

1. Classificação INPE-COM.1/TPT CDU: 621.38SR:551.7		2. Período Junho/76 e Junho/77.		4. Critério de Distribuição: interna <input type="checkbox"/> externa <input checked="" type="checkbox"/>	
3. Palavras Chaves (selecionadas pelo autor) <i>Sensoriamento Remoto</i> <i>Mapeamento Geológico</i> <i>Folha Rio São Francisco</i>					
5. Relatório nº INPE-1111-TPT/064		6. Data Setembro, 1977		7. Revisado por <i>Guilherme Amaral.</i>	
8. Título e Sub-Título <i>SENSORIAMENTO REMOTO APLICADO AO MAPEAMENTO GEOLÓGICO REGIONAL - FOLHA RIO SÃO FRANCISCO</i>				9. Autorizado por <i>Naiade</i> Nelson de Jesus Parada Diretor	
10. Setor DSR		Código :		11. Nº de cópias 25	
12. Autoria <i>Athos Ribeiro dos Santos</i> <i>Paulo Roberto Meneses</i> <i>Ubiratan Porto dos Santos</i>				14. Nº de páginas 168	
13. Assinatura Responsável <i>eluzes</i>				15. Preço	
16. Sumário/Notas Este trabalho tem como objetivo principal o desenvolvimento de uma metodologia de trabalho que permita a interpretação integrada de vários produtos de sensores remotos disponíveis - imagens multiespectrais do LANDSAT-1, mosaicos de radar do Projeto RADAM e fotografias multiespectrais, preto e branco e coloridas, do SKYLAB - para o mapeamento geológico regional. Como área de trabalho foi escolhida a Folha Rio São Francisco, na escala 1:1.000.000. A área compreende duas províncias geológicas: o sudeste da Bacia Sedimentar do Parnaíba e uma área de rochas metamórficas pré-cambrianas. As unidades fotogeológicas interpretadas na Bacia do Parnaíba foram possíveis de serem correlacionadas com as unidades geológicas estabelecidas em trabalhos geológicos anteriores, sem modificações na estratigrafia. Na área pré-cambriana foram feitas as seguintes modificações na estratigrafia: extensão da Formação São Marcos às serras do Estreito e do Boqueirão; individualização do Grupo Rio Preto; reconsideração sobre a existência de dois membros na Formação Ipujiara. A aplicação desta metodologia forneceu uma distribuição mais correta das unidades geológicas e um detalhamento maior do padrão estrutural. Com base nos dados obtidos, inferiu-se sobre a existência de área possivelmente mineralizadas em talco, diamante e manganês.					
17. Observações Tese de Mestrado em Sensores Remotos e Aplicações, aprovada em 30 de junho de 1977					

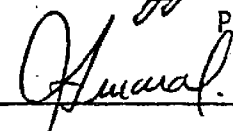
Aprovado pela Banca Examinadora
em cumprimento dos requisitos exigidos
para a obtenção do Título de Mestre em
Sensores Remotos e Aplicações.

Dr. Ralf Gielow



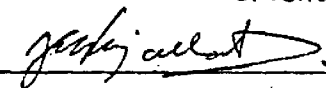
Presidente da Banca

Dr. Gilberto Amaral



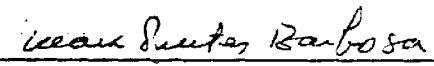
Orientador

Dr. José Eduardo Siqueira Farjallat




Membro da Banca
-convidado-

Geô. Marx Prestes Barbosa, MSc.



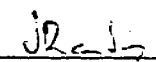
Membro da Banca

Geô. Liu Chan Chiang, MSc.



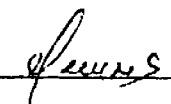
Membro da Banca

Athos Ribeiro dos Santos



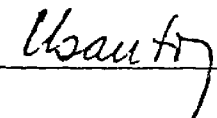
Candidato

Paulo Roberto Meneses



Candidato

Ubiratan Porto dos Santos



Candidato

São José dos Campos, 30 de junho de 1977

ÍNDICE

	Pag.
ABSTRACT	<i>vii</i>
LISTA DE TABELAS	<i>viii</i>
LISTA DE FIGURAS	<i>ix</i>
LISTA DE FOTOGRAFIAS	<i>x</i>
CAPÍTULO I - INTRODUÇÃO	1
1.1 - APRESENTAÇÃO	1
1.2 - OBJETIVOS	2
1.3 - LOCALIZAÇÃO DA ÁREA	3
1.4 - JUSTIFICATIVA DA ESCOLHA DA ÁREA	3
1.5 - ASPECTOS FISIográfICOS	5
CAPÍTULO II - METODOLOGIA	9
2.1 - MATERIAIS	9
2.2 - ETAPAS DE TRABALHO	14
2.3 - MÉTODOS	16
CAPÍTULO III - DISCUSSÃO DOS RESULTADOS	20
3.1 - CONSIDERAÇÕES GERAIS SOBRE A ESTRATIGRAFIA	20
3.1.1 - ÁREA OCIDENTAL: ESTADO DE GOIÁS	20
3.1.1.1 - PRÉ-CAMBRIANO INDIVISO: COMPLEXO BASAL GOIÁS NO	20
3.1.1.2 - GRUPO NATIVIDADE: PRÉ-CAMBRIANO SUPERIOR ...	23
3.1.2 - ÁREA ORIENTAL: ESTADOS DA BAHIA E DO PIAUÍ ...	25
3.1.2.1 - PRÉ-CAMBRIANO INDIVISO	25
3.1.2.2 - GRUPO COLOMI: PRÉ-CAMBRIANO MÉDIO	27

	Pag.
3.1.2.3 - GRUPO CHAPADA DIAMANTINA: PRÉ-CAMBRIANO SUPERIOR	28
3.1.2.3.1 - FORMAÇÃO TOMBADOR	30
3.1.2.3.2 - FORMAÇÃO IPUPIARA	31
3.1.2.3.3 - FORMAÇÃO CABOCLO	33
3.1.2.3.4 - FORMAÇÃO MORRO DO CHAPEU	34
3.1.2.3.5 - FORMAÇÃO LENÇÓIS	35
3.1.2.4 - GRUPO SANTO ONOFRE: FORMAÇÃO SÃO MARCOS - PRÉ-CAMBRIANO SUPERIOR	36
3.1.2.5 - GRUPO RIO PRETO: PRÉ-CAMBRIANO SUPERIOR	39
3.1.2.6 - GRUPO SALGUEIRO: PRÉ-CAMBRIANO SUPERIOR	40
3.1.2.7 - GRUPO BAMBUÍ: PRÉ-CAMBRIANO SUPERIOR	42
3.1.3 - BACIA DO PARNAÍBA (PIAUI - MARANHÃO)	47
3.1.3.1 - FORMAÇÃO SERRA GRANDE: SILURIANO - DEVONIANO.	48
3.1.3.2 - FORMAÇÃO PIMENTEIRAS - DEVONIANO INFERIOR ..	52
3.1.3.3 - FORMAÇÃO CABEÇAS - DEVONIANO MÉDIO	53
3.1.3.4 - FORMAÇÃO LONGÃ - DEVONIANO SUPERIOR?	54
3.1.3.5 - FORMAÇÃO POTI - CARBONÍFERO INFERIOR	55
3.1.3.6 - FORMAÇÃO PIAUI - CARBONÍFERO SUPERIOR	57
3.1.3.7 - FORMAÇÃO PEDRA DE FOGO - PERMIANO	58
3.1.3.8 - FORMAÇÃO PASTOS BONS - JURÁSSICO MÉDIO	60
3.1.3.9 - FORMAÇÃO CORDA - JURÁSSICO SUPERIOR	61
3.1.3.10 - FORMAÇÃO SARDINHA - CRETÁCEO INFERIOR	63
3.1.4 - FORMAÇÃO URUCUIA - CRETÁCEO SUPERIOR	64
3.1.5 - FORMAÇÃO SERRA DA TABATINGA: TERCIÁRIO	66
3.1.6 - COBERTURA DETRÍTICA: TERCIÁRIO - QUATERNÁRIO ..	66
3.1.7 - FORMAÇÃO CAATINGA: TERCIÁRIO - QUATERNÁRIO	67
3.1.8 - DEPÓSITOS QUATERNÁRIOS: TERRAÇOS HOLOCÊNICOS E TERRAÇOS PLEISTOCÊNICOS	69
3.2 - ESTRUTURA E TECTÔNICA	70
3.2.1 - NOROESTE DO CRÁTON DO SÃO FRANCISCO	70

	Pag.
3.2.2 - NORDESTE DO MACIÇO CENTRAL DE GOIÁS	79
3.2.3 - SINÉCLISE DO PARNAÍBA	82
3.3 - RECURSOS MINERAIS	85
3.3.1 - REGIÃO DA CHAPADA DIAMANTINA	86
3.3.2 - REGIÃO DAS SERRAS DO ESTREITO E DO BOQUEIRÃO .	88
3.3.3 - REGIÃO DA SERRA DA NATIVIDADE	89
3.3.4 - REGIÕES DE AFLORAMENTO DO GRUPO BAMBUÍ E DA FORMAÇÃO CAATINGA	89
3.3.5 - REGIÃO PRÉ-CAMBRIANA PERIFÉRICA À BACIA DO PAR NAÍBA	90
3.3.6 - REGIÃO DA BACIA DO PARNAÍBA	91
3.4 - ÁREAS POTENCIAIS PARA MINERALIZAÇÃO	93
3.5 - INTERPRETAÇÃO VISUAL	96
3.5.1 - CONSIDERAÇÕES GERAIS	96
3.5.2 - CARACTERÍSTICAS FOTOGEOLÓGICAS DAS UNIDADES ES TRATIGRÁFICAS	100
3.5.2.1 - PRÉ-CAMBRIANO INDIVISO	100
3.5.2.2 - GRUPO COLOMI	102
3.5.2.3 - GRUPO NATIVIDADE	104
3.5.2.4 - GRUPO SANTO ONOFRE: FORMAÇÃO SÃO MARCOS	105
3.5.2.5 - GRUPO CHAPADA DIAMANTINA	106
3.5.2.5.1 - FORMAÇÃO TOMBADOR	106
3.5.2.5.2 - FORMAÇÃO IPUPIARA	108
3.5.2.5.3 - FORMAÇÃO CABOCLO	108
3.5.2.5.4 - FORMAÇÃO MORRO DO CHAPÉU	109
3.5.2.5.5 - FORMAÇÃO LENÇÓIS	109
3.5.2.6 - GRUPO RIO PRETO	110
3.5.2.7 - GRUPO SALGUEIRO	111
3.5.2.8 - GRUPO BAMBUÍ	112
3.5.2.9 - FORMAÇÃO SERRA GRANDE	114

	Pag.
3.5.2.10 - FORMAÇÃO PIMENTEIRAS	115
3.5.2.11 - FORMAÇÃO CABEÇAS	118
3.5.2.12 - FORMAÇÃO LONGÃ	120
3.5.2.13 - FORMAÇÃO POTI	121
3.5.2.14 - FORMAÇÃO PIAUÍ	122
3.5.2.15 - FORMAÇÃO PEDRA DE FOGO	123
3.5.2.16 - FORMAÇÃO PASTOS BONS	126
3.5.2.17 - FORMAÇÃO CORDA	127
3.5.2.18 - FORMAÇÃO SARDINHA	127
3.5.2.19 - FORMAÇÃO URUCUIA	128
3.5.2.20 - FORMAÇÃO SERRA DA TABATINGA	129
3.5.2.21 - COBERTURA DETRÍTICA: TERCIÁRIO — QUATERNÁRIO	129
3.5.2.22 - FORMAÇÃO CAATINGA	130
3.5.2.23 - DEPÓSITOS QUATERNÁRIOS	130
3.5.3 - CARACTERÍSTICAS FOTOGEOLÓGICAS DAS ESTRUTURAS.	131
3.6 - INTERPRETAÇÃO AUTOMÁTICA	134
 CAPÍTULO IV - CONCLUSÕES	 146
 AGRADECIMENTOS	 146
 BIBLIOGRAFIA	 147
 APÊNDICE A - MAPA GEOLÓGICO	 A.1
 APÊNDICE B - ESBOÇO TECTÔNICO	 A.2

ABSTRACT

This work has a main object, the development of a working method that permits the integrated interpretation of various available products of remote sensing - LANDSAT-1 multispectral imagery, Project RADAM's radar (SLAR) mosaics, and the black and white and colored multispectral photographs of SKYLAB - for regional geological mapping. The working area selected was the São Francisco quadrangle, in the scale 1:1.000.000.

