostas às flexuras NS).
- (B) Figuras de interferência geradas por dobras homoaxiais que variam em função do ângulo β (segundo O'DRISCOLL, 1962).

Fig. 3.43 - Modelo e exemplo de figuras de interferência do tipo domos e bacias.

- Observar no modelo que a geometria da superposição irá variar em função das relações entre as orientações dos sistemas componentes das dobras (α e β).
- A foto mostra um exemplo de redobramentos com interferência do tipo domos e bacias. Observar que os altos valores de α ($\approx 90^\circ$) favorecem o desenvolvimento de perfeitos domos e bacias (rodovia MG-07 a nordeste de Piumhi).

CAPÍTULO 4

CONCLUSÕES

4.1 - PRODUTOS DE SENSORIAMENTO REMOTO E CRITÉRIOS INTERPRETATIVOS

Inicialmente, deve-se ressaltar o significado da utilização de dados de sensoriamento remoto, que permitiram a integração dos diferentes níveis analisados e favoreceram o presente estudo. Tendo sido possível conhecer a priori as dimensões e características dos efeitos deformacionais na área, pôde-se avaliar melhor seu significado estrutural.

Conforme se observou através da análise dos elementos morfoestruturais, a quantificação e a qualificação dos dados geológicos e estruturais fotointerpretados constituíram-se num inventário valioso para o estudo das diversas fases deformacionais da região, fornecendo informações essenciais para a compreensão e análise dos elementos geológicos de campo.

É necessário, portanto, que sejam feitas algumas considerações sobre os produtos de sensoriamento remoto utilizados na presente pesquisa e sobre os critérios interpretativos adotados, antes de estabelecer as conclusões finais.

Existe uma grande quantidade de dados LANDSAT sobre a área mapeada, pelo fato de o Sistema LANDSAT ser de caráter multiespectral (multibandas) e possuir um imageamento repetitivo com ciclocidade. Embora se tenha trabalhado com várias cenas (imagens fotográficas) do LANDSAT, de diversas épocas, com sensores diferentes (RBV, MSS e TM), com bandas espectrais distintas (no visível e infravermelho refletido) e, inclusive, em diferentes escalas, devido às facilidades oferecidas pelo INPE, pode-se considerar que:

- Ao utilizar imagens fotográficas do LANDSAT, visando a análise de seus atributos espaciais, deve-se levar em conta que a qualidade dos dados "imageados" e a facilidade em extraí-los, estão diretamente comprometidas com a resolução espacial do sistema sensor e com a escala em que o produto é apresentado. Neste último particular, embora o conteúdo de informação não varie muito (dependerá do tipo de material e processa

mento fotográfico), a dificuldade aumentará à medida que se utilizem escalas menores, devido a problemas de acuidade visual. Sendo assim, as imagens TM do LANDSAT, com resolução espacial de 30 metros no terreno, sobrepõem, em qualidade, às imagens MSS do LANDSAT que apresentam resolução espacial em torno de 80 metros. Também, devido a esta resolução, as imagens TM permitem ampliações fotográficas até a escala de 1:100.000, sem que haja perda da nitidez, o que não ocorre com as imagens MSS.

- Quanto à seleção e escolha das bandas espectrais (canais), verificou-se que, dentre as sete bandas espectrais existentes do TM e as quatro bandas do MSS, apenas duas bandas do TM e duas do MSS forma suficientes para a abordagem proposta. Destas duas bandas, sempre se deve utilizar uma que cubra a região do espectro eletromagnético correspondente à faixa do visível (canal 3 para o TM e canal 5 para o MSS) e outra que cubra a faixa do infravermelho próximo (canal 4 para o TM e canal 7 para o MSS), dando preferência para esta última quando se desejar maior realce das estruturas.
- Em áreas que correspondam às faixas de dobramentos, áreas orogênicas com relevo acidentado, deve-se dar uma atenção especial à escolha das imagens LANDSAT, com tomada de cenas que tenham sido feitas em períodos com baixos ângulos de elevação solar e valores azimutais que mais se aproximam da perpendicular aos eixos das estruturas. Nestas condições, os limites entre as unidades geológicas são mais fáceis de ser traçados, o mesmo acontecendo com as estruturas (falhamentos, fraturamentos e foliações) que ficarão mais realçadas.
- Quanto às fotografias aéreas pancromáticas, dispensam-se maiores comentários, pois o seu uso já é consagrado no meio geológico. Entretanto, deve-se ressaltar que o recurso estereoscópico das fotografias aéreas permite ter uma noção de profundidade, o que facilita mais a delimitação dos contatos litológicos, principalmente junto às estruturas mais complexas. Esta ferramenta, portanto, é de extrema importância e não se deve negligenciá-la, principalmente em trabalhos com escalas de 1:100.000 ou maiores, onde os detalhes são fundamentais na definição de estruturas deformadas (dobradas, redobradas e falhadas).

Quanto aos critérios fotointerpretativos aplicados na presente pesquisa, sendo eles direcionados essencialmente para a busca de evidências de formacionais de uma área polifásica e de baixo grau metamórfico, fizeram-se necessárias a seleção e a adequação das principais metodologias existentes.

Embora não seja propósito deste trabalho estabelecer conclusões sobre os critérios metodológicos empregados, valem aqui algumas considerações. O emprego das técnicas e produtos de sensoriamento remoto, em nível orbital e de grandes altitudes, tem exigido de seus usuários um constante aprimoramento e adequação de conceitos já estabelecidos. Isto se deve ao fato de cada produto gerado por um determinado sensor apresentar características distintas, as quais influenciarão no produto final (Ex.: resolução diferente, bandas espectrais distintas, projeções variadas, maior ou menor influência dos efeitos sazonais, etc.).

Para o caso específico dos produtos LANDSAT, a decisão de explorar seus *atributos espaciais* foi essencialmente devido às condições climáticas, cobertura vegetal e, mais diretamente, à morfologia e estágio do ciclo geomórfico da área estudada. Assim, a título de exemplo, não seria conveniente uma abordagem que explorasse os *atributos espectrais* (comportamento espectral dos diferentes alvos imageados) das imagens da região de Furnas, pois existem na área diferentes tipos de vegetação e culturas; os solos são, na maioria das vezes, resultados de uma pedogênese sobre sedimentos transportados; o clima tropical, como um todo, provoca um intemperismo químico muito acentuado; e o tipo de relevo acidentado são variáveis que influenciariam (e influenciam) diretamente na resposta registrada nas imagens sob forma de diferentes tonalidades de cinza. Estas tonalidades seguramente pouco teriam a ver com os alvos geológicos investigados.

Já os critérios que permitissem analisar os elementos espaciais das imagens seriam mais seguros e mais fáceis de ser empregados, principalmente devido ao terreno acidentado da área e aos processos erosivos de desnudação, os quais expõem melhor os contatos e estruturas da área.

Portanto, o emprego da análise morfoestrutural utilizada fica aqui justificado. Em função dos resultados desta análise, pode-se concluir que ela é extremamente útil para:

- a) *avaliar* o conteúdo de informação registrado pelas imagens (em função de escalas diferentes e resoluções diferentes para o TM e MSS);
- b) *extrair*, com maior confiabilidade, os diversos elementos texturais de relevo e drenagem que tenham um significado eminentemente geológico (contatos fotogeológicos, traços de fratura, traços de foliação, traços de acamamento, propriedades das zonas fotolitológicas, etc.); e
- c) *visualizar* melhor o condicionamento do relevo pelas estruturas geológicas (relevo estrutural).

Ainda quanto aos critérios metodológicos adotados e fundamentados na análise morfoestrutural, cabe mencionar aqui que o autor não domina os conhecimentos sobre os fatores e processos exógenos modeladores do relevo e, com isto, vários elementos devem ter passado despercebidos, os quais, se fossem analisados, muito contribuiriam para a melhor definição das feições que caracterizam as fases deformacionais da região da represa de Furnas.