The area comprises two geological provinces: the southeastern part of the Parnaíba Sedimentary Basin and an area of precambrian metamorphic rocks. The interpreted photogeological units in the Parnaíba Basin could be correlated with the geological units established in previous geological works, without changing the stratigraphy. In the precambrian area the stratigraphy was changed, as follows: the São Marcos Formation was extended to Estreito and Boqueirão ranges; the Rio Preto Group was differentiated; the existence of two members in the Ipuíara Formation was reconsidered.

The application of this methodology yields more correct distribution of the geological units and more detailed structural patterns. Based on the obtained data, the existence of possible mineralized areas in talc, diamond and manganese was inferred.

LISTA DE TABELAS

	Pag.
Tabela II.1 - Descrição dos Produtos dos Sensores Utilizados	10
Tabela II.2 - Anotações Alfa-Numéricas das Imagens LANDSAT Usadas na Composição dos Mosaicos ..	12
Tabela III.1 - Coluna Geológica da Folha Rio São Francisco	21
Tabela III.2 - Principais Estratigrafias Propostas para o Grupo Chapada Diamantina	29
Tabela III.3 - Principais Estratigrafias Propostas para o Grupo Bambuí	44
Tabela III.4 - Coluna Geológica da Bacia do Parnaíba Proposta por Aguiar (1969)	49
Tabela III.5 - Coluna Geológica da Bacia do Parnaíba (Área da Folha Rio São Francisco) Proposta por Nunes et al. (1973)	50
Tabela III.6 - Elementos de Reconhecimento Fotográfico.	99
Tabela III.7 - Identificação das Cenas Analisadas	135

LISTA DE FIGURAS

	Pag.
Figura I.1 - Localização da Área	4
Figura II.1 - Índice de Recobrimento	11
Figura II.2 - Localização Aproximada do Centro das Imagens LANDSAT Enumeradas na Tabela II.2, Dentro da Folha Rio São Francisco	13
Figura II.3 - Localização e Síntese Temática dos Mosaicos de Radar na Folha Rio São Francisco.	14
Figura III.1 - Overlay de Interpretação de Imagem do LANDSAT-1 (1:1.000.000)	101
Figura III.2 - Overlay de Interpretação de Imagem do LANDSAT-1 (1:1.000.000,	103
Figura III.3 - Overlay de Interpretação de Imagem do LANDSAT-1 (1:1.000.000)	107
Figura III.4 - Overlay de Interpretação de Imagem do LANDSAT-1 (1:1.000.000)	117
Figura III.5 - Overlay de Interpretação de Imagem do LANDSAT-1 (1:1.000.000)	119
Figura III.6 - Overlay de Interpretação de Imagem do LANDSAT-1 (1:1.000.000)	124
Figura III.7 - Overlay de Interpretação de Imagem do LANDSAT-1 (1:1.000.000)	125

LISTA DE FOTOGRAFIAS

	Pag.
Fotografia III.1 - Escala Aproximada 1:600.000	137
Fotografia III.2 - Escala Aproximada 1:700.000	138
Fotografia III.3 - Escala Aproximada 1:250.000	139

CAPÍTULO I

INTRODUÇÃO

1.1 - APRESENTAÇÃO

A utilização de novas técnicas de sensoriamento remoto aplicadas a mapeamento geológico regional, tem-se mostrado, em muitos países, de grande importância, não apenas pela redução considerável do tempo operacional, mas, principalmente, pelo baixo custo por km² de área mapeada e uma maior eficiência (visão sinótica, características multiespectrais, repetitividade de cobertura, etc.).

Essas novas técnicas de sensoriamento remoto consistem no uso de sensores multiespectrais que, implantados em satélites de grande altitude, oferecem uma rápida e periódica cobertura de grandes áreas territoriais, tornando-se, assim, o primeiro levantamento da superfície terrestre de repetição sistemática.

O primeiro destes satélites, LANDSAT-1 (anteriormente denominado ERTS-1), foi lançado em julho de 1972 pela NATIONAL AERONAUTICS and SPACE ADMINISTRATION, tendo o Brasil ingressado em convênio com este órgão como um dos seus usuários. Assim, desde essa época, vem sendo coberta continuamente toda a superfície brasileira e, periodicamente, novos dados são coletados pelos sensores instalados no satélite.

Já anteriormente, em 1970, o Ministério das Minas e Energia, através do DEPARTAMENTO NACIONAL da PRODUÇÃO MINERAL, programou a execução do levantamento dos recursos naturais das regiões norte e nordeste do Brasil, e con

duziu para isto o aerolevanteamento de 4.600.000 km² (54% do território nacional), com imagens de radar e outros sensores fotográficos. Este programa, que está a cargo do Projeto RADAM, foi atualmente estendido a todo o Brasil.

Em 1973-1974, nova coleta de dados em nível orbital foi obtida por sensores fotográficos instalados no SKYLAB, que recobriu, em faixas, várias regiões do território brasileiro.

A dimensão de cada um desses programas, trouxe um apreciável acúmulo de dados de todo o território brasileiro, permitindo assim, como é objetivo primeiro de cada um dos programas, a realização de projetos regionais que visem o estudo das riquezas naturais do nosso país.

O trabalho, que ora é apresentado, constitui uma tentativa de conciliar o emprego destes vários dados, para o mapeamento geológico regional.

1.2 - OBJETIVOS

O objetivo principal, deste estudo, é o desenvolvimento de uma metodologia de trabalho que permita uma interpretação integrada dos produtos dos sensores remotos, complementada com dados de trabalhos prévios e de reconhecimentos de campo, para fins de mapeamento geológico regional.

A área compreendida pela Folha Rio São Francisco, ora estudada, foi mapeada, na escala 1:1.000.000, pela PETROBRÁS; pelo Projeto RADAM e pelo DNPM, que apresentaram resultados divergentes quanto ao estabelecimento da coluna estratigráfica e à distribuição espacial de suas unidades. Considerando essas discrepâncias, um dos objetivos deste tra

balho é a obtenção de um mapa geológico que forneça novos subsídios para o esclarecimento dessas divergências.

É parte, também, dos objetivos, demonstrar que a integração de dados de sensores remotos, na interpretação geológica regional, pode produzir bons resultados em um tempo de execução relativamente curto e a um baixo custo.

1.3 - LOCALIZAÇÃO DA ÁREA

A área estudada corresponde à Folha Rio São Francisco (SC-23), normalizada segundo a divisão da Carta Internacional ao Milionésimo, estando compreendida pelos paralelos 8° a 12° de latitude sul e os meridianos 42° a 48° de longitude oeste. A área compreende a parte noroeste do Estado da Bahia, o sudeste do Estado do Piauí, o sul do Estado do Maranhão e o nordeste do Estado de Goiás, totalizando aproximadamente 290.000 km² (Figura I.1).

1.4 - JUSTIFICATIVA DA ESCOLHA DA ÁREA

A seleção da Folha Rio São Francisco como área de trabalho, foi baseada nos seguintes fatores:

- Disponibilidade de recobrimentos, em diferentes níveis de observação, com produtos tais como: imagens multiespectrais do LANDSAT-1, imagens de radar do Projeto RADAM e fotografias orbitais do Programa SKYLAB de partes da área;
- Grande variedade de situações geológicas, com ocorrência de extensas áreas de rochas sedimentares, ígneas e metamórficas, permitindo assim uma melhor avaliação

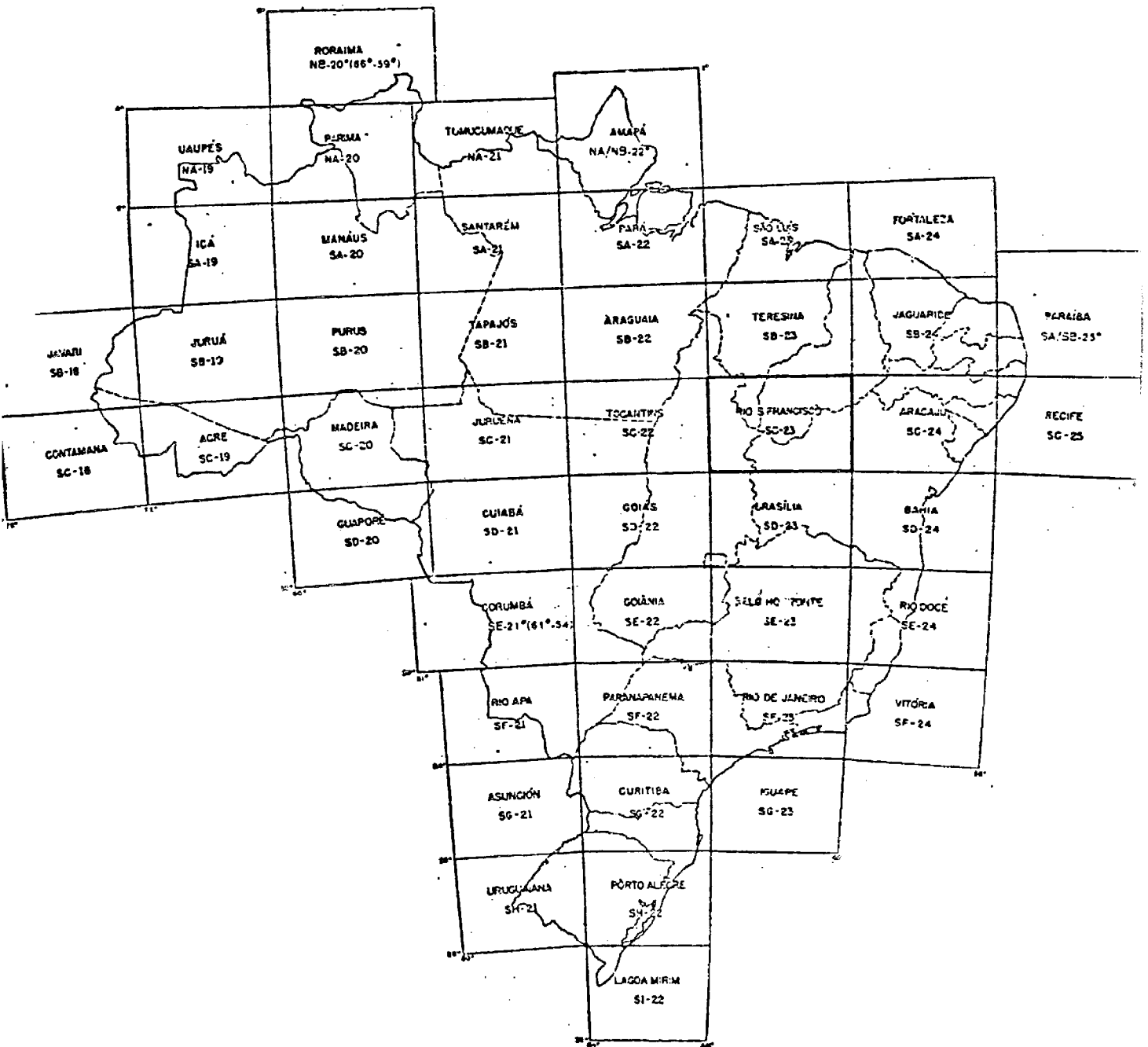


Figura I.1 - Localização da área

liação dos sensores utilizados;

- Área com clima seco predominante, fraca cobertura vegetal e conseqüente melhor exposição do terreno, condições nas quais os sensores remotos, em geral, apresentam o seu melhor desempenho.
- Disponibilidade de mapeamentos anteriores, executados por métodos convencionais e por sensoriamento remoto, que permitiram uma comparação com os resultados do presente estudo.

1.5 - ASPECTOS FISIAGRÁFICOS

Com base na análise das imagens do LANDSAT-1, dos mosaicos de radar e observações de campo, notou-se um condicionamento da fisiografia e da fitofisionomia às feições litológicas e estruturais, sendo possível a compartimentação da área em quatro unidades fisiográficas.

- a) PLANALTO DA BACIA DO PARNAÍBA - Esta unidade ocupa a posição centro-norte da Folha Rio São Francisco e é a primeira em ordem de grandeza espacial. Este planalto, que é constituído por típicos chapadões de planaltos sedimentares, situa-se entre as cotas de 500 a 700 metros e é dissecado pelo conjunto dos seguintes rios conseqüentes: Balsas, Alto Parnaíba, Uruçuí Preto e Gurguéia, os quais formam o rio Parnaíba para o norte. Os vales desses rios, que tem ampla abertura e são, geralmente, assimétricos, deram origem a altas escarpas bilaterais com bordas festonadas. A porção leste deste planalto é bem marcada pela borda erosiva da Bacia do Parnaíba e a porção oeste limita-se por escarpas cuestiformes, desenvol

vidas próximo as cabeceiras dos afluentes que drenam a margem esquerda do rio das Balsas. Este relevo é o divisor de águas das bacias hidrográficas dos rios Tocantins e Parnaíba, e une-se, ao sul, com as escarpas frontais da Formação Urucuaia.

- b) DEPRESSÃO DO MÉDIO TOCANTINS - Esta depressão, em estrutura monoclinal, com suave declive de leste para oeste, faz parte da bacia hidrográfica do rio Tocantins e é drenada pelos afluentes de sua margem direita. Esses rios apresentam, em geral, um padrão dendrítico, com modificações em certas áreas, como consequência das estruturas geológicas. O relevo desta depressão é modelado sobre as formações paleozóicas da borda oeste da Bacia do Parnaíba, formando uma série de patamares escalonados, sendo que as altitudes médias variam de 200 a 400 metros.

Ao sul desta região, na parte sudoeste da Folha Rio São Francisco encontra-se uma área moderadamente serrana, cujo relevo foi modelado sobre as rochas pré-cambrianas do Grupo Natividade. Apresenta um relevo de cristas, em parte dissecadas, cujas cotas atingem os 800 metros.

- c) PLANALTO OCIDENTAL DO MÉDIO TOCANTINS - Esta unidade fisiográfica é formada, principalmente, pelos sedimentos cretácicos da Formação Urucuaia e terciários da Formação Serra da Tabatinga.

O planalto formado pela Formação Urucuaia (Chapada das Mangabeiras) representa um pacote sedimentar com algumas centenas de metros de espessura, com uma suave inclinação em direção ao rio São Francisco, e é limitado na borda oeste por uma escarpa frontal e festonada. Este planalto constitui-se no divisor trí

plíce das drenagens dos rios São Francisco, Tocantins e Parnaíba.

Esta grande massa de relevo tabuliforme, situa-se em altitudes médias de 700 a 800 metros. A dissecação pela drenagem, do alto da superfície tabuliforme, originou a formação de relevos residuais (morros testemunhos) em forma de mesa.

O corpo da Serra da Tabatinga é a continuação da Chapada das Mangabeiras, porém com altitudes médias de 600 a 700 metros. A cobertura da Serra da Tabatinga é formada por uma camada pouco espessa de sedimentos residuais, desenvolvida sobre rochas pré-cambrianas exumadas que aparecem contornando os seus limites.

As três áreas acima descritas englobam um conjunto que tem o cerrado como vegetação típica. Dentro da classe cerrado, são identificadas as formas de cerrado, campo cerrado e parque, adaptadas a solos deficientes, profundos e aluminizados.

- d) DEPRESSÃO PERIFÉRICA DO MÉDIO SÃO FRANCISCO - Esta unidade, que está situada na parte oriental da Folha Rio São Francisco, foi modelada em terrenos cristalinos, e se estende desde a borda da Bacia do Parnaíba até a porção setentrional da Chapada Diamantina, possuindo uma altitude média de 400 a 500 metros. As suas formas de relevo são, principalmente, extensos pediplanos revestidos por uma cobertura arenosa, áreas localizadas de campos de dunas, terraços e planícies aluviais. É uma característica desta área a presença de relevos serranos, sob a forma de cristas alongadas de quartzitos, que compõem as serras do Estreito e do Boqueirão, e a Chapada Diamantina. A drenagem desta área, com os cursos d'água bem espaçados, limita-se a cursos intermitentes, com perenida

de somente nos rios São Francisco, Grande e Preto. A caatinga é o tipo de vegetação exclusiva na Depressão Periférica do Médio São Francisco, podendo ser subdividida em caatinga arbórea e caatinga arbustífera. Os latossolos vermelho-amarelos são os solos mais comuns nesta área, principalmente nos terrenos cristalinos (pediplanos).

Tomando-se em consideração as características climáticas da área em estudo, pode-se definir dois conjuntos genéricos de clima:

- O conjunto climático da Depressão Periférica do Médio São Francisco e do leste do rio Gurguêia no Planalto da Bacia do Parnaíba, é classificado como semi-árido, com uma estação seca de grande duração;
- O conjunto climático da área restante é do tipo savana (tropical úmido sazonal), com uma estação seca de menor duração.

CAPÍTULO II

METODOLOGIA

Os métodos de interpretação, aplicados aos produtos de sensoriamento remoto usados no mapeamento da Folha Rio São Francisco, basearam-se em duas formas de análise: a primeira e principal destas formas, consistiu na interpretação visual de imagens dos sensores do LANDSAT-1, de radar e fotografias do SKYLAB; a segunda, no tratamento automático de algumas cenas do imageador do LANDSAT-1, através de suas fitas magnéticas compatíveis ao computador.

Em ordem, como sub-itens deste capítulo, estão descritas algumas especificações dos materiais utilizados, as etapas de trabalho e os métodos empregados.

2.1 - MATERIAIS

A tabela II.1 sumaria os produtos dos três sensores remotos que foram usados para a fotointerpretação. Não estão descritas neste sub-item, as especificações técnicas destes sensores, as quais poderão ser encontradas e consultadas, especialmente nas seguintes publicações de sensoriamento remoto: LANDSAT DATA USERS HANDBOOK (1976), publicado pela NATIONAL AERONAUTICS and SPACE ADMINISTRATION; MANUAL of REMOTE SENSING (1975), publicado pela AMERICAN SOCIETY of PHOTOGRAMMETRY; e em vários relatórios técnicos e de pesquisa, publicados pelo Instituto de Pesquisas Espaciais.

TABELA II.1

DESCRIÇÃO DOS PRODUTOS DOS SENSORES UTILIZADOS

PROGRAMA/ PROJETO E SENSOR	PRODUTO	ESCALA	RESOLUÇÃO
LANDSAT-1 (MSS)	Imagens multiespectrais, em branco e preto (papel fotográfico), na região do visível, canais 4 e 5 (0,5 - 0,6 μ m; 0,6 - 0,7 μ m) e na região do infra-vermelho próximo, canais 6 e 7 (0,7 - 0,8 μ m; 0,8 - 1,1 μ m).	1:1.000.000 1:500.000 1:250.000	Teórica - 79m Prática - 50m (cenas de alto contraste)
	Conjunto de fitas magnéticas compatíveis ao computador, nos quatro canais, para a extração de informação temática no analisador multiespectral da General Electric, Image 100.	—	130m (cenas de baixo contraste)
SKYLAB (S-190 A)	Conjunto de fotografias multiespectrais em branco e preto (papel fotográfico), sendo duas na região do visível (0,5 - 0,6 μ m; 0,6 - 0,7 μ m) e duas na região do infra-vermelho (0,7 - 0,8 μ m; 0,8 - 0,9 μ m).	1:1.000.000	Visível - 0,5 - 0,6 μ m: 40 - 46m 0,6 - 0,7 μ m: 30 - 38m Infra-vermelho - 73 - 79m
	Fotografias em colorido normal (0,4 - 0,7 μ m) e infra-vermelho falsa cor (0,5 - 0,88 μ m).	1:800.000	Colorido normal - 40 - 46m Infra-vermelho - 73 - 79m
RADAM (SLAR)	Mosaico semi-controlado em cópia fotográfica.	1:1.000.000	Teórica - 16m
	Mosaicos semi-controlados em cópia off-set.	1:250.000	Prática - 25m

Os produtos mencionados na tabela II.1, se superpõem, em parte, no recobrimento da Folha Rio São Francisco, como é indicado na figura II.1. Estes vârios produtos compreendem 15 cenas de imagens do LANDSAT-1, 11 mosaicos de imagens de radar e 8 fotografias do Programa SKYLAB.

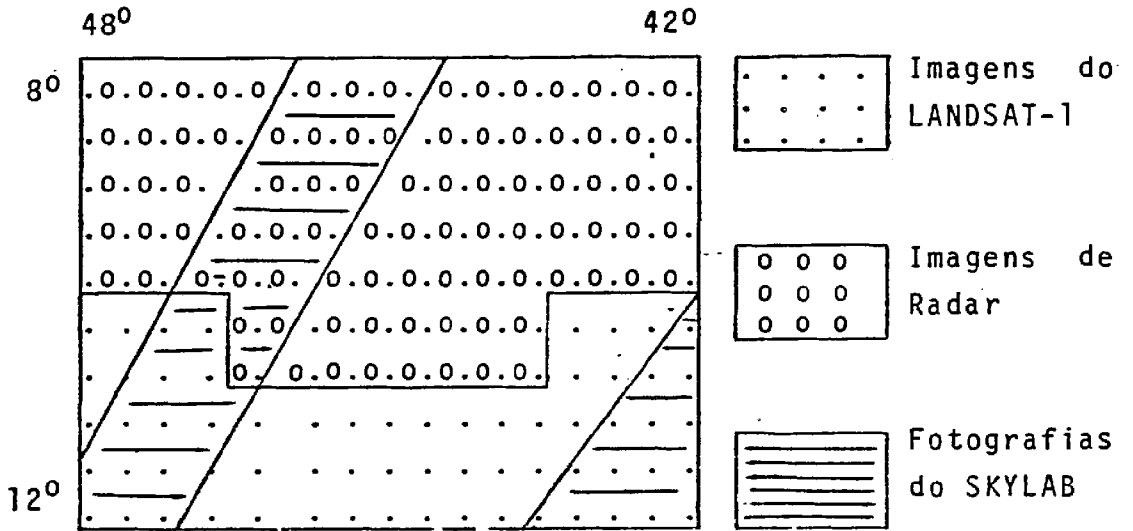


Figura II.1 - Índice de recobrimento

As cenas enumeradas na tabela II.2 foram aquelas usadas na montagem dos mosaicos de imagens do LANDSAT, na escala 1:1.000.000 e suas disposições de recobrimento, dentro da folha, estão expostas na figura II.2. Outras imagens de diferentes datas ou passagens, correspondentes a cada uma das cenas enumeradas na tabela II.2, foram interpretadas ou consultadas.