Admite-se, ainda, a conveniência de realizar uma reestruturação metodológica e uma redefinição de conceitos e critérios, adequando-os a produtos como os do LANDSAT. Deve-se nesta reestruturação:

- a) *reforçar* os postulados de PENK (1924, 1953), o qual considera o relevo como o resultado da interação dos processos endógenos e exógenos;
- b) *procurar utilizar* a sistemática de análise morfoestrutural desenvolvida por BASHENINA et alii (1972); e
- c) *ampliar* os conceitos e critérios para a análise dos elementos de relevo e de drenagem aplicada à Geologia, propostos por GUY (1966), RIVEREAU (1970); SOARES e FIORI (1976) e ANJOS E VENEZIANI (1982).

Para reforçar esta última afirmação e exemplificar o potencial de integração de dados que as imagens oferecem, incluiu-se a Figura 4.1 que representa uma cena TM LANDSAT da área. O seu caráter sinótico permite, de imediato, observar de uma forma integrada o arcabouço estrutural regional. Isto, por si só, mostra que os critérios e seqüências metodológicas existentes devem ser modificados pois, até então, na fotointerpretação convencional par

tia-se do particular para o geral e agora pode-se partir da estrutura como um todo (geral ou regional) para particular (detalhe).

Fig. 4.1 - Imagem TM/LANDSAT da região da represa de Furnas (banda 4, escala 1:2.000.000).

- Observar que o caráter sinótico da cena permite, de imediato, de finir a configuração da grande estrutura de Furnas.
- Os extensos lineamentos estruturais e os grandes arqueamentos (que delineiam sinformes) permitem estabelecer a priori as grandes feições estruturais que controlam a área.

4.2 - CONCLUSÕES FINAIS

Examinando os resultados obtidos através das interpretações realizadas em imagens fotográficas e da evolução destas interpretações através das avaliações de campo, uma série de conclusões são destacáveis e relatadas a seguir.

- A definição do arcabouço estrutural regional da região da represa de Furnas, conforme revelado nas rochas aflorantes, pode ser estabelecida através do controle estrutural obtido nas interpretações de elementos morfoestruturais do relevo e da drenagem e, também, dos padrões de textura e tonalidade, revelados nas imagens MSS e TM do LANDSAT.
- Os resultados obtidos são, de alguma forma, condicionados aos critérios metodológicos adotados e aos conceitos existentes, especialmente aqueles relacionados com os estilos estruturais esperados em uma faixa de dobramentos de baixo grau metamórfico. Dentre estes critérios e conceitos, ressaltam-se:
 - a) o relevo da área, sendo do tipo "estrutural", apresenta a maior parte de suas feições, inclusive as de drenagem, condicionadas pelas litologias e estruturas;
 - b) os lineamentos e alinhamentos de relevo e drenagem sempre representam descontinuidades (discordâncias ou falhamentos) e possuem forma e padrão definidos;
 - c) as unidades fotogeológicas, através das propriedades das rochas (resistência à erosão, tropia, fraturamento, etc.), podem ser facilmente individualizadas e delimitadas utilizando-se dos atributos espaciais das imagens fotográficas;
 - d) nas faixas de dobramentos, as estruturas desenvolvem estilos próprios, e a caracterização destas estruturas como pertencentes a uma ou outra fase deformacional dependerá não somente da sua geometria e orientação como, principalmente, de todas as feições menores a elas associadas;
 - e) a complexidade das estruturas de uma faixa de dobramentos cresce em função da magnitude e superposição das estruturas polifásicas e, em

consequência, todas as feições estudadas, mesmo que tênues ou localizadas, podem constituir excelentes diagnósticos da evolução tectônica.

- Na região da represa de Furnas, um dos primeiros acidentes tectônicos que pode ser detectado é uma discordância assíntica entre um complexo de rochas gnáissicas-migmatíticas retrabalhadas, as quais formam o embasamento cristalino, e uma sucessão espessa e contínua de metassedimentos correspondentes ao Proterozóico Médio e Superior. Estas coberturas correspondem, na área, a três grandes conjuntos litológicos individualizados como Unidade Araxã, Unidade Canastra (com idades do Proterozóico Médio e com fortes evidências tectônicas do Ciclo Uruaçuano) e Unidade Bambuí (com idade do Proterozóico Superior e uma tectônica eminentemente do Ciclo Brasileiro).
- A separação entre as rochas do embasamento com as das coberturas (Araxã, Canastra e Bambuí) foi baseada na ruptura do grau metamórfico entre o complexo gnáissico-migmatítico e as seqüências superiores, bem como no estilo estrutural deste embasamento, que apresenta deformações não encontradas nas coberturas a ele sobrepostas. Estas duas características permitem considerar que o contato é anormal, evidenciando uma grande discordância metamórfica e estrutural.
- A diferença fundamental entre a Unidade Araxã e a Unidade Canastra é estrutural, sendo que a Unidade Araxã se mostra com uma estruturação mais complexa e ao que tudo indica se acha deformada por uma fase EW, a qual gerou uma foliação de transposição, não encontrada na Unidade Canastra.
- Em termos estratigráficos, e considerando as litologias predominantes, a separação entre as unidades mapeadas pôde ser realizada levando em consideração os grandes dobramentos isoclinais da segunda fase deformacional. Estes dobramentos encontram-se atualmente com seus flancos invertidos expostos na topografia atual. Com esta situação, foi possível constatar que as litologias predominantes da Unidade Canastra (filitos, metacalcários, quartzitos laminados e xistos prateados) encontram-se diretamente sobre o embasamento e, por outro lado, os xistos

granatíferos e os biotitas gnaisses da Unidade Araxã achavam-se sobrepostos aos quartzitos laminados da Unidade Canastra, principalmente confinados nas grandes sinformes originadas na quarta fase deformacional. Já nas mesmas estruturas da segunda fase deformacional, porém, em seus flancos normais, preservados nas porções NW da área, verificou-se que uma seqüência de metapelitos, às vezes arenosos e conglomeráticos do Bambuí, assentava-se em discordância estrutural sobre rochas do embasamento e dos quartzitos da Unidade Canastra, favorecendo, com isto, a separação entre estas unidades.

- Em geral, a proporção dos níveis competentes (quartzitos) em toda a área é grande, diminuindo nas porções centrais da grande estrutura de Furnas, onde os níveis mais pelíticos e homogêneos provocam uma diminuição no contraste litológico e aumenta a ductibilidade frente às deformações. Considerando também que o metamorfismo, em termos gerais, é crescente para oeste, verifica-se que estas duas situações favorecem uma mudança progressiva no estilo dos dobramentos, os quais se tornam de leste para oeste cada vez mais tipicamente passivos.
- A área como um todo foi afetada por uma deformação polifásica acompanhada por um metamorfismo regional no transcurso das tectogêneses Uruaçuana e Brasiliana, atestada por quatro fases principais de deformação, as quais podem ser claramente separadas na região.
- A primeira fase de deformação (D_1) não está bem caracterizada na área por ser restrita aos biotita-gnaisses da Unidade Araxã. Sob esta restrição, esta fase é caracterizada por uma intensa foliação de transposição (S_T) que a acompanha. As estruturas maiores originadas nesta fase são dobras de estilo similar, sem vergência definida, com traço axial próximo a EW; a foliação que acompanha estas dobras é subparalela a um bandamento resultante de uma migmatização e mantém-se sempre próxima a horizontal.
- A segunda fase de deformação (D_2) é a fase mais expressiva e constitui-se de dobramentos recumbentes acompanhados por uma xistosidade de fluxo (S_1). As grandes estruturas originadas nesta fase são dobras sempre vergentes para leste, de eixos NS, e estilo similar, cuja geometria varia de oeste para leste, de dobras isoclinais deitadas a dobras muito

assimétricas dotadas de flancos alternativamente longos e curtos. A xistosidade que acompanha estas dobras mantém-se sempre próxima a horizontal. Além das lineações de intersecção L_1 (definida pela intersecção de S_0 com S_1) e outras estruturas lineares paralela a L_1 (boudinage e mullions), é importante ressaltar que nesta fase pôde-se observar o desenvolvimento de uma lineação de crescimento de minerais perpendicular o eixo b das dobras. Acredita-se que esta fase é acompanhada por um metamorfismo regional que, em toda a região de Furnas, é epizonal e que, à medida que se distancia para oeste, ele alcança graus mais elevados.