ANOTAÇÕES ALFA-NUMÉRICAS DAS IMAGENS LANDSAT USADAS NA COMPOSIÇÃO DOS MOSAICOS

DATA DE EXPOSIÇÃO	CENTRO: LAT. E LONG.	ANG. DE ELEVAÇÃO SOLAR ANG. SOLAR AZIMUTE	AGENCIA E PROJETO	NÚMERO DE IDENTIFICAÇÃO
1 23 NOV. 72	S 08º 40' / W 47º 33'	EL. SOL. 56º AZ 114º	ALASKA - LANDSAT	1123 - 12472
2 23 NOV. 72	S 10º 07' / W 47º 53'	EL. SOL. 57º AZ 112º	ALASKA - LANDSAT	1123 - 12474
3 23 NOV. 72	S 11º 33' / W 48º 13'	EL. SOL. 57º AZ 109º	ALASKA - LANDSAT	1123 - 12481
4 01 AGO. 73	S 08º 34' / W 46º 10'	EL. SOL. 44º AZ 54º	ALASKA - LANDSAT	1374 - 12404
5 01 AGO. 73	S 10º 01' / W 46º 31'	EL. SOL. 43º AZ 53º	ALASKA - LANDSAT	1374 - 12411
6 19 AGO. 73	S 11º 31' / W 46º 51'	EL. SOL. 45º AZ 57º	INPE - LANDSAT	1392 - 12412
7 18 AGO. 73	S 08º 37' / W 44º 43'	EL. SOL. 47º AZ 59º	INPE - LANDSAT	1391 - 12344
8 27 JAN. 74	S 10º 04' / W 44º 55'	EL. SOL. 50º AZ 106º	INPE - LANDSAT	1553 - 12315
9 27 JAN. 74	S 11º 30' / W 45º 16'	EL. SOL. 50º AZ 105º	INPE - LANDSAT	1553 - 12322
10 22 SET. 73	S 08º 38' / W 43º 14'	EL. SOL. 54º AZ 77º	INPE - LANDSAT	1426 - 12282
11 22 SET. 73	S 10º 05' / W 43º 34'	EL. SOL. 54º AZ 75º	INPE - LANDSAT	1426 - 12284
12 22 SET. 73	S 11º 32' / W 43º 55'	EL. SOL. 53º AZ 73º	INPE - LANDSAT	1426 - 12291
13 09 SET. 73	S 08º 36' / W 41º 45'	EL. SOL. 57º AZ 88º	INPE - LANDSAT	1443 - 12221
14 09 OUT. 73	S 10º 03' / W 41º 57'	EL. SOL. 57º AZ 86º	INPE - LANDSAT	1443 - 12223
15 29 JUL. 73	S 11º 24' / W 42º 34'	EL. SOL. 41º AZ 51º	INPE - LANDSAT	1371 - 12242

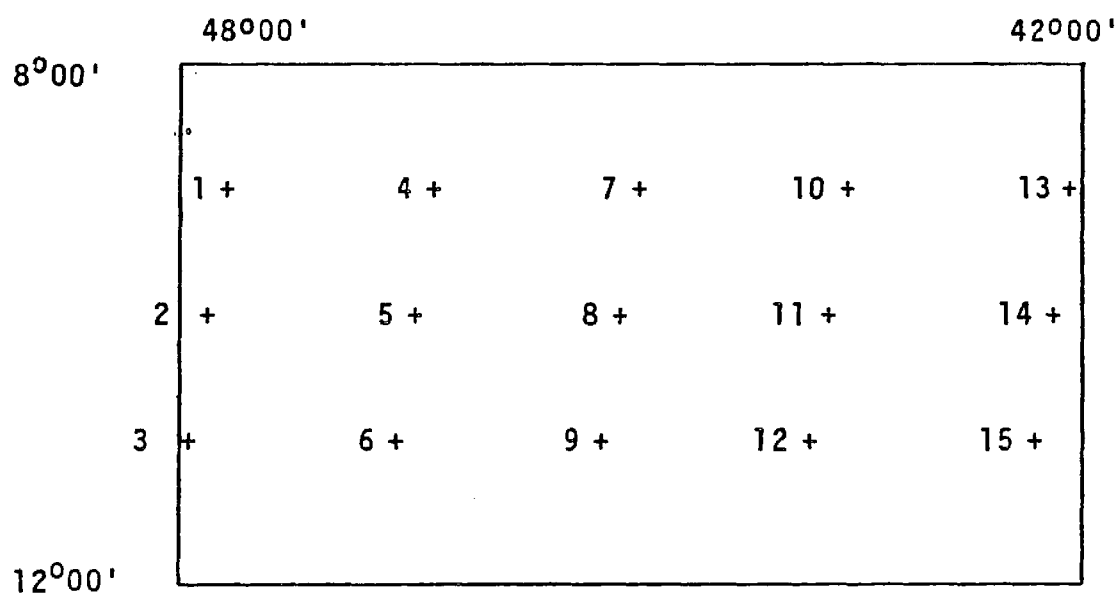


Figura II.2 - Localização aproximada do centro das imagens LANDSAT enumeradas na tabela II.2, dentro da Folha Rio São Francisco.

A figura II.3 mostra síntese temática, e a distribuição das folhas na escala 1:250.000, dos mosaicos de radar utilizadas no trabalho.

	48°00'	46°00'	45°00'	43°00'	42°00'
8°00'	ITACAJÁ SC23 - V - A	TASSO FRAGOSO SC23 - V - B	ELISEU MARTINS SC23 - X - A	S. JOÃO DO PIAUI SC23 - X - B	
9°00'	LIZARDA SC23 - V - C	ALTO PARNAÍBA SC23 - V - D	BOM JESUS SC23 - X - C	S. RAIMUNDO NONATO SC23 - X - D	
10°00'		CORRENTE SC23 - Y - B	PARNAGUÁ SC23 - Z - A		
11°00'					

Figura II.3 - Localização e síntese temática dos mosaicos de radar na Folha Rio São Francisco.

2.2 - ETAPAS DE TRABALHO

Em ordem cronológica são enumeradas, abaixo, as várias etapas desenvolvidas durante a realização deste trabalho.

- a) Definição dos objetivos
- b) Escolha da área que melhor se adaptasse aos objetivos estabelecidos.
- c) Levantamento da disponibilidade de coberturas fotográficas e de imagens existentes sobre a área, em escala compatível à do mapeamento: imagens multiespectrais do LANDSAT-1, mosaicos de radar e fotografias multiespectrais do sensor S-190 A do Programa SKYLAB.

- d) Seleção de imagens do LANDSAT-1, inclusive com coberturas repetitivas, levando-se em consideração os seguintes fatores:
- ausência de cobertura de nuvens;
 - boa qualidade de imageamento e processamento;
 - grau de contraste (tonal) adequado.
- e) Coleta de publicações geológicas, as quais foram consultadas durante as subseqüentes fases do trabalho.
- f) Confeção do mapa planimétrico (rede de drenagem, sistema viário e topônimos de iluminação), com imagens MSS, na escala 1:1.000.000.
- g) Montagem de dois mosaicos com imagens MSS do LANDSAT-1, nos canais 5 e 7, onde foi feito um esboço geológico da Folha Rio São Francisco.
- h) Elaboração do mapa geológico preliminar, através da interpretação visual de imagens do LANDSAT-1, de imagens de radar e fotografias multiespectrais do SK/LAB.
- i) Reconhecimento de campo através de caminhamentos geológicos ao longo de estradas, com ênfase nas áreas onde foram encontrados os maiores problemas na foto interpretação.
- j) Seleção de três áreas-cenas, do imageador MSS, para tratamento por técnicas automáticas de interpretação, utilizando-se do analisador Image 100.
- l) Integração e comparação das interpretações visuais e automáticas, e posterior reavaliação e reinter

pretação do mapa geológico preliminar, usando-se dos dados obtidos no reconhecimento de campo.

- m) Apresentação final dos resultados na forma de relatório, com mapa geológico anexo na escala 1:1.000.000.

2.3 - MÉTODOS

A principal fonte de informações para o mapeamento geológico da Folha Rio São Francisco, foi a interpretação visual dos produtos dos sensores remotos, anteriormente mencionados. Os métodos convencionais de fotointerpretação sofreram algumas adaptações, para que pudessem ser utilizados neste trabalho. Isto foi devido as próprias características destes produtos, tais como: suas pequenas escalas, falta de estereocopia, diferentes faixas espectrais de imageamento, etc., que diferem das características das fotografias aéreas convencionais.

Considerando que o estágio em que se encontram as técnicas de sensoriamento remoto, não permite ainda, que se obtenha todas as informações geológicas, apenas a partir da análise dos dados de sensoriamento remoto, procurou-se neste trabalho, sempre que necessário, comparar a interpretação com a literatura geológica. Desta forma, foi realizada uma criteriosa análise de bibliografia, procurando adquirir um conhecimento prévio sobre a geologia da área e estabelecer as principais controvérsias nela existentes. Esta análise antecedeu a fase de fotointerpretação e se estendeu às demais fases do trabalho. A posterior comparação, entre a fotointerpretação e a literatura geológica, possibilitou uma menor probabilidade de erro, a que poderiam ser levados os autores, caso se apoiassem somente na fotointerpretação, para estabelecer a geologia da área.

Apesar da melhor precisão geométrica dos mosaicos de radar, para fins de mapeamento temático, utilizou-se as imagens do LANDSAT-1 na elaboração da base planimétrica, tanto pela cobertura total que elas fornecem da Folha Rio São Francisco, como pelo maior número de informações que podem ser extraídas das imagens, para a iluminação de bases planimétricas. Os elementos da base planimétrica foram, então, ajustados em posição e à projeção Universal Transversa de Mercator da Carta ao Milionésimo, publicada pelo Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística, utilizando-se para isso de alguns pontos de controle (pontos astronômicos), contidos nestas cartas.

Um esboço geológico de toda a área, foi elaborado sobre os mosaicos montados com imagens do LANDSAT-1 na escala 1:1.000.000, nos canais 5 e 7. Este esboço proporcionou uma visualização global da geologia da área, tendo-se delineado as várias unidades geológicas possíveis de serem mapeadas nessa escala, bem como as feições estruturais regionais mais importantes. Os detalhes no traçado dos contatos geológicos, assim como a caracterização dos elementos estruturais, foram obtidos com as interpretações das imagens do LANDSAT-1 na escala 1:500.000, recorrendo-se a escala 1:250.000 em áreas que exigiam maiores detalhes.

Paralelamente foram interpretados, sistematicamente, os mosaicos de radar do Projeto RADAM e as fotos multiespéctrais do Programa SKYLAB, com o intuito de comparar, adicionar novas informações ou modificações e, consequentemente, refinar as interpretações obtidas com as imagens do LANDSAT-1

A etapa de interpretação visual dos vários produtos dos sensores foi criteriosamente elaborada, procurando retirar-se o máximo de informações que contivessem estes

materiais. Esta foi a finalidade principal do método de trabalho, que teve como objetivo minimizar o número de problemas que pudessem persistir com a fotointerpretação, e que não encontrassem soluções mesmo com o auxílio de dados da literatura geológica. Desta forma, pôde-se orientar o trabalho de campo para uma ênfase maior nas áreas que ainda apresentavam problemas de interpretação. Alguns perfis estratigráficos e caminhamentos foram realizados nestas áreas específicas. No restante da área, os trabalhos de campo foram realizados em caráter de reconhecimento ao longo das principais estradas, com o intuito de avaliar os métodos de fotointerpretação e obter novos dados necessários a conclusão do mapa. Como orientação nos trabalhos de campo, foram usadas as imagens do LANDSAT-1, na escala 1:500.000, no canal 5, e os pontos amostrados ao longo das estradas distanciaram-se, em média, de 10 a 20 km.

Tendo como objetivo a comparação com os resultados da interpretação visual, foi conduzida uma interpretação automática de três cenas previamente selecionadas do LANDSAT-1, sob a forma de fitas magnéticas compatíveis ao computador (CCT). Essa interpretação foi realizada no analisador automático "Image 100", que é um sistema de processamento de imagens multiespectrais, cuja característica mais importante é a interação homem-máquina. O sistema "Image 100" é o mais avançado processo de extração da vasta quantidade de dados contidos nas imagens multiespectrais. Esse sistema utiliza-se das assinaturas espectrais para identificar os alvos de iguais características em uma imagem, através da análise simultânea das assinaturas dos alvos nos vários canais do sensor (bandas espectrais). O sistema utiliza os vários programas contidos no equipamento para realizar a interpretação automática, atribuindo cores ou temas às feições que tenham iguais características espectrais, sendo que os resultados são mostrados em um vídeo de televisão colorida,

e podem ser gravados em fita, filme ou outro meio. Cabe ressaltar, que a característica mais importante do sistema é a interação homem-máquina, que permite ao fotointérprete conduzir e dar a conclusão final sobre a interpretação.

Na interpretação automática das três cenas selecionadas foram utilizados, principalmente, os programas de aquisição de assinatura, de classificação e de utilidade. Foram também usadas ampliações de composições coloridas, em escalas até 1:100.000, com a finalidade de se testar a utilidade do sistema na diferenciação das unidades geológicas e no realce das estruturas.

CAPÍTULO III

DISCUSSÃO DOS RESULTADOS

3.1 - CONSIDERAÇÕES GERAIS SOBRE A ESTRATIGRAFIA

A estratigrafia adotada neste trabalho, e exposta resumidamente na Tabela III.1, agrupa, principalmente, as proposições de: Aguiar (1969), para a área da Bacia Sedimentar do Parnaíba; Brito Neves (1968) e Schobbenhaus (1972), para a área da Chapada Diamantina; Barbosa et al. (1971, 1973), para a área pré-cambriana do Estado de Goiás. Algumas modificações foram introduzidas, decorrentes do desenvolvimento do trabalho (ver Apêndice A - Mapa Geológico).

Como mostra a Tabela III.1, as unidades pré-cambrianas foram separadas em área ocidental e área oriental, conforme suas distribuições na Folha Rio São Francisco. Esta separação deveu-se à ausência de relações estratigráficas entre as unidades destas duas áreas.

Os limites do Pré-Cambriano superior e médio, respectivamente em 580 ± 15 - 1.900 ± 100 m.a. e 1.900 ± 100 - 2.600 ± 150 m.a., obedecem a divisão proposta por Almeida (1971).

3.1.1 - ÁREA OCIDENTAL: ESTADO DE GOIÁS

3.1.1.1 - PRÉ-CAMBRIANO INDIVISO: COMPLEXO BASAL GOIANO

O embasamento indiviso no Estado de Goiás, de nominado por Almeida (1968), de Complexo Basal Goiano, separa na região central do estado as faixas de dobramentos Paraguai-Araguaia e Brasília, e representa a mais importante

TABELA III.1

COLUNA GEOLÓGICA DA FOLHA RIO SÃO FRANCISCO

QUATERNÁRIO	HOLOCENO		Depósitos aluvionares.
	PLEISTOCENO		Depósitos eólicos e coluvionares.
TERCIÁRIO-QUATERNÁRIO		FORMAÇÃO CAATINGA	Calcários compactos e fossilíferos.
			Cobertura areno-argilosa, localmente conglomerática e canga laterítica.
TERCIÁRIO		FORMAÇÃO SERRA DA TABATINGA	Argilitos e arenitos conglomeráticos ferruginosos.
CRETÁCEO	SUPERIOR	FORMAÇÃO URUCUIA	Arenitos com intercalações de argilitos e folhelhos, conglomerado e calcário fossilífero.
	INFERIOR	FORMAÇÃO SARDINHA	Basaltos afaníticos e amigdaloidais.
JURÁSSICO	SUPERIOR	FORMAÇÃO CORDA	Arenitos finos com estratificação cruzada e intercalações de folhelhos.
	MÉDIO	FORMAÇÃO PASTOS BONS	Arenitos de cores variegadas, estratificação cruzada e intercalações de folhelhos e siltitos.
PERMIANO		FORMAÇÃO PEDRA DE FOGO	Arenitos, siltitos e folhelhos, com camadas de sílex oolítico e madeira fóssil.
CARBONIFERO	SUPERIOR	FORMAÇÃO PIAUI	Arenitos claros com finas intercalações de arenitos conglomeráticos, siltitos, folhelhos e lentes calcárias.
	INFERIOR	FORMAÇÃO POTI	Arenitos finos com níveis conglomeráticos e intercalações de folhelho e siltito esverdeado.
DEVONIANO	SUPERIOR	FORMAÇÃO LONGA	Folhelhos cinza escuros com finas intercalações de arenitos finos e siltitos.
	MÉDIO	FORMAÇÃO CABEÇAS	Arenitos médios grosseiros com estratificação cruzada e intercalações de folhelhos e siltitos.
	INFERIOR	FORMAÇÃO PIMENTEIRAS	Folhelhos siltíticos com níveis oolíticos piritosos e intercalações de arenitos e siltitos.
SILURIANO-DEVONIANO		FORMAÇÃO SERRA GRANDE	Arenitos grosseiros, conglomerados oligomíticos e finas intercalações de folhelhos e siltitos.

PRÉ-CAMBRIANO SUPERIOR	Parte Ocidental	GRUPO BAMBUÍ - FORMAÇÃO PARAPOEBA: Calcários e ardósias.	GRUPO BAMBUÍ - INDIVISO: Calcários e xistos.	Parte Oriental
			GRUPO SALGUEIRO: Paragnaises, calcários e xistos.	
		GRUPO NATIVIDADE: Quartzitos, micaxistos, filitos, calcários e ardósias.	GRUPO RIO PRETO: Quartzitos, micaxistos e filitos.	
PRÉ-CAMBRIANO MÉDIO			GRUPO CHAPADA DIAMANTINA: Quartzitos, micaxistos, filitos e argilitos.	GRUPO SANTO ONOFRE: Quartzitos, filitos e xistos.
				FORMAÇÃO MORRO DO CHAPEU: Conglomerados e arenitos.
			FORMAÇÃO CABOCLÓ: Quartzitos, metassiltitos, filitos e argilitos.	
			FORMAÇÃO IPUJIARA: Quartzitos com intercalações de metassiltitos e filitos.	
			FORMAÇÃO TOMCADOR: Conglomerados, ardósias e metassiltitos.	
			GRUPO COLONI: Dolomitos, quartzitos e itabiritos.	
		COMPLEXO BASAL GOIANO: Migmatitos, gnais, anfibolitos, micaxistos, granitos, gabros e rochas ultrabásicas.	PRÉ-CAMBRIANO INDIVISO: Gnaisses, migmatitos, granitos e xistos.	

área de embasamento cristalino fora das plataformas Amazônica e do São Francisco.

De acordo com Barbosa et al. (1971, 1973), e vários outros trabalhos, sua área é constituída, predominantemente, por gnaisses, migmatitos, intercalações de anfibolitos e talvez quartzitos, rochas cataclásticas e por corpos graníticos, gábricos e básico-ultrabásicos. De um modo geral prevalece o fácies anfibolito, sendo os gnaisses as rochas mais frequentes. No trecho Almas - Natividade (GO), tornam-se comuns os gnaisses biotíticos, localmente granatíferos. Porém, o fato mais comum é a associação íntima de gnaisses, gnaisses-granitos e migmatitos, em um mesmo afloramento.

Nos gnaisses inserem-se estreitas faixas de xistos, principalmente clorita-xistos, os quais, em geral, são de origem diaforética, e menos frequentemente, intercalações pouco espessas de anfibolitos.

Os granitos anatóxicos e os corpos básico-ultrabásicos não são mapeáveis em pequenas escalas. Os dois corpos principais básico-ultrabásicos afloram, um na confluência do ribeirão Itaboca com o rio Manuel Alves e outro ao sul de Dianópolis. Compõem-se, principalmente, de gabros normais, noritos e metagabros e, subordinadamente, olivina gabros, serpentinitos e anfibólito-xistos. Outros corpos foram assinalados nas imagens do LANDSAT-1, merecendo uma verificação sobre sua real existência, em virtude das recentes pesquisas para níquel efetuadas nesta área.

Os rumos gerais dos lineamentos estão bem definidos a leste e a oeste da Serra da Natividade. A leste, suas orientações preferenciais são para NNW-SSE, emprestadas pelas direções de bandamentos gnáissicos, concordantes com as direções de falhamentos de empurrão, de gravidade e talvez de rasgamento, estabelecidas num período tectônico mais

antigo. A oeste, a direção principal é NNE-SSW, oscilando para NE-SW e é também reflexo de foliações gnáissicas e de longos falhamentos, estes atravessando as primeiras formações sedimentares da Bacia do Parnaíba, indicando possivelmente a reativação de falhas antigas.

3.1.1.2 - GRUPO NATIVIDADE: PRÉ-CAMBRIANO SUPERIOR

Moore (1963), atribuiu o termo Série Natividade de aos metamorfitos da região homônima, estimando-lhes uma espessura de 1.500 metros. Supôs, pela similaridade litológica, a sua correlação com os quartzitos, micaxistos, filitos, etc., da Serra da Jacobina (BA).

Barbosa et al. (1973), após estudarem esta mesma região, viram a necessidade de estabelecer uma ligação entre esta série e a que haviam mapeado, anteriormente, mais ao sul (Projeto Brasília - Goiás, 1969), como Grupo Araí. Em vista disso, esses autores retomaram a designação Natividade, devido a sua prioridade, e elevaram-na à categoria de grupo.

Apesar de geograficamente distante do que Barbosa et al. (1969), mapearam ao sul como Grupo Araí, nota-se nas imagens do LANDSAT-1, no canal 7, restos de cristas quartzíticas que indicam a ligação pretérita entre as duas áreas hoje erodidas, interpondo-se entre elas o embasamento cristalino.

As variações litológicas deste grupo, que ainda se mantêm indiviso, foram preliminarmente agrupadas por Barbosa et al. (1973), em três sub-unidades. Da análise bibliográfica do Projeto Brasília e do Projeto Leste do Tocantins e Oeste do São Francisco, nota-se uma concordância bastante aproximada da descrição litológica entre os grupos

Araí e Natividade. Assim, a descrição da unidade basal do Grupo Natividade encontra aspectos semelhantes com os descritos na Formação Arraias (inferior) do Grupo Araí, com exceção do complexo de efusivas de composição basalto-andesítica que ocorre na base deste último grupo. De forma idêntica, pode-se correlacionar a Formação Traíras (superior) com as unidades intermediária e superior do Grupo Natividade.

De acordo com a subdivisão proposta no Projeto Brasília e algumas observações de campo realizadas pelos autores, o Grupo Natividade é composto pela seguinte sequência litológica:

- Unidade basal: inicia-se por metaconglomerados assentados sobre gnaisses do complexo cristalino, sericita-quartzitos, filitos, quartzo-filitos e sericita-clorita-xistos, que gradam a quartzo-xistos e quartzitos muito finos. São seguidos por finas camadas de quartzitos, calcários e calcarenitos, superpostos por sericita-quartzitos, intercalados com camadas de metaconglomerados intraformacionais e quartzitos arcoseanos.
- Unidade intermediária: compõe-se por uma sequência onde predominam finos e é composta por filitos grafíticos, calcários cristalinos e predominantemente dolomíticos, quartzitos sericíticos com leitões ricos em magnetita e quartzitos sericíticos de granulação fina.
- Unidade superior: constitui-se por ardósias cinza escuras a alaranjadas, com delgadas intercalações de margas, metarcóseos e calcários dolomíticos com dezenas de metros de espessura.

Duas marcantes direções estruturais, bem defi

nidas nas imagens do LANDSAT-1, estão presentes na área deste grupo. A primeira, NNE-SSW delimita a faixa de afloramentos em sua borda ocidental, com continuidade para o norte, refletindo-se nos sedimentos paleozóicos da Bacia do Parnaíba, e é provavelmente produto de reativação de sistemas antigos. A segunda, de direção NNW-SSE, possivelmente mais antiga que a anterior, afeta o Grupo Natividade, assim como o embasamento cristalino, sem contudo atingir as formações sedimentares. A grande falha que delimita este grupo em sua porção ocidental é, segundo vários autores, de rasgamento, enquanto que próximo a borda oriental ocorre um falhamento normal de mesma direção. Falhas normais e transcorrentes de pequeno porte são comuns na direção NNW-SSE. Os dobramentos em sinclinais e anticlinais de direção NNE-SSW são assimétricos e fechados, mergulhando para norte e mostrando algumas vezes inversão de mergulho.

O Grupo Natividade possui contatos discordantes com o embasamento cristalino e com os sedimentos da borda erosiva da Bacia do Parnaíba.

3.1.2 - ÁREA ORIENTAL: ESTADOS DA BAHIA E DO PIAUÍ

3.1.2.1 - PRÉ-CAMBRIANO INDIVISO

No lado oriental, a mais extensa e contínua área de afloramento do embasamento cristalino situa-se no limite do Estado da Bahia com o Estado do Piauí, na região nordeste da folha. Aflora também em áreas isoladas, nas cercanias das serras da Tabatinga, do Estreito e do Boqueirão, e a sudoeste da Chapada Diamantina.

Os valores radiométricos de 513 ± 16 m.a. e 547 ± 18 m.a., ambos na região da Serra do Boqueirão, repre

sentam, segundo Winge (1972, b) *, fases de recristalizações tardias. A falta de pesquisas geocronológicas, tanto quanto de estudos geológicos de maior detalhe, não condizem ainda com qualquer referência nominativa para esta área cristalina, uma observação já devidamente ponderada por vários geólogos é considerada no presente trabalho. No entanto Barbosa (1965, b), interpretou a área cristalina do norte do Estado da Bahia, como a extensão ocidental do Grupo Caraíba **, da mesma forma como fizeram Nunes et al. (1973), que estenderam ainda mais seus limites até a Serra do Estreito, não considerando como unidades independentes os epimetamorfitos das serras do Estreito, do Boqueirão e da Tabatinga, já largamente referenciados como discordantes do embasamento cristalino. Por sua vez, Winge (1972, a), sugeriu a divisão do embasamento em duas grandes unidades estratigráficas: um complexo antigo formado por gnaisses, migmatitos, etc. e uma sequência mais jovem de ectinitos, desde mesozonais até epizonais.