- A terceira fase de deformação (D_3) é a última consequência da tectônica tangencial iniciada na segunda fase deformacional. Das evidências obtidas, esta fase pode ser caracterizada pelo desenvolvimento de uma grande zona de cisalhamento dúctil com fortes evidências de rupturas definidas pelos principais sistemas de falhas. As relações entre os principais lineamentos estruturais permitiram algumas importações conclusões:

- os lineamentos são caracterizados por direções preferenciais e se agrupam em sistemas com distribuição regional ou, às vezes, como grandes "trends" anastomosados;
- as direções principais de transcorrências caracterizadas pelos sistemas Tapira-Candeias, Desemboque-Capitólio, Delfinópolis-Santana da Vargem e Buritizal-Alterosa são preferencialmente N60W; estes sistemas têm características sinistrais e forte evidências de estarem associados aos falhamentos de empurrão;
- a distribuição geral destes elementos estruturais e suas relações geométricas como os demais fraturamentos da área ajustam-se adequadamente ao modelo de uma zona de cisalhamento de RIEDEL, e permitem deduzir que esta zona está condicionada por um sistema deformacional, com direção de esforços compressivos orientados de WNW para ESE e tracionais de NNE para SSW, os quais geram penecontemporaneamente e, em sequência, falhas inversas e estruturas dobradas principais para leste, estruturas do tipo horsts e grabens basculadas para NNW e falhas transcorrentes com flexuras de 2ª ordem oblíquas para NNW e WNW;

- dentro da zona de cisalhamento principal, delimitada pelos sistemas Tapira-Candeias e Buritizal-Alterosa, individualizam-se três subzonas. As duas mais setentrionais se caracterizam por sistemas conjugados de transcorrências e empurrões que favorecem a formação de uma sucessão isoclinal normal que intercala litologias da Unidade Canastra com as da Unidade Bambuí. Já a subzona meridional desenvolve um estilo estrutural de falhamentos transcorrentes anastomosados (em trança) que deram origem às principais lentes de cisalhamento, as quais provocaram rotações (induzidas) nas pequenas dobras da segunda fase deformacional.
- A quarta fase de deformação (D_4) representa uma mudança completa de estilo, dando lugar à formação de dobras com diversas dimensões, as quais são as responsáveis pela maior parte das estruturas que atualmente se diferenciam na cartografia. Estas dobras são do tipo flexural, com plano axial vertical e desenvolvem uma xistosidade de crenulação (S_3) paralela às superfícies axiais. Todas as estruturas (dobras e falhas) da primeira, segunda e terceira fases deformacionais são deformadas no transcurso desta fase. Nas rochas mais pelíticas (xistos e filitos), que ocorrem junto aos flancos destes dobramentos, desenvolvem-se estruturas do tipo "kink-bands" com superfícies horizontais que poderiam ter sido originadas nesta fase e, como a xistosidade S_3 intercepta estes "kink-bands", poder-se-ia ter aí a formação de estruturas conjugadas.
- Outras estruturas de estilo marcadamente fraco foram constatadas na área (juntas, falhas e flexões NS de amplo raio de curvatura), as quais não modificaram substancialmente a arquitetura da área. Estas estruturas, principalmente as flexões NS, podem corresponder a uma outra fase deformacional que, caso tenha ocorrido, suas evidências devem supostamente estarem mais bem preservadas para NNW, junto às rochas da Unidade Bambuí.
- As estruturas de interferências resultantes da superposição das deformações permitiram confirmar o estilo deformacional da segunda e quarta fases deformacionais através das relações angulares α e β (modelos de HAMSAY), e também constatar que parte das estruturas menores da segunda fase deformacional, com toda certeza, sofreu rotações devido aos falhamentos em trança da terceira fase deformacional.

- A caracterização destas fases deformacionais permite esboçar os acontecimentos tectônicos que tiveram lugar na borda sul da Faixa de Dobramentos Brasília. Embora boa parte da Faixa Brasília esteja bem conhecida e existam trabalhos de diversos autores e escolas, faltava reconhecer uma ampla região onde era difícil correlacionar determinados acontecimentos tectônicos que tiveram lugar nas bordas sul da referida faixa. Assim, tornava-se particularmente difícil explicar como uma fase tangencial acompanhada de redobramentos (serrage) que tiveram lugar nas porções norte da Faixa Brasília, acompanhada de um metamorfismo regional (que alcança graus elevados), praticamente desaparecesse ou mudasse radicalmente nas porções sul desta mesma faixa de dobramentos. Este problema talvez não tenha sido solucionado, pois as estruturas da segunda fase deformacional são alóctonas, transportadas pelas transcorrências da terceira fase deformacional e, com este transporte, suas estruturas menores foram rotacionais (pelas lentes de cisalhamento). Também como efeito mais regional, devido aos falhamentos transcorrentes associados com os empurrões, a xistosidade primária destas dobras tornaram-se mais verticalizadas para leste, dando a impressão de que a tectônica tangencial desaparecia. Como foi evidenciado que a terceira fase deformacional é tangencial, pode-se apresentar um quadro mais associativo (e coerente) da evolução tectônica da porção sul da Faixa Brasília.

Admitindo que das quatro fases deformacionais existentes, as três últimas são responsáveis pela esculturação da faixa de dobramentos, tem-se:

- A segunda deformacional (Pré-Brasíliana) origina sempre dobras deitadas muito vergentes para leste acompanhadas por uma xistosidade de fluxo; estas dobras desenvolveram e tiveram seus efeitos maiores mais a oeste, desaparecendo à medida que se caminha para leste (Figura 4.2A).
- Com a terceira fase deformacional (Brasíliana) ocorreu o transporte em blocos das grandes estruturas da segunda fase, com o desenvolvimento de despregamento (tipo charriage) destas dobras, as quais resolvem a questão da correlação das fases tangenciais (Figura 4.2.B). Estas estruturas mais ao norte da Faixa Brasília devem corresponder aos siste

mas de falhamentos Minas-Goiás e Serra de São Domingos, propostos para a Faixa Brasília.

- Finalmente a quarta fase deformacional é uma fase de redobramentos com estilo diferente e mais suave, a qual mostra uma migração dos esforços, que antes eram predominantemente WNW-SSE, para SW-NE (Figura 4.2C).
- Tem-se, portanto, uma sucessão de episódios que se assemelham bastante a faixas dobradas, com fases iniciais isoclinais e tangenciais que apresentam grandes deslocamentos (tectônica epidérmica ou de escoamento, responsável pelos grandes nappes de charriage), com vergência e estilos bem definidos e com as fases finais de dobramentos e redobramentos com vergências mais retro.

Fig. 4.2 - Esquema mostrando a provável evolução tectônica para a região da represa de Furnas durante as segunda, terceira e quarta fases deformacionais.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ABRANMS, T. (1944) *Essentials of aerial surveying and photo interpretation*, New York, McGraw-Hill.
- ABREU, A.A. de. (1982) *Análise geomorfológica: reflexão e aplicação; uma contribuição ao conhecimento das formas de relevo do Planalto de Diamantina, MG. Tese de Livre-Docência em Geografia Física. São Paulo, USP, Departamento de Geografia da F.F.L.C.H.*
- ALLUM, J.A.E. (1966) *Photogeology and regional mapping*. New York. Pergamon. 107p.
- ALMEIDA, F.F.M. de (1968) Evolução tectônica do centro oeste brasileiro no Proterozóico Superior. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*. Rio de Janeiro, 40 (suplemento): 285-295.
- ALMEIDA, F.F.M. de (1976) O craton do São Francisco e suas faixas marginais de dobramento. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 29., Resumo dos trabalhos. Belo Horizonte, SBG, 1976. p. 214.
- ALMEIDA, F.F.M. de (1981) O craton do Paramirim e suas relações com o do São Francisco. In: SIMPÓSIO SOBRE O CRATON DO SÃO FRANCISCO E SUAS FAIXAS MARGINAIS, Salvador, 1979. *Anais*, Salvador, SBG/CPM, 1981. p. 1-10.
- ALMEIDA F.F.M. de; HASUI, Y. (1984) *O Pré-Cambriano do Brasil*. São Paulo, E. Blücher, 378 p.
- ALMEIDA, F.F.M. de; LIMA, M.A. (1959) Planalto Centro-Ocidental e Pantanal Mato-Grossense. In: CONGRESSO INTERNACIONAL DE GEOLOGIA, 18., Rio de Janeiro, 1959. Rio de Janeiro, Cons. Nac. de Geografia, IBGE, p: 7-17
- ALMEIDA, F.F.M. de; HASUI, Y.; BRITO NEVES, B.B. de (1976) The upper Precambrian of South America. *Bol. Inst. Geocienc.* São Paulo, 7:45-80.
- ALMEIDA, F.F.M. de; AMARAL, G.; CORDANI, U.G.; KAWASHITA, K. (1973) The precambrian evolution of the South America cratonic margin south of the Amazon river. In: NAIRN, A.E.; STEHLI, F.G. *The ocean basin and margins*. New York, Plenum, 1973. v.1, p. 411-446,
- AMERICAN SOCIETY OF PHOTOGRAMMETRY (1960) *Manual of photo interpretation*. Falls Church, Va., 876 p.