Os tipos litológicos aflorantes mais comuns constituem um complexo de rochas gnáissicas-migmatíticas, aos quais se associam, comumente, fácies granito-anatexítico. Biotita-gnaisses com bandamento regular são bastante típicos da região, e os migmatitos, restritos a pequenas áreas, não dão idéia de um intenso processo de migmatização. Intercalam-se neste complexo camadas de mica-xistos, quartzitos, talco-xistos e xistos quartzosos, de espessuras variáveis.

Como se observa, não há grandes diferenças litológicas entre o Pré-Câmbriano Indiviso da área oriental com o do Estado de Goiás. Contudo, este conjunto de rochas, na área oriental, possui uma direção estrutural NE-SW condicio

* Trabalho concluído em 1968.

** Definido por Barbosa (1964), na região do rio Curaça (BA) e publicado em 1970.

nada por um complexo sistema de dobramentos, que diverge da queila do Estado de Goiás. É bastante evidente nas imagens do LANDSAT-1, uma inflexão desta direção estrutural para ENE-WSW, próximo à região das cidades de São Miguel e Posse (BA), talvez ocasionada por variações das direções dos esforços compressivos. Deve-se ressaltar a presença de uma estrutura dômica junto a esta inflexão, com dimensão aproximada de 20 km em seu eixo maior.

As rochas desse complexo indiviso dobradas e metamorfizadas ao fácies almandina-anfibolito, constituem o embasamento da borda sudeste da Bacia do Parnaíba e estabelecem contatos discordantes com a Formação Serra Grande, assim como com os metamorfitos pré-cambrianos dos grupos Santo Onofre, Chapada Diamantina, Salgueiro e Bambuí.

3.1.2.2 - GRUPO COLOMI: PRÉ-CAMBRIANO MÉDIO

Pouco se tem estudado sobre os metamorfitos do Grupo Colomi, sendo que as primeiras notícias vieram do pioneirismo de Derby (1879), seguidas pelas observações de Lacount (1938), e Alves de Souza (1945), in Bruniet al. (1974). Mais tarde, Barbosa (1965, b), descreveu estas seqüências litológicas e denominou-as de Grupo Colomi.

Leal (1970), mapeou pequenas ocorrências deste grupo, além do limite da folha, e determinou a predominância de dolomitos com até 250 metros de espessura, tendo na base dezenas de metros de quartzitos e no topo cerca de 150 metros de itabiritos.

A colocação do Grupo Colomi por Nunes et al. (1973), entre os grupos Caraíba e Salgueiro, foi contestada por Brito Neves (1973), que achou mais provável ser o referido grupo uma simples variação de fácies do embasamento cristalino.

talino. As poucas observações de campo feitas neste grupo, não nos permitiram uma avaliação segura das proposições de Brito Neves (op. cit.), e portanto conservou-se a individualidade deste grupo, como fizeram outros autores.

As exposições mapeáveis deste grupo na folha, estão ao sul de Remanso (BA), e formam um conjunto de pequenas serras, porém bem destacadas do embasamento cristalino. Como nesta região as rochas do embasamento não tem exemplos de relevo serrano, deve-se esperar que as serras formadas pelas rochas do Grupo Colomi, constituam uma unidade independente do embasamento.

A litologia principal desta unidade são dolomitos com lentes de magnesita e talco-xistos, que ocupam posição estratigráfica intermediária no grupo, com quartzitos na base e itabiritos no topo.

3.1.2.3 - GRUPO CHAPADA DIAMANTINA: PRÉ-CAMBRIANO SUPERIOR

Visando um melhor uso da nomenclatura estratigráfica e estabelecendo uma nova organização da estratigrafia da chapada, Brito Neves (1968), denominou de Grupo Chapada Diamantina ao conjunto das formações Tombador, Caboclo e Morro do Chapéu, pretendendo substituir o termo Grupo Tombador de Barbosa (1965, b), o qual incluía as formações São Pedro, Tombador, Caboclo e Lajes.

Muitos outros estudos geológicos foram realizados na Chapada Diamantina, estando entre eles: Derby (1906), Branner (1910), Crandall (1919), Moraes e Guimarães (1930), Oliveira e Leonardos (1943), Kegel (1959, 1963), Moore (1964) e Almeida (1964), in Brito Neves (1968).

Após Brito Neves (1968), redefinir a estrati

grafia de Barbosa (op. cit.), outros autores estabeleceram novas colunas estratigráficas, estando as mais importantes correlacionadas na tabela III.2.

TABELA III.2

PRINCIPAIS ESTRATIGRAFIAS PROPOSTAS PARA O
GRUPO CHAPADA DIAMANTINA

BRITO NEVÉS (1968)	SCHOBENHAUS e TEIXEIRA KAUL (1971)		MASCARENHAS et. al. (1972)	
	GUARIBAS		GUARIBAS ou LENÇÓIS	
MORRO DO CHAPEU	MORRO DO CHAPEU		MORRO DO CHAPEU	
CABOCLO	CABOCLO		CABOCLO *	
	IPUPIARA	MEMBRO SUPERIOR		
		MEMBRO INFERIOR		
TOMBADOR	MANGABEIRAS	TOPO	MEMBRO SUPERIOR	TOMBADOR
		MEMBRO LAGOA de DENTRO	MEMBRO INTERMEDIÁRIO	
	OURICURI DO OURO		MEMBRO INFERIOR	

Por último, Bruni et al. (1974), reuniram e consideraram as formações Ouricuri do Ouro, Mangabeira e Ipu piara como Formação Tombador, e admitiram a equivalência lito-estratigráfica do Grupo Chapada Diamantina, com os gru

* (Mascarenhas et al. (op. cit.), consideraram o membro inferior e superior da Formação Ipu piara, como variações faciológicas da Formação Caboclo).

pos Santo Onofre e Natividade, equivalência esta aceita no presente trabalho, em razão das semelhanças litológicas e tectônicas destes grupos. A estratigrafia adotada no atual trabalho, foi a definida por Brito Neves (op. cit.), tendo-se nela incluído a Formação Ipujiara de Schobbenhaus e Teixeira Kaul (1971), e a Formação Lençóis de Mascarenhas (1969).

Esta parte da Chapada Diamantina exibe um comportamento estratigráfico e estrutural relativamente simples, esboçado, no geral, por uma extensa anticlinal denominada "Gentio do Ouro", com eixo de dobramento na região central da Chapada. Exposições menores do grupo ocorrem ao norte de Xique-Xique (BA) e nas proximidades de Pilão Arcado (BA), local em que suas camadas adelgaçam-se e infletem-se para NE.

As rochas do Grupo Chapada Diamantina atingem, no máximo, o fácies dos xistos-verdes, sendo o metamorfismo, às vezes, incipiente ou mesmo ausente.

3.1.2.3.1 - FORMAÇÃO TOMBADOR

Derby (1881), foi o primeiro a descrever as sequências areníticas da Serra do Tombador, entretanto coube a Branner (1910), o uso original do termo "Arenito Tombador". Seguiram-se os trabalhos de Willians (1930), in Brito Neves (1967), e de Mello Junior (1938). Sua classificação como formação, foi dada por Kegel e Pontes (1957).

Brito Neves (1967), incluiu os conglomerados da Formação São Pedro de Barbosa (1965, b), na Formação Tombador, para a qual advogou uma posição pré-cambriana superior ao constatar o Bambuí preenchendo sinclinais desta unidade.

A área da Formação Tombador, como consta no

mapa geológico anexo a este relatório, corresponde às áreas das formações Ouricuri do Ouro e Mangabeiras de Schobbenhaus e Teixeira Kaul (1971), seguindo a proposição de Mascarenhas et al. (1972), (vide tabela III.2).

O conjunto litológico desta unidade, inicia-se por conglomerados polimíticos, que contêm seixos de rochas granito-gnâissicas. Ocupando posição estratigráfica intermediária, segundo Mascarenhas et al. (op. cit.), seguem quartzitos com estratificação simples e cruzada, ocorrendo também ardósias e quartzitos finos, alternando-se ritmicamente com metassiltitos. No topo, encontram-se quartzitos grosseiros, às vezes conglomeráticos. Cassedane e Lassère (1969), in Schobbenhaus (1972), determinaram a idade de 585 ± 50 m.a. para a galena contida em veios de quartzo de um corpo de rocha básica, que secciona os quartzitos inferiores desta formação.

A espessura da Formação Tombador é variável de acordo com as ondulações do embasamento, alcançando uma espessura de 400 metros (Bruni et al., op. cit.), na área da Folha Rio São Francisco, sendo que Schobbenhaus (1972), estimou uma espessura de 1.500 metros para esta formação, em área fora dos limites da folha.

Em sua principal área de exposição forma serras quartzíticas longilíneas de direção NW-SE, que se estreitam para o sul, sendo capeada concordantemente nesta área, pela Formação Ipujiara.

3.1.2.3.2 - FORMAÇÃO IPUJIARA

A Formação Ipujiara, proposição de Schobbenhaus e Teixeira Kaul (1971), é restrita à região de Ipujiara e Brotas de Macaúbas, segundo mapeamento desses autores. Eles dividiram essa formação em dois membros. Porém, Mascarenhas

et al. (1972), supuseram serem estes dois membros variações faciológicas da Formação Caboclo. Os trabalhos que se seguiram, não mais consideraram a Formação Ipujiara como uma unidade estratigráfica única.

Recorrendo-se a interpretação de imagens do LANDSAT-1 e fotografias do SKYLAB desta região, ficou claramente visível os limites de uma unidade fotogeológica, bem diferenciada das outras unidades da Chapada Diamantina, e que coincide exatamente com a área do membro inferior da Formação Ipujiara de Schobbenhaus e Teixeira Kaul (op. cit.). Considerando a extensão dessa unidade, possível de ser reconhecida em imagens na escala 1:1.000.000 como uma unidade fotogeológica distinta das demais, é de se supor que ela não represente uma variação faciológica da Formação Caboclo. Por este motivo mantivemos a Formação Ipujiara na estratigrafia da Chapada Diamantina, restringindo contudo, sob esta denominação, somente a área equivalente ao membro inferior, da forma em que o mapearam Schobbenhaus e Teixeira Kaul (op. cit.).

A área correspondente ao membro superior apresenta características fotogeológicas idênticas às da Formação Caboclo, e poderia, no máximo, corresponder a uma variação faciológica desta, como anteriormente haviam sugerido Mascarenhas et al. (op. cit.).

As rochas dessa Formação compõem-se, predominantemente, por quartzitos finos, com a presença comum de estratificação cruzada e marcas de onda. Intercalam-se, nos quartzitos, camadas de metassiltitos e filitos.

As camadas da Formação Ipujiara, dispõem-se nos flancos da anticlinal central da Chapada Diamantina. É capeada concordantemente pela Formação Caboclo.

3.1.2.3.3 - FORMAÇÃO CABOCLO

A designação "Folhelhos Caboclo" de Branner (1910), foi tomada do Morro do Caboclo na região centro-norte da Bahia, e referia-se aos folhelhos e argilitos anteriormente denominados de Série Paraguassu por Derby (1906).

Em sua ocorrência na área, a Formação Caboclo é representada, predominantemente, por quartzitos brancos, finos e bem laminados, com estratificação cruzada ou simples. Em níveis inferiores, intercalam-se nestes quartzitos, camadas de metassiltitos, filitos e argilitos. Em posição superior a esta sequência, ocorrem arenitos quartzíticos, com níveis conglomeráticos.

A Formação Caboclo expressa-se por uma morfologia de morros, circundada por serras elevadas e alongadas, de quartzitos da Formação Morro do Chapéu. A espessura desta unidade, segundo Schobbenhaus (1972), varia, geralmente, entre 100 a 500 metros, podendo atingir os extremos de zero a 1.500 metros.

Os longos falhamentos normais, aproximadamente perpendiculares ao eixo da anticlinal "Gentio do Ouro", são tidos como resultantes de uma segunda fase tectônica rígida que afetou o Grupo Chapada Diamantina, durante a qual se processou a intrusão do corpo básico próximo a Gentio do Ouro. As estruturas paralelas ao eixo da anticlinal, podem ser associadas à fase de tectônica plástica antecedente à tectônica rígida.