- AMERICAN SOCIETY OF PHOTOGRAMMETRY (1975) *Manual of Remote Sensing*. Falls Church, Va., 2v., 2144 p.
- ANHERT, F. (1962) Some reflexions on the physical geography in America. *Professional Geographers*, vol. 14, p. 1-7.
- ARTHUR, A.C.; WERNICK, E. (1984) Terrenos policíclicos e estágios de evolução crustal. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 33., Rio de Janeiro, 1984. *Anais*. Rio de Janeiro, SBG, 1984, v.7, p. 3081.3090.
- ARTUR, A.C.; WERNICK, E.; KAWASHITA, K. (1979) Dobramentos superimpostos na região de Itapira (SP): caracterização e cronologia. In: SIMPÓSIO REGIONAL DE GEOLOGIA, 2., Rio Claro, 1979. *Anais*. São Paulo; SBG, 1979. v.1. p. 59-70.
- BARBOSA, O. (1955) Guia das excursões do IX Congresso da Sociedade Brasileira de Geologia. *Notic. SBG*, São Paulo, (3): 3-5, dez, 1955.
- BARBOSA, O. (1963) Geologia econômica e aplicada a uma parte do Planalto Central Brasileiro. Rio de Janeiro, DNPM/PROSPEC, 1963. Inédito.
- BARBOSA, O.; BRAUN, O.P.G.; CARTNER DYER, R.; CUNHA, C.A.B.B. (1969) Projeto Brasília-Goiás; geologia e inventário dos recursos minerais. Goiânia, DNPM/PROSPEC, 225 p. (Relatório de Arquivo Técnico da DGM, 51).
- BARBOSA, O.; BRAUN, O.P.G.; CARTNER-DYER, R.; CUNHA, C.A.B.R. (1970a) Geologia da região do Triângulo Mineiro. Rio de Janeiro, DNPM/DFPM, 140 p. (Boletim, 136).
- BARBOSA, O.; BAPTISTA, M.; CARTNER-DYER, R.; BRAUN, O.P.G.; FRATIN, H.; MENEGUESSO, G. (1970b) *Projeto Goiânia*; relatório preliminar, Goiânia DNPM/PROSPEC. 1v., 75 p.
- BASHENINA, N.V.; ARISTARKHOVA, L.B.; LUKASHOV, A.A. (1972) Methods of morphostructural analysis in geomorphological mapping. In: DEMEK, J., ed. *Manual of detailed geomorphological mapping*. Prague, Academia, 1972, p. 83-101.
- BERNARDES, L.M.C. (1953) Tipos de clima do Brasil. In: BRASIL. Conselho Nacional de Geografia. Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística. *Anuário Geográfico do Brasil*. Rio de Janeiro, IBGE, ano 1, p. 135-140.
- BETTENCOURT, J.S. Coord. (1978) *Projeto Pouso Alegre*; relatório final. Convênio DNPM/F.F.C.L. de Rio Claro. Datilografado.

- BEURLIN, H. (1974) Sobre a origem singenético-sinsedimentar de alguns corpos mineralizados em chumbo, zinco e fluorita no Grupo Bambuí e dispersão geológica primária dos elementos mineralizantes. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 28., Porto Alegre, 1974. *Anais*. Porto Alegre, SBG, 1974. v.6, p.49-60.
- BIONDI, J.C.; SCHRANK, A. (1980) Sequência vulcânica em Pium-Hi (MG) - Considerações para identificação. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 31., Balneário de Camboriú, 1980. *Anais*. Balneário de Camboriú, SBG, 1980. v.4, p. 1933-1944.
- BONHOMME, M. (1976) Mineralogie des fractions fines et datations Rubidium-Strontium dans le Group Bambuí (MG, Brésil). *Rev. Bras. Geociências*. São Paulo, 6(4):211-222.
- BRANCO, J.J.R. (1957) O conglomerado do Samburá, Minas Gerais. *Anais Acad., Bras. Ciênc.*, Rio de Janeiro, 28(3):295-301.
- BRANCO, J.J.R.; COSTA, M.T. da (1961) Roteiro para excursão Belo Horizonte - Brasília. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 14., Belo Horizonte, 1961. *Roteiro das excursões*. Belo Horizonte, Instituto de Pesquisas Radioativas. UFMG, 1961. (Publicação, 15).
- BRASIL, DEPARTAMENTO NACIONAL DE PRODUÇÃO MINERAL (DNPM). (1979a) *Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo*; Folhas Rio de Janeiro (SF. 23), Vitória (SF. 24) e Iguape (SG. 23). Brasília, 174 p.
- BRASIL, DEPARTAMENTO NACIONAL DA PRODUÇÃO MINERAL (DNPM) (1979b) *Projeto Sapucaí Estado de São Paulo, Rio de Janeiro e Minas Gerais*; relatório final de geologia. Brasília, DNPM/CPRM, superintendência regional de São Paulo. 299 p. (Série: Geologia, 4. Seção: Geologia Básica, 2).
- BRAUN, O.P.G. (1968) Contribuição à estratigrafia do Grupo Bambuí. IN: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 22., Belo Horizonte, 1968. *Anais*. Belo Horizonte, SBG, 1968. p. 155-166.
- BRAUN, O.P.G. (1970) Geologia da área de Caldas Novas, Ipameri e arredores, no estado de Goiás. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 24., Brasília. *Resumo das conferências e comunicações*. Brasília, SBG, 1970. p. 205-207. (Boletim especial, 1).
- BRAUN, O.P.G. (1972) Faixas rúpteis do Brasil. IN: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 26., Belém, 1972 - Resumos. (Faixas rúpteis do Escudo Brasileiro - monografia datilografada - 1972).

- BRAUN, O.P.G. (1982) Novas contribuições à estratigrafia e aos limites do Grupo Bambuí. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 32., Salvador, 1982. *Anais*. Salvador, SBG, 1982. v.1, p. 260-268.
- BRAUN, O.P.G.; BAPTISTA, M.B. (1978) Considerações sobre a geologia pré-cambriana da região sudeste e parte da região centro-oeste do Brasil. *Publicação Especial da SBG/núcleo da Bahia*, Salvador, (3):225-368, dez. 1978. (Anais da reunião preparatória para o Simpósio sobre o Craton do São Francisco e suas faixas marginais, Salvador, ago. 1977).
- CAREY, S.W. (1962) Folding. *J. Alberta Soc. Petrol. Geol.*, 10:95-144.
- CORDANI, U.G. (1981) Considerações sobre o "Craton do Paramirim" e indicação de um modelo de evolução geológica da América do Sul, com base na acreção continental. In: SIMPÓSIO SOBRE O CRATON DO SÃO FRANCISCO E SUAS FAIXAS MARGINAIS, Salvador, 1979. *Anais*. Salvador, SBG/CPM, 1981. p.51-56.
- COSTA, L.A.M.; ANGEIRAS, A.G.; VALENÇA, J.G.; STEVANAZZI, V. (1970) Novos conceitos sobre o Grupo Bambuí e sua divisão em tectonogrupos. *Boletim de Geologia*, Rio de Janeiro, 5:3-34, 1970.
- COUTO, J.G.P. (1982) Contribuição ao estudo do Proterozóico Superior (Rifeano) da região meridional do Craton do São Francisco (Brasil): redefinição estratigráfica e correlação Brasil/África. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 32., Salvador, 1982. *Anais*. Salvador, SBG, 1982. v.1., p. 269-279.
- COUTO, J.G.P.; BEZ, L. (1981) A glaciação Jequitaí: um guia estratigráfico para o Pré-Cambriano Superior no Brasil. *Rev. Bras. de Geoc.*, São Paulo, 11(1):17-21.
- COUTO, J.G.P.; CORDANI, U.G.; KAWASHITA, K.; IYER, S.S.; MORAES, N.N.P. (1981) Considerações sobre a idade do Grupo Bambuí com base em análises isotópicas de Sr e Pb. *Rev. Bras. Geoc.*, 11(1):5-18.
- DANNI, J.C.M.; LEONARDOS, O.H. (1980) Granulite ultramorphism and deformation in ancient composite layered intrusions: the Niquelandia complex, Brazil. In: INTERNATIONAL GEOLOGICAL CONGRESS, 26., Paris, 1980. *Abstracts*. v.1, p. 35.
- DANNI, J.C.M.; DARDENNE, M.A.; FUCK, C.A.; RIBEIRO, M.J. (1973) Geologia da extremidade sudoeste da Serra Dourada (Goiás, Brasil). *Rev. Bras. Geoc.* São Paulo, 3(3):160-180, set. 1973.

- DARDENNE, M.A. (1978a) Zonação tectônica na borda ocidental do Craton São Francisco. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 30., Recife, 1978. *Anais*. Recife, SBG, 1978. v.1, p. 299-308.
- DARDENNE, M.A. (1978b) Síntese sobre a estratigrafia do Grupo Bambuí no Brasil Central. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 30., Recife, 1978. *Anais*. Recife, SBG, 1978. v.2, p. 597-610.
- DARDENNE, M.A.; WALDE, D.H.G. (1979) A estratigrafia dos Grupos Bambuí e Macaúbas no Brasil Central. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DE MINAS, 1., Diamantina, 1979. *Atas*. Belo Horizonte, SBG, 1979. p. 43-54.
- DERBY, O.A. (1881) Contribuição para o estudo da geologia do Valle do rio São Francisco. *Archivos do Museu Nacional.*, Rio de Janeiro, 4:87-119, 1891.
- DERBY, O.A. (1906) The Serra do Espinhaço, Brazil. *The Journal Geology*, Chicago, 14(3):394-401. July/Aug. 1906.
- DE SITTER, L.U. (1952) Plissement croisé dans le Haut Atlas. *Geol. Mijnbouw*, 14:277.252.
- DE SITTER, L.U. (1956) Structural geology. London, McGraw-Hill. 552p.
- DONATH, F.A.; PARKER, R.B. (1964) Folds and folding. *Geol. Soc. America Bull.*, 75:45-62.
- EBERT, H. (1957) A tectônica do sul do Estado de Minas Gerais. Rio de Janeiro, DNPM. Divisão de Geologia e Mineralogia, 1957. (Relatório anual do diretor). p. 97-107 e 136-137.
- EBERT, H. (1967) A estrutura pré-cambriana do sudoeste de Minas Gerais e áreas adjacentes. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 21., Curitiba, 1967. *Programa, resumo das comunicações e roteiros das excursões*. Curitiba, Boletim Paranaense de Geociências, 1967, 26:42-45..
- EBERT, H. (1968) Ocorrência da fácies granulítica no sul de Minas Gerais e em áreas adjacentes, em dependência da estrutura orogênica: hipóteses sobre sua origem. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, Rio de Janeiro, 40(supl.):215-229, jun., 1968.
- EBERT, H. (1971) Os Paraibides entre São João del Rei (MG) e Itapira (SP) e a bifurcação entre Paraibides e Araxáides. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 25., São Paulo, 1971. *Resumo das Comunicações*. São Paulo, SBG, 1971. p.177-178.

- ESCHWEGE, W.L. Von (1832) *Beitrage zur Gebirgskunde Brasiliens*. Berlin. Traduzido para Pluto Brasiliense por Domício de Figueiredo Murta. São Paulo, Editora Nacional. 2 volumes (s/d.).
- FERRARI, P.G.; BRANDALISE, L.A. (1971) *Projeto Folha Rio de Janeiro*; geologia do médio Rio Grande, Minas Gerais. Belo Horizonte, DNPM/CPRM, 1971. 2v. (relatório do Arquivo Técnico de DGM, 1637).
- FIORI, A.P. (1979) *Geologia da região de Pouso Alegre - Machado*; análise estrutural de dobramentos superpostos. Tese de Doutorado em Geologia. São Paulo, USP, Instituto de Geociências. 1979. 200 p.
- FIORI, A.P.; SOARES, P.C. (1974) Traço de fratura, significado tectônico e hidrogeológico (inédito).
- FIORI, A.P.; WERNICK, E.; BETTENCOURT, J.S. (1978) Evolução policíclica na região nordeste do Estado de São Paulo e áreas vizinhas do Estado de Minas Gerais. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 30., Recife, 1978. *Anais*. Recife, SBG, 1978. v.1, p.309-320.
- FREYBERG, B. von (1932) *Ergebnisse geologischer Forschungen in Minas Gerais, Brasilien*. *Neues Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Paleontologie*, Stuttgart, 2:1-401, 1932.
- FRTZSONS JUNIOR, O.; BIONDI, J.C.; CHABAN, N. (1980) Geologia da região de Piumhi (MG). In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 31., Balneário de Camboriú, 1980. *Anais*. Balneário de Camboriú, SBG, 1980. v.5, p. 2906-2917.
- FUCK, R.A.; MARINI, O.J. (1981) O Grupo Araxã e unidades homotaxiais. In: SIMPÓSIO SOBRE O CRATON DO SÃO FRANCISCO E SUAS FAIXAS MARGINAIS, Salvador, 1979. *Anais*. Salvador, SBG/CPM, 1981. p.118-130.
- GERASIMOV, I.P.; MESCHERICOV, J.A. (1968) Morphostructure. In: FAIRBRIDGE, R.W.; ed. *The encyclopedia of geomorphology*, New York, Reinhold Book, p. 731.732.
- GUY, M (1966) Quelques principes e quelques exp̄riences sur la methodologie de la photo-interpretation. In: SYMPOSIUM INTERNATIONAL DE PHOTO-INTERPRETATION 2., Paris, 1966. *Acte*. Paris, v.1, p. 21-41.
- HASUI, Y.; ALMEIDA, F.F.M. de (1970) Geocronologia do centro-oeste brasileiro. *Boletim da Sociedade Brasileira de Geologia*, São Paulo, 19(1):5-26, set. 1970.

- HASUI, Y.; ABREU, F.A.M.; SILVA, J.M.R. (1977) Estratigrafia da faixa de dobramentos Paraguai-Araguaia no centro-norte do Brasil. *Bol. Inst. Geocienc. USP.*, São Paulo, 8:107-118.
- HASSUI, Y.; HENNIES, W.T.; IWANUCH, W (1975) Idades potássio-argônio do Pré-Cambriano da região centro-norte do Brasil. *Bol. Inst. Geocienc. USP.*, São Paulo, 6:77-83.
- HIGGINS, M.W. (1971) *Cataclastic rocks*. U.S. Geological Survey, Professional Paper, 687. Washington, 97 p.
- HOBBS, W.H. (1911) Repeating patterns in the relief and in the structure of the land. *Geol. Soc. America Bull.*, 22:123-176.
- HOBBS, B.E.; MEANS, W.D.; WILLIAMS, P.F. (1976) *An outline of structural geology*. New York, John Wiley & Sons. 571 p.
- HOEPPENER, R. (1955) Tectonik in Schiefergebirge. *Geologische Rundschau* Stuttgart, v. 44 (index), p. 26-58.
- HOPWODD, T.P. (1974) Structural geology and mineral exploration; Workshop Course. Australian. Australian Min. Found., v 1/2.
- HORTON, R.E. (1945) Erosional development of streams and their drainage basins: hydrographical approach to quantitative morphology. *Geol. Soc. America Bulletin*, 56(1):275-370.
- HOWARD, A.D. (1965) Geomorphological systems - equilibrium and dynamics. *American Journal of Science*, 263(4):302-312.
- JOHNSON, M.R.W. (1956) Conjugate fold systems in the Moine thrust zone in the Lochcarron and Coulin Forest areas of Wester Ross. *Geol. Magazine*, 93:345-350.
- KHAIN, V.E. (1973) *Obschaya Geotektonika*. Moscou Nedra;
- KING, L.C. (1956) A geomorfologia do Brasil Oriental - *Revista Brasileira de Geografia*, 18(2):147-265. abr/jun. 1956.
- LAMEGO, A.R. (1935) *Contribuição à geologia do vale do Rio Grande, Minas Gerais*. Rio de Janeiro. Serviço Geológico e Mineralógico do Brasil, 1935. 29 p. (Boletim 70).
- LATTMAN, L.H. (1958) Technique of mapping geologic fracture traces and lineaments on aerial photographs. *Photogrammetric Engineering*, 24(4):568-576.