Suas exposições na Chapada Diamantina, formam uma faixa com fechamento para norte, no centro da grande anticlinal "Gentio do Ouro". Próximo a cabeceira do riacho do Arroio, seu contato com a Formação Tombador é através de fa

lha normal, de direção N 70°W. O contato superior com a Formação Morro do Chapéu é concordante e gradacional, e difícil de ser estabelecido no campo, devido a sua grande variação litológica (Mascarenhas et al., op. cit.).

3.1.2.3.4 - FORMAÇÃO MORRO DO CHAPÉU

A proposição do termo Morro do Chapéu foi idealizada por Brito Neves (1965, 1967), após o estudo das exposições típicas desta formação na região homônima. Esta nova denominação substituiu o termo Série Lavras de Derby (1906), devido a duplicidade de sentido da denominação Lavras, após sua extensão por Moraes e Guimarães (1930), ao Estado de Minas Gerais e sua posterior consagração para esta região. Branner (1910), Oliveira e Leonardos (1943), in Brito Neves (1968), Kegel (1959) e Barbosa (1965, b), buscaram definir esta unidade, sempre correlacionando-a com a Série Lavras, no sentido original de Derby (op. cit.).

Para a parte ocidental da Chapada Diamantina, Mascarenhas et al. (1972), dividiram a Formação Morro do Chapéu em dois membros: o inferior, conglomerático e com arenito quartzítico médio a grosseiro; e o superior, constituído por arenitos quartzíticos finos.

Conglomerados diamantíferos com níveis de duas dezenas de metros, no máximo, intercalam-se em camadas de arenitos quartzíticos, em geral grosseiros. Próximo a Gentio do Ouro ocorre um arenito quartzítico, localmente com estratificação cruzada e marcas de onda regulares. Arenitos finos e claros ocupam posição superior nesta formação.

Em seu trabalho, Bruni et al. (1974), relataram uma espessura máxima de 500 metros para esta formação na área mapeada. Sua faixa de afloramento constitui os flancos

das duas principais anticlinais, a de Gêntio do Ouro e a localizada ao sul de Barra do Mendes, ambas com direções axiais NNW-SSE.

Seu contato superior com a Formação Lençóis é concordante e gradacional.

3.1.2.3.5 - FORMAÇÃO LENÇÓIS

Na região de Lençóis, a sudeste da Folha Rio São Francisco, Mascarenhas (1969), denominou de Formação Lençóis, a uma sequência clástica superior à Formação Morro do Chapéu.

Posteriormente, Schobbenhaus e Teixeira Kaul (1971), na região do rio Guariba e a leste de Ipujiara, reconheceram uma nova formação, denominando-a Guariba e dividindo-a em dois membros. Fizeram alusão à semelhança litológica entre o membro inferior e a Formação Lençóis, com possibilidades de correlação entre as duas unidades. Esta correlação foi, posteriormente, aceita por Mascarenhas et al. (1972), que referiram-na como Formação Lençóis ou Guariba.

A confirmação de Mascarenhas et al. (op. cit.), comprovando a identidade destas duas unidades, pode exigir o abandono da denominação Guariba. Advogamos, portanto, a permanência do termo Lençóis em virtude da sua prioridade, contudo guardamos dúvidas, se a região de Lençóis e não a do rio Guariba representa a sua localidade típica.

Ocorrem em extensões restritas, conglomerados de aspecto tilóide em posição basal, encimados por camadas de siltitos e argilitos rítmicos bastante compactos, onde intercalam-se camadas de arenito friável. Dão sequência à formação, espessas camadas de argilitos e siltitos, agora com

intercalações de calcários escuros e arenitos compactos. Arenitos quartzíticos apresentam estratificações cruzadas e marcas de onda.

Schobbenhaus (1972), estimou uma espessura de 1.000 metros, na região de Barra do Mendes, para um dos membros em que dividiu a Formação Guariba.

Esta unidade superior do Grupo Chapada Diamantina, constitui elevadas regiões aplainadas e com linhas de escarpas que dão formação a "hog backs". Ocorre em larga faixa de exposição, unicamente na parte oriental da Chapada Diamantina, com direção aproximada NNW-SSE, marcada por mergulhos para NE.

Contrastando com as unidades inferiores do grupo, a Formação Lençóis não foi afetada de forma intensa por movimentos diastróficos. Um expressivo falhamento de gravidade, com aproximadamente 40 km de extensão, secciona obliquamente a Serra Azul ou das Laranjeiras, como observou-se nas imagens do LANDSAT-1, embora não conste em mapas anteriores.

Na região de Ibipêba e Barra do Mendes (BA), o Grupo Bambuí recobre a Formação Lençóis, algumas vezes preenchendo suas sinclinais. Ao norte é encoberta por depósitos terciário-quadernários ou pelos calcários do Bambuí.

3.1.2.4 - GRUPO SANTO ONOFRE: FORMAÇÃO SÃO MARCOS — PRÉ-CAMBRIANO SUPERIOR

Como Grupo Santo Onofre, Porcher (1970), referiu-se às sequências ectiníticas da porção setentrional da Serra do Espinhaço, pouco além do limite sul da Folha Rio São Francisco. Propôs a seguinte estratigrafia após introdu

zir algumas modificações na coluna estratigráfica de Teixeira Kaul (1970): formações Boqueira, Pajeū, Bom Retiro, São Marcos e Santo Onofre.

Estudos iniciais nas serras do Boqueirão e do Estreito foram feitos por Moraes Rego (1926) e, posteriormente, por Kegel (1956, a) e Winge (1972, b), tendo o último autor equiparado os quartzitos das serras com o Grupo Itacolomi, do Estado de Minas Gerais.

Num amplo estudo regional, Pflug et al. (1969), consideraram toda a sequência metassedimentar da Bacia de Lençóis (onde se incluem as serras do Estreito e do Boqueirão), em equivalência estratigráfica com a Serra do Espinhaço. Trazendo os mesmos conceitos desenvolvidos na Serra do Espinhaço Meridional, relacionaram aquela sequência metassedimentar à evolução da Ortogeossinclinal Minas.

Posteriormente, os limites do Grupo Santo Onofre foram estendidos até as serras do Estreito, do Boqueirão e da Tabatinga por Bruni et al. (1974). Esses autores adotaram o conceito de equivalência estratigráfica de Pflug et al. (op. cit.), e utilizaram o termo Super Grupo Espinhaço para englobar os grupos Santo Onofre e Chapada Diamantina.

Alguns fatos, além da similaridade dos tipos litológicos, vieram reforçar a idéia de se estender a Formação São Marcos do Grupo Santo Onofre, de Porcher (op. cit.), às serras do Boqueirão e do Estreito, como pretendeu-se no presente trabalho. Como observou-se nas imagens do LANDSAT-1, os quartzitos da Serra do Boqueirão, em contínua extensão geográfica para o sul, unem-se na região de Paratinga (Folha Brasília), com as serras quartzíticas que compõem a Formação São Marcos. Contudo, processos erosivos eliminaram, em parte, as evidências da ligação entre as rochas da Serra do Estreito com as da Formação São Marcos. Deve-se ressaltar,

também, a presença de uma brecha polimítica ao norte de Morpará, na base da Serra do Estreito, já que, ocorrência semelhante foi relatada por Beurlen (1970), nas vizinhanças de Paratinga.

O quartzito é a litologia dominante da Formação São Marcos, com ocorrências mais limitadas de filitos e xistos. Os quartzitos formam as serras do Estreito e do Boqueirão e os restos de cristas nas suas imediações. Em vários pontos amostrados em ambas as serras, os quartzitos hipersilicificados e geralmente micáceos, exibem estratificação normal em camadas que variam de 10 a 30 cm. Na porção norte da Serra do Boqueirão intercalam-se nos quartzitos fortemente perturbados, camadas de filito grafitoso, com presença de possantes veios de quartzo e rochas miloníticas. A forte incidência dos veios de quartzo estaria condicionada às fases tardias dos processos metamórficos, em zonas de descompressão (Winge, 1972, b).

Na região central às duas serras, junto às rochas do embasamento, ocorrem mica-xistos quartzosos granatíferos com quartzitos finos e escuros. Não é clara a posição dos xistos, podendo pertencer à parte inferior da Formação São Marcos ou ser uma gradação de fácies das rochas do embasamento.

Winge (op. cit.), reconheceu que esta formação ultrapassa facilmente 1.000 metros de espessura. Porém, uma espessura de 3.000 metros foi determinada por Schobbenhaus (1972), em áreas ao sul da Folha Rio São Francisco.

As direções estruturais desta formação alinham-se em continuidade estrutural à Serra do Espinhaço, tendo sofrido na extremidade norte, dentro da área de estudo, a superimposição das estruturas condicionadas aos dobramentos

Brasilianos (Caririanos), que originaram a discordância es trutural entre a Formação São Marcos e o Grupo Rio Preto.

As coberturas residuais do Terciário/Quaternário e da Formação Serra da Tabatinga, mascaram quase que com pletamente, ao norte, os contatos das rochas da Formação São Marcos com o embasamento cristalino. Na parte norte da Ser ra do Boqueirão, parte do cristalino acavala-se por falha de empurrão, sobre seus metassedimentos.

3.1.2.5 - GRUPO RIO PRETO - PRÉ-CAMBRIANO SUPERIOR

Barbosa et al. (1971), definiram como Grupo Rio Preto, os mica-xistos com intercalações de quartzitos micáceos, aflorantes na região da bacia hidrográfica do rio Preto. Posicionaram este grupo acima das rochas que compõem as serras do Estreito e do Boqueirão.

Trabalhos mais recentes, como os de Nunes et al. (1973) e Bruni et al. (1974), divergem do de Barbosa et al. (op. cit.), pois consideraram, respectivamente, as ro chas do Grupo Rio Preto como pertencentes ao Grupo Caraíba e ao Grupo Santo Onofre. Contudo, Moraes Rego (1926) e Kegel (1956, b), já haviam observado uma discordância entre os epimetamorfitos das serras do Estreito e do Boqueirão com os da região do rio Preto.

O referido grupo é constituído por quartzitos, mica-xistos e filitos. Barbosa et al. (op. cit.), repor ta ram a possível ocorrência de calcários e calco-xistos. Os quartzitos são brancos ou cinzas, micáceos, finamente lami nados e ocorrem, geralmente, intercalados nos mica-xistos. Podem apresentar ainda, porcentagens variadas de óxido de ferro, atingindo às vezes um caráter itabirítico. Os fil i

tos contêm sericita, sendo às vezes quartzosos, bem laminados e geralmente físseis. Exibem coloração variegada, podendo incluir minerais de maior grau metamórfico como a turmalina e o rutilo.

A direção estrutural preponderante das rochas desse grupo é ENE-WSW. Suas camadas apresentam, geralmente, caimento para SE, assumindo desde pequenos ângulos de mergulho até uma subverticalização. Esta ampla variação do ângulo de mergulho, reflete o grau de atividade tectônica por que passou este grupo.

A visão regional fornecida pelas imagens do LANDSAT-1, e pelos mosaicos de radar, mostram claramente uma discordância estrutural quase ortogonal entre o Grupo Rio Preto e a Formação São Marcos. Em virtude da falta de dados radiométricos, ou de relações de contato com outros grupos, que pudessem esclarecer corretamente sua posição estratigráfica, o Grupo Rio Preto foi considerado como superior à Formação São Marcos, sabendo-se, certamente, que ocupa posição inferior ao Grupo Bambuí.

3.1.2.6 - GRUPO SALGUEIRO — PRÉ-CAMBRIANO SUPERIOR

Barbosa et al. (1970), denominaram de Grupo Salgueiro, a uma faixa de mica-xistos e quartzitos que se alonga de Parnamirim até a localidade de Salgueiros (PE). Este grupo, estaria em correspondência às unidades superiores pré-cambrianas A e B, da divisão do embasamento cristalino, proposta por Caldaso et al. (1973).