- LATTMAN, L.H.; NICKELSEN, R.P. (1958) Photogeologic fracture, trace mapping in Appalachian Plateau, Bull. A.A.P.G., vol. 42, nº 9, pp.2238.2245.
- LUEDER, D.R. (1959) *Aerial photographic interpretation: principles and applications*. New York, McGraw-Hill, 462 p.
- MARINI, O.J.; DARDENNE, M.; FUCK, R.A. e FARIA, A (1976) Projeto Serra Dourada. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 29., Ouro Preto, 1976. *Resumos dos trabalhos*. Belo Horizonte, SBG, 1976. p. 15-16.
- MARINI, O.J.; FUCK, R.A.; DANNI, J.C.M.; DARDENNE, M.A. (1981) A evolução geotectônica da Faixa Brasília e do seu embasamento. In: SIMPÓSIO SOBRE O CRATON DO SÃO FRANCISCO E SUAS FAIXAS MARGINAIS, Salvador, 1979. *Anais*. Salvador, SBG/CPM, 1981. p. 100-115.
- MARINI, O.J.; FUCK, R.A.; DARDENNE, M.A.; FARIA, A (1977) Contribuição à Geologia do pré-cambriano da porção central de Goiás. *Rev. Bras. Geociências*, São Paulo, 7(4):304-324.
- MARINI, O.J.; FUCK, R.A.; DANNI, J.C.M.; DARDENNE, M.A.; LOGUERCIO, S.O.C.; RAMALHO, R. (1984) As Faixas de Dobramento Brasília, Uruaçu e Paraquai-Araguaia e o Maciço Mediano de Goiás. In: BRASIL. Ministério das Minas e Energia. Departamento Nacional da Produção Mineral. *Geologia do Brasil: texto explicativo do mapa geológico do Brasil e da área oceânica adjacente incluindo depósitos minerais - escala 1:250.000*. Brasília, DNPM/DGM, 1984. Cap. 6, p. 251-303.
- MARTONNE, E. de (1940) Problèmes morphologiques du Brésil tropical atlantique *Annales de Géographie*. (Transcrito na Revista Brasileira de Geografia, 5(4) e 6(2), 1943-1944).
- MATTOS, J.T. de (1980) *Caracterização do zoneamento estrutural na região da serra da Canastra e Represa de Furnas*. São Paulo, FAPESP. (FAPESP nº 40.2522/79). Inédito.
- MATTOS, J.T. de (1985) *Implicações geológicas no modelado do relevo* (Tema 1). Exame de qualificação nível de doutoramento. São Paulo, Instituto de Geociência, USP. 32 p.
- MATTOS, J.T. de; OHARA, T. (1985) *Levantamento geológico-estrutural da região da represa de Furnas, sudoeste do Estado de Minas Gerais; relatório de Campo*. São José dos Campos, INPE. (in press).

- MAXWELL, J.C. (1962) Origin of slaty and fracture cleavage in the Delaware water Gap Area, New Jersey and Pennsylvania, in "Petrologic studies". *Geol. Soc. América*. Buddington vol.: 281-311.
- MCKINSTRY, H.E. (1953) Shears of the second order. *American Journal of Science*. 251:401-414.
- MENDELSON, F (1959) Structure of the Roan Antelope deposit. *Trans. Inst. Mining Met.*, 68:229-263.
- MILLER, V.C. (1961) *Photogeology*. New York, McGraw Hill 1961. 248 p.
- MIRANDA, J. (1953) Fôlha Bambuí. In: BRASIL. Departamento Nacional da Produção Mineral, Div. Geol. Mineral. *Relatório Anual do Diretor*, ano de 1952. Rio de Janeiro, DNPM/DGM, 1953, p. 25-27. (Sessão de Geologia).
- MORAES, L.J. (1936) *Geologia da região diamantífera do Norte de Minas Gerais* Rio de Janeiro, SFPM. (Serviço de Fomento da Produção Mineral, Bol. n. 19).
- MORAES, L.J.; GUIMARÃES, D. (1930) Geologia da região diamantífera do norte de Minas Gerais. *Anais da Acad. Bras. Ciências*, Rio de Janeiro, 2(3):153-186.
- NAHA, K.; CHAUDHURI, A.K. (1968) Large scale fold interference in a metamorphic - migmatitic complex. *Tectonophysics*, 6(2):127-142.
- NAHA, K.; HALYBURTON, R.V. (1977) Structural pattern and strain history of a superposed fold system in the precambrian of central Rajasthan, India 1, structural pattern in the main regional syncline, Central Rajasthan. *Precambrian Research*, 4:39-84.
- NORTHFLEET, A.A.; BETTINI, C.; CHAVES, H.A.F. (1971) Aplicação de geometria à prospecção de petróleo; análise de fraturas por poliedros ortogonais. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 25., São Paulo, 1971. *Anais*. São Paulo, SBG, 1971. v.3, p.61-70.
- NOVO, E.M.L.M. (1982) Efeito do ângulo de elevação solar e do azimute na determinação de comportamentos geomorfológicos. In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE SENSORIAMENTO REMOTO, 2., Brasília, 1982. *Anais*. São José dos Campos, INPE, 1982. v.1, p. 53-66. maio, 1982.
- O'DRISCOLL, E.S. (1962) Experimental patterns in superposed similar folding. *J. Alberta Soc. Petrol. Geol.* 10(3):145-167.

- PAGOTTO, G. de A.; CHAIB, M.A.; FERREIRA, S. de T.; PAVELHÃO, T.R. (1979) *Projeto Jacui; área 10. Trabalho de graduação em Geologia. Rio Claro, UNESP, Instituto de Geociências, 1979. 41 p.*
- PAUSEN, S.; BOSUN, W.; HAGEN, A.; LACERDA, G.M.; LIMA, G.E.S. (1974) *Relatório de reconhecimento geológico - geoquímico pratinha - Argentina - Tapira - Serra da Canastra, Minas Gerais. Convênio geofísico Brasil-Alemanha. DNPM/CPRM/Bfb, Belo Horizonte, 57 p.*
- PENCK, W. (1924) *Die Morphologische Analyse. Ein Kapitel der physikalischen geologie. J. Engelhorn's Nachf. Stuttgart.*
- PENCK, W. (1953) *Morphological analysis of land forms: a contribution to physical geology. Tradução de Hella Czech e Katherine C. Boswell. Macmillan and Co. Ltd. London.*
- PENTEADO, M.M. (1974) *Fundamentos de geomorfologia. Rio de Janeiro, Fundação Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística - Biblioteca Geográfica Brasileira. 158 p. (Publicação, 3).*
- PINHEIRO, S.O. (1980) *Petrografia da sequência de rochas ígneas metamórficas das de Pium-Hi (MG). In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 31., Balneário de Camboriu, 1980. Anais. Balneário de Camboriu, SBG, 1980. v.4, p. 2206-2214.*
- PRICE, N.J. (1966) *Fault and Joint development in Brittle and Semi-Brittle rocks. Oxford, Pergamon, 176 p.*
- RAMSAY, J.G. (1958) *Superimposed folding at Loch Monar. Quart. J. Geol. Soc. London, 113:271-308.*
- RAMSAY, J.G. (1962a) *The geometry and mechanics of formation of similar type folds. Journal of Geology, 70:309-327.*
- RAMSAY, J.G. (1962b) *Interference patterns produced by the superposition of folds of similar type. Journal of Geology, 70:466-481.*
- RAMSAY, J.G. (1967) *Folding and fracturing of rocks. New York, McGraw-Hill, 1967. 568 p.*
- RAY, R.G. (1955) *Photogeology in geologic interpretation and mapping, U.S. Geological Survey Preliminary Report.*

- RAY, R.G. (1963) *Fotografias aéreas na interpretação e mapeamento geológico*. São Paulo, Instituto Geográfico e Geológico. 2v.
- READING, H.G. (1980) Characteristics and recognition of strike-slip fault systems. *Spec. Publ. Int. Ass. Sediment*, 4:7-26.
- RIEDEL, W. (1929) Zur mechnik geologischer Brucherscheinungen. *Centralbl. F. Mineral. Geol. U. Pal*, 1929B:354-368.
- RIMANN, E.T. (1917) A Kimberlita do Brasil. Outro Preto, Anais da Escola de Minas, 15:27-32.
- RIVEREAU, J.C. (1970) *Curso de fotointerpretação*; notas de aula. Brasília, UnB, Departamento de Geociências, Nov. 1970. 128p. (Série didática, 4).
- ROACH, R.A.; DUFFELL, S. (1974) Structural analysis of the Mount Wright map-area, Southernmost Labrador Trough, Quebec, Canada. *Geological Society of America Bulletin*. 85(6):947-962. June, 1974.
- RODGER, (1960) L'emploi pratique de la schistosité dans la tectonique local. *Mem. Soc. Geol. France* (Livre mem. Prof. P. Fallot), pp. 83-96, Paris.
- SADOWSKI, G.R. (1983) Sobre a geologia estrutural de cinturões de cisalhamento continentais. Tese de Livre-Docência, São Paulo, USP, Instituto de Geociências, 108 p.
- SCHMIDT, W.; FLEISCHER, R. (1978) Estilo estrutural do Pré-Cambriano no sudoeste de Minas Gerais. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA 30., Recife, 1978. *Anais*. Recife, SBG, 1978. v.1, p.431-434.
- SCHOBENHAUS FILHO, C.; RIBEIRO, C.L.; OLIVA, L.A.; TAKANOHASHI, J.T.; LINDENMAYER, A.G.; VASCONCELOS, J.B.; ORLANDI, V. (1975) *Carta geológica do Brasil ao milionésimo*; Folha Goiás(SD-22). Brasília, DNPM, 114 p.
- SHÖLL, W.H. (1973) *Sedimentologie und geochemie der Bambui-Gruppe am SE - Rand des São Francisco - Beckens, Minas Gerais, Brasilien*. Heidelberg, Universitat Heidelberg, 301 p. Tese de Doutorado.
- SILVA, J.N. de; SEIXAS, S.R.M.; PIMENTEL, G. de B.; COUTINHO, M.G. da N. (1978) *Projeto Mantiqueira-Furnas*; relatório final. Belo Horizonte, convênio DNPM/CPRM, 1978, 7v. (Relatório do Arquivo Técnico da DGM, 2788).

- SIMÕES, L.S.A.; FUCK, R.A. (1984) Estratigrafia, deformação e metamorfismo do Grupo Araxã na região de Mossamedes, Goiás. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 33., Rio de Janeiro, 1984. *Anais*. Rio de Janeiro, SBG, 1984. v.7, p. 3181-3195.
- SOARES, P.C. coord. (1976) *Projeto Caldas II*; Geologia das quadrículas de Santa Rita de Caldas e Ipaïuna; relatório final. Rio Claro. UNESP; São Paulo, DNPM, 1976. 46 p.(relatório do Arquivo Técnico da DGM, 2544).
- SOARES, P.C.; FIORI, A.P. (1976) Lógica e sistemática na análise e interpretação de fotografias aéreas em geologia. *Not. Geomorfológica*, Campinas, 16(32):71-104, dez. 1976.
- SOARES, P.C.; FIORI, A.P.; MATTOS, J.T. de (1981) A lógica de interpretação de fotografias aéreas convencionais aplicada a imagens de satélite. In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE SENSORIAMENTO REMOTO, 1., São José dos Campos, 1978. *Anais*. São José dos Campos, CNPq/INPE, 1981. v.2, p. 616-617.
- SOARES, P.C.; BARCELLOS, P.E.; CSORDAS, S.M.; MATTOS, J.T.; BALIEIRO, M.G.; MENESES, P.R. (1982) Lineamentos em imagens LANDSAT e RADAR e suas implicações no conhecimento tectônico da Bacia do Paraná. In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE SENSORIAMENTO REMOTO, 2., Brasília. *Anais*. São José dos Campos, CNPq/INPE. 1982. v.1, p. 143-156, maio 1982.
- TCHALENKO, J.S. (1970) Similarities between shear zones of different magnetudes. *Geol. Soc. America Bull*, 81(6):1625-1640, June 1970.
- TCHALENKO, J.S. (1967) *The influence of shear and consolidation on the microstructure of some clays*. PhD Thesis. London, London Univ. 395 p.
- TEIXEIRA, N.A. (1978) *Geologia, petrologia e prospecção geoquímica da sequência vulcano-sedimentar do Morro do Ferro, Fortaleza de Minas, Minas Gerais*. Tese de Mestrado em Geologia. Brasília, UnB, Departamento de Geociências, 1978. 202 p.
- TEIXEIRA, N.A.; DANNI, J.C.M. (1978) Contribuição à estratigrafia do Grupo Araxã na região de Passos (MG). In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 30., Recife, 1978. *Anais*. Recife, SBG, 1978. v.2, p. 700-710.
- TEIXEIRA, W. (1985) A evolução geotectônica da porção meridional do Craton do São Francisco, com base em interpretações geocronológicas. Tese de doutorado. Inst. de Geoc. USP, 207 p.

- TOBISCH, O.T. (1966) Large - scale basin-and-dome pattern resulting from the interference of major folds. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 77(4):393-408.
- TOBISCH, O.T. (1967) The influence of early structures on the orientation of late-phase folds in an area of repeated deformation. *Journal of Geology.*, 75:554-564.
- THOREY, L.G. (1952) Hand book of aerial mapping and photogrammetry 2.ed. New York, Cambridge Univ. Press.
- TROUW, R.A.J.; RIBEIRO, A.; PACIULLO, F.V.P.; HEILBRON, M.L. (1984) Os Grupos São João Del Rei, Carrancas e Andrelândia, interpretados como a continuação dos Grupos Araxá e Canastra. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 33., Rio de Janeiro, 1984. *Anais.* Rio de Janeiro, SBG, 1984. v. 7, p.3227-3240.
- TURNER, F.J. (1948) Review of current hypotheses and tectonic significance of schistosity in metamorphic rocks. *Am. Geophys. Union Trans.*, 29:558-564.
- TURNER, F.J.; WEISS, L.E. (1963) *Structural analysis of metamorphic tectonites.* New York, McGraw-Hill, 1963. 545 p.
- VENEZIANI, P.; ANJOS, C.E. dos (1982) *Metodologia de interpretação de dados de sensoriamento remoto e aplicações em geologia.* São José dos Campos, INPE, nov. 1982. 61 p. (INPE-2227-MD/014).
- VERGARA, M.L.L. (1971) *Manual de fotogeologia.* Madrid, Servicio de Publicaciones de la Junta de Energia Nuclear. 284 p.
- VIALON, P.; RUHLAND, M.; GROLIER, J. (1976) *Éléments de tectonique Analytique.* Paris, Masson. 118 p.
- VOLL, G. (1960) New Work on petrofabrics. *Geol. Jour.*, Liverpool, 2(3):503-597.
- VON BANDAT, H.F. (1962) *Aerogeology*, Houston, TX, Gulf Publishing, 1962. 350 p.
- WEISS, L.E. (1955) Fabric analysis of a triclinic tectonite and its bearing on the geometry of flow in rocks. *Am. Jour. Scien.*, 253:225-236.
- WEISS, L.E. (1959) Geometry of superposed folding. *Soc. America Bull.*, 70:91-106.

- WERNICK, E., coord (1977) *Projeto Outro Fino*; Geologia das quadriculas de Ouro Fino e Borda da Mata; relatório final. Rio Claro, UNESP; São Paulo, DNPM, 1977. 97 p. (Relatório do Arquivo Técnico da DNPM, 2632).
- WERNICK, E.; FIORI, A.P. (1981) Contribuição à geologia da borda sul do Craton de São Francisco. In: SIMPÓSIO SOBRE O CRATON DE SÃO FRANCISCO E SUAS FAIXAS MARGINAIS, Salvador, 1979. *Anais*. Salvador. SBG/CPM, 1981. p. 169-179.
- WERNICK, E.; PENALVA, F. (1973) As relações entre os Grupos Amparo e Itapira (SP). In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 27., Aracajú, 1973. *Resumo das comunicações; sessões técnicas*. Aracaju, SBG, 1973. p. 116-117. (Boletim, 1).
- WERNICK, E.; SINELLI, O. (1970) Análise estrutural em geomorfologia. *Notícia Geomorfológica*, 10(20):39-54.
- WERNICK, E.; FIORI, A.P.; BETTENCOURT, J.S.; CHOUDHURI, A. (1981) A tectônica rígida do fim do ciclo Brasileiro e sua implicação na estruturação da borda sul e sudoeste do Craton do São Francisco: tentativa de um modelo preliminar. In: SIMPÓSIO SOBRE O CRATON DO SÃO FRANCISCO E SUAS FAIXAS MARGINAIS, Salvador, 1979. *Anais*. Salvador, SBG/CPM. 1981. p. 164-168.
- WHITE, W.S.; JAHNS, R.H. (1950) Structure of central and east-central Vermont. *Journal of Geology*. 58:179-220.
- WHITTEN, E.H.T. (1966) *Structural geology of folded rocks*. Chicago, Rand McNally. 678 p.
- WILLIAMS, P.F. (1972) Development of metamorphic layering and cleavage in low-grade metamorphic rocks at Bermagui, Australia. *Am. J. Sci.*, 272:1-47.
- WILSON, G. (1961) Tectonic significance of small scale structures, and their importance to the geologist in the field. In: ANNALES DE LA SOCIÉTÉ GEOLOGIQUE DE BELGIQUE, Liège, 1961. 84:423-548.

SÍMBOLOS

- Trço de acamamento
- Trço de foliação e fratura
- Trço de falha
- Limite de zonas fotolitológicas
- Cidades
- Estradas pavimentadas ou não (BR - federal, MG - estadual)
- Represa e barragem
- Cursos d'água permanente

PROPRIEDADES DAS ZONAS FOTOLITOLÓGICAS

- Resistência a erosão
 - alta Ra
 - moderada Rm
 - baixa Rb
 - nula Rn
- Isotropia
 - Orientada
 - alta Oa
 - moderada Om
 - baixa Ob
 - Não Orientada
 - On
- Ruptibilidade (fraturamento)
 - alta Fa
 - moderada Fm
 - baixa Fb
 - nula Fn
- Assimetria (de relevo)
 - alta Aa
 - moderada Am
 - baixa Ab
 - nula An
- Textura (fotográfica)
 - alta Ta
 - moderada Tm
 - baixa Tb
 - nula Tn

UNIDADES FOTOGEOLÓGICAS

- 1 = Rn On Fn An Tn
- 2 = Rm Oa Fm Aa Tm
- 3 = Rm On Fb Ab Tb
- 4 = Rb Ob Fm Ab Tb
- 5 = Rm Om Fm Am Tm
- 6 = Rm Om Fm Ab Tm
- 7 = Rm Om Fa Am Ta
- 8 = Ra Oa Fa Am-a Tm
- 9 = Rm Om Fa Am Ta
- 10 = Ra Om Fm Ab Tm
- 11 = Rb Oa Fm An Tb

ESCALA - 1:100.000

1986

LOCALIZAÇÃO DA ÁREA

APÊNDICE A

MAPA FOTOGEOLÓGICO DA REGIÃO DA
REPRESA DE FURNAS-MG

Base planimétrica e estrutural obtidas de imagens MSS/LANDSAT, na escala de 1:500.000, através do canal 7 (infravermelho) *

IMAGENS MSS/LANDSAT UTILIZADAS		
ÓRBITA	PONTO	PASSAGEM
236	74	21 Jul 80
235	74	15 Jul 81
235	75	15 Jul 81

CONVENÇÕES

QUATERNÁRIO - HOLOCENO

Qha

Depósitos aluvionares e de cobertura: cascalhos e argilas semiconsolidados.

PROTEROZÓICO SUPERIOR

UNIDADE BAMBUÍ (GRUPO BAMBUÍ - FORMAÇÃO PARACREBA)

PCb3

Bancos rítmicos de metapelitos, filitos, ardóias com intercalações de arenitos impuros, com glomerados impuros, conglomerados polimíticos retrabalhados.

PCb2

Corpos carbonatados: argilitos calcíferos (calcários), calcarenitos puros e margas.

PCb1

Fácies conglomeráticas (do tipo Samburú), arenitos rítmicos, arenitos arcósios e diamicitos.

PROTEROZÓICO MÉDIO

UNIDADE CANASTRA (FORMAÇÃO CANASTRA)

PCc3

Clorita xistos proteados intercalados com filitos sericiticos, sericita quartzitos e lentes de metacalcários pirritosos.

PCc2

Muscovita quartzitos laminados, intercalados com sericita xistos e sericita quartzitos, e níveis de quartzitos ferruginosos.

PCc1

Rochas quartzíticas tectonizadas, bancos de quartzitos maciços (ortoquartzitos), quartzitos laminados (sericiticos), pequenas intercalações de filitos ou filonitos(?) de origem de rochas básicas.

UNIDADE ARAXÁ (GRUPO ARAXÁ)

PCa2

Micaxistos a duas micas, granatíferos ou não, quartzito-biotita-muscovita xistos, lentes de rochas quartzosas (quartzitos).

PCa1

Muscovita-biotita xistos feldspáticos com raras cristais de granada e rochas quartzito-feldspáticas com estruturas gnáissicas cataclásticas (milonito gnáissicas cataclásticas, xistos gnáissicos e gnaisses).

PROTEROZÓICO NÃO-DIFERENCIADO - ARQUEOZÓICO

EMBASAMENTO GNÁISSICO-MIGMATÍTICO

PCgm

Migmatitos diversos, rochas quartzito-feldspáticas com estruturas gnáissicas e núcleos granatoides.

ROCHAS INTRUSIVAS (METAMAMFÁTICAS)

Rochas de natureza básicas e ácidas, pré e sin-tectônicas (diques básicos) e corpos granatíferos (G1).

SIMBOLOGIA GEOLÓGICA E CARTOGRÁFICA

- Antiforme geológico
- Antiforme litológico
- Antiforme indistinto
- Antiforme normal (com movimento relativo dos blocos)
- Antiforme inversa ou de empurrão
- Antiforme transcorrente
- Antiforme complexa: inversa e transcorrente
- Antiforme inclinado com caimento
- Antiforme com flanco invertido
- Antiforme com ou sem sentido do caimento
- Sinforme com ou sem sentido do caimento
- Atitude da foliação
- Atitude da foliação com indicação do mergulho: SV(80°), AI(60-65°), MI(60-30°), B(30-5°)
- Atitude da foliação com indicação do mergulho e do caimento da lineação
- Foliação cataclástica com indicação do mergulho
- Foliação cataclástica com caimento da lineação
- Represa e barragem
- Cursos d'água permanente

Articulação de folhos com localização da área

ESCALA - 1:100.000

1986

APÊNDICE C

MAPA GEOLÓGICO-ESTRUTURAL DA REGIÃO DA REPRESA DE FURNAS - MG

Base geográfica obtida a partir da redução de cartas topográficas na escala 1:50.000 da Fundação IBGE.

Base geológica-estrutural obtida da imagem TM/LANDSAT na escala 1:100.000 e de fotografias aéreas panorâmicas da USAT na escala 1:40.000. Responsabilidade técnica: Juécio Tavares de Mattos, Instituto de Pesquisas Espaciais - Departamento de Sensoriamento Remoto, São José dos Campos - S.