Posteriormente, os limites deste grupo foram estendidos em sua porção ocidental por Nunes et al. (1973), abrangendo as cidades de Paulistana, São Raimundo, Caracol

e Cristalândia (PI). Deram ao grupo, sem maiores explicações, uma posição estratigráfica inferior ao Grupo Chapada Diamantina, por considerar este mais jovem que as intrusões sieníticas do Salgueiro. Datações destas intrusões sieníticas, foram determinadas por Barbosa (1965, b), em 530 m.a. e 590 m.a., tendo Nunes et al. (op. cit.), obtido em uma amostra de dique granítico, a idade de 636 m.a.

Com base nestes valores, Bruni et al. (1974), consideraram o Grupo Salgueiro superior ao Grupo Chapada Diamantina, posicionando-o no Pré-cambriano A (570 a 1.100 m.a.), de acordo com divisão adotada por estes autores, para o Pré-cambriano.

Recentes datações realizadas por Jardim de Sá et al. (1976), em rochas do Grupo Chapada Diamantina, forneceram valores de 1.250 a 910 m.a., respectivamente, idades do metamorfismo e/ou tectonismo, confirmando assim, a posição estratigráfica superior do Grupo Salgueiro em relação ao Grupo Chapada Diamantina.

As exposições do Grupo Salgueiro, dentro da Folha Rio São Francisco, consistem, principalmente, de uma sequência metapelítica de fácies dos xistos-verdes. Constituem-se de clorita-sericita-xistos, xistos a duas micas granitíferos e quartzo-filitos. Próximo a Vargem Grande, junto à base da Formação Serra Grande, encontra-se uma camada de metarcôseo, com 100 metros de largura de afloramento, intercalada no quartzo-filito. Calcários epimetamórficos maciços, afloram próximo a São Raimundo Nonato e associam-se a calcopelíticos. De acordo com Caldasso et al. (1973), este horizonte calcopelítico situa-se próximo a base do Grupo Salgueiro. Por sua vez, a sequência metapelítica parece coincidir com a unidade pré-cambriana superior A do embasamento cristalino, destes autores.

Amostras de um metamorfismo mais elevado — fácies anfibolito — são observadas nas proximidades de São Raimundo Nonato, por exposições de paragneisses bandados regularmente, com caimento geral para NW. Caldasso et al. (op. cit.), relataram a ocorrência de migmatitos heterogêneos formados a partir desses paragneisses.

É conhecido, também, um número considerável de núcleos graníticos e sieníticos intrusivos nos metapelitos do Grupo Salgueiro, além de intrusivas básico-ultrabásicas, estas fora dos limites da folha. Estes corpos se situam, preferencialmente, na direção NE-SW, concordantes com a estrutura regional das encaixantes e, localmente, podem mostrar orientação tectônica de seus minerais.

O Grupo Salgueiro entra em contato com os sedimentos paleozóicos da Bacia do Parnaíba, em flagrante discordância angular, bem exposta ao longo da estrada São Raimundo Nonato — São João do Piauí na Serra da Capivara. De forma semelhante é seu contato inferior com o complexo cristalino.

3.1.2.7 - GRUPO BAMBUÍ — PRÉ-CAMBRIANO SUPERIOR

O primeiro uso do termo Bambuí deveu-se a Rimmann (1917), seguindo sugestão de Horace Willians, com o propósito de caracterizar os calcários ocorrentes na cidade de Bambuí (MG).

Vários autores estudaram essas rochas calcárias, cabendo as primeiras observações a Spix e Martius (1817, 1820), in Brito Neves (1968). Posteriormente, outras contribuições vieram com os estudos de Derby (1879), Branner (1910) e Moraes Rego (1926), mas foram Branco e Costa (1961),

os primeiros a proporem uma divisão estratigráfica.

A Tabela III.3 correlaciona as principais estratigrafias propostas para o Grupo Bambuí. A estratigrafia de Braun (1968), foi adotada no presente trabalho por possuir um caráter mais representativo em âmbito regional, sendo possível de ser utilizada em trabalhos de campo.

Almeida (1967), caracterizou as formações do Grupo Bambuí, em parte como coberturas plataformais depositadas sob condições tectônicas estáveis, e simultaneamente, junto à borda da Plataforma do São Francisco, dentro de uma evolução de faixas tectônicas baicalianas.

Amaral e Kawashita (1967), em cinco amostras de folhelho da Formação Sete Lagoas, obtiveram pelo método Rb/Sr idade média de 600 ± 50 m.a. para o Grupo Bambuí. Baseando-se em correlação bioestratigráfica com o Rifeano da União Soviética, Cloud e Dardene (1973), atribuíram a idade Rifeano médio (950 - 1.300 m.a.) ao Grupo Bambuí, hipótese esta de pouca aceitação atualmente. Entretanto, Bonhomme (1976), obteve em datações Rb/Sr em Januária, uma idade mínima de 619 ± 17 m.a. para o Grupo Bambuí.

A grande bacia de deposição do Grupo Bambuí, inicia-se na cidade de Piúmi em Minas Gerais, estendendo-se por toda a bacia do rio São Francisco, até atingir o noroeste da Bahia e leste de Goiás. Na Folha Rio São Francisco, isoladas áreas de exposição do Grupo Bambuí marcam o limite norte da sedimentação deste grupo. As grandes coberturas cretácicas e terciária/quadernárias escondem a extensão real de sua bacia de deposição, que, provavelmente, se estenderia até os sedimentos paleozóicos da borda sul da Bacia do Parnaíba.

No estado de Goiás, o Grupo Bambuí compreende

TABELA III.3

PRINCIPAIS ESTRATIGRAFIAS PROPOSTAS PARA O GRUPO BAMBUI

BRANCO e COSTA (1961)	MONTEIRO de OLIVEIRA (1967) *	BARBOSA (1965, a)	BRAUN (1968)	LITOLOGIA
Membro Serra da Saudade	Formação Três Marias: Membro Serra da Saudade	Formação Três Marias	Formação Três Marias	ardósias, siltitos micáceos, grauvacas siltíticas
Membro Três Marias				
Membro Lagoa do Jacaré	Formação Lagoa do Jacaré	Formação Lagoa do Jacaré	Formação Paraopeba: fácies Sete Lagoas, fácies Lagoa do Jacaré, fácies Samburá	Calcários, margas, ardósia (fácies Sete Lagoas); calcários oolíticos (fácies Lagoa do Jacaré); molassas (fácies saburá)
Membro Serra Santa Helena	Formação Serra Santa Helena	Formação Serra da Gineta		
Formação Sete Lagoas	Formação Sete Lagoas	Formação Sete Lagoas		
Formação Carrancas	Formação Vila Chapada	Formação Paranoá	Formação Paranoá	quartzitos, filitos e metassiltitos intercalados
	Membro sem designação			
	Membro Carrancas	Formação Samburá	Conglomerado basal: fácies Carrancas	

* Trabalho concluído em 1962.

uma única área de afloramento, localizada na região sudoeste da Folha Rio São Francisco, a sudoeste de Dianópolis, constituindo as exposições terminais da Faixa de Dobramentos Brasília.

A Formação Paraopeba – que representa o Grupo Bambuí nesta área – é caracterizada no local de sua seção tipo, segundo Braun (op. cit.), por uma heterogeneidade litológica, sendo a margácea o elemento mais comum. Na área da folha, os tipos litológicos mais frequentes são calcários cinza escuros e ardósias de coloração avermelhada. Com menor frequência, intercalam-se metassiltitos e filitos junto às camadas ardosianas.

Seus contatos, a norte e a leste estão encobertos pelos sedimentos continentais da Formação Urucuia, e a oeste faz-se discordantemente com o embasamento cristalino, parcialmente por um longo falhamento de empurrão de direção concordante com o padrão estrutural desta região, ou seja NNW-SSE.

No Estado da Bahia, a litologia do Grupo Bambuí é quase que exclusivamente de calcários escuros e bastante carbonosos, cinza claros devido a perda deste material por lixiviação. Ocorrem também, filitos de coloração esverdeada ou arroxeada, bastante fisséis e com alteração que lhes dão aparência de folhelhos.

Na região da Barra do Mendes na Chapada Diamantina, diversos autores citam a ocorrência de arenitos e conglomerados basais, sobrejacentes à Formação Lençóis, notando-se frequentemente próximo ao contato, intercalações centimétricas siltico-argilosas no calcário. Bruni et al. (1974) relatam ocorrências de metassiltitos calcíferos, metarcóseos com cristais de pirita disseminados e metagrauvas. Galenas como preenchimento fissural em calcários do município de

Ibipeba, foram datadas por Cassedane e Lassère (1970), in Schobbenhaus (1972), em 485 ± 45 m.a.

Na região que antecede a confluência dos rios Grande e Preto, as imagens do LANDSAT-1 mostram pequenas áreas contendo inúmeras dolinas calcárias, sob a extensa cobertura Terciária-Quaternária.

A leste da Chapada Diamantina, o Grupo Bambuí tem orientações preferenciais dos eixos de dobras na direção E-W, e exibem, localmente, inflexões em suas linhas estruturais, como ao norte da Serra Azul. Os esforços de dobramento que atingiram o Grupo Bambuí nesta região, atuaram em direção ortogonal aos esforços sofridos pelo Grupo Chapada Diamantina, dando origem a dobramentos em sinclinais e anticlinais de pequenas amplitudes.

Já na região central da Folha (Riachão das Neves), o padrão estrutural do Grupo Bambuí orienta-se na direção N-SW, concordante com as direções dos grupos mais antigos. Duas falhas inversas, com planos de mergulho para NW, atingiram as rochas do Bambuí. Observações de campo na região próxima a Cariparê (BA), parecem indicar que as rochas do Grupo Rio Preto foram jogadas sobre o Bambuí, como é referido em várias interpretações anteriores. Nas proximidades do falhamento, encontrou-se intercalações de arenitos quartzíticos e calcário em perfeita concordância, e levemente inclinados para NW, tendo sido considerados como pertencentes à base do Grupo Rio Preto. O outro falhamento inverso, ao sul de Riachão das Neves, que afetou unicamente rochas do Grupo Bambuí, é descrito na bibliografia como um contato de rochas calcárias com metarcóseo.

É interessante notar a concordância estrutural que exibem as rochas do Grupo Bambuí em ambos os lados da Formação Urucuia, com suas respectivas áreas pré-cambria

nas mais antigas. Estas áreas do Bambuí estariam, provavelmente, condicionadas às direções estruturais das faixas de dobramento Brasília e Caririana.

3.1.3 - BACIA DO PARNAÍBA (PIAUI - MARANHÃO)

A parte sul da Bacia do Parnaíba ocupa uma área aproximada de 50% da Folha Rio São Francisco, onde está limitada, em quase toda a sua extensão, por rochas pré-cambrianas. Esta sinéclise é uma típica bacia intracratônica. Sua sedimentação é de caráter, principalmente, detrítico e exibe um tectonismo modesto, manifestado pela monotonia e semelhança litológica de suas formações, e possui um vulcanismo básico de pouca expressão quando comparado ao da Sinéclise do Paraná.

As principais estruturas mapeadas nesta parte da bacia, situam-se na sua margem oeste. Constam de falhamentos normais e paralelos, com direção geral N-S.

A configuração semi-circular da parte sul da Bacia do Parnaíba é dada pelo suave mergulho de suas camadas para o seu centro, não excedendo os 10°.

Os primeiros estudos importantes sobre seus sedimentos foram realizados por Small (1913, 1914), nos estados do Ceará e Piauí, visando a pesquisa de água subterrânea. Várias designações criadas por este autor para as unidades litoestratigráficas desta bacia, são conservados atualmente. Após Small (op. cit.), muitos trabalhos foram realizados, mas foi com o advento da PETROBRÁS que se iniciaram os trabalhos sistemáticos, abrangendo toda a área sedimentar.

Aguiar (1969), correlacionou e interpretou to

dos os dados obtidos dos trabalhos realizados pela PETROBRÁS, e elaborou uma coluna estratigráfica para a Bacia do Parnaíba, que é ainda hoje, a mais geral e completa. (Tabela III.4). Recentemente, Nunes et al. (1973), propuseram uma nova coluna estratigráfica com um número menor de unidades que a anterior, suprimindo várias formações, além de unirem outras anteriormente independentes. (Tabela III.5). Esta nova divisão estratigráfica não nos parece a mais indicada para a área estudada, posto que muitas das formações suprimidas foram reconhecidas no campo, além do que a Formação Sambaíba mapeada como a mais extensa unidade sedimentar, por Nunes et al. (op. cit.), não foi reconhecida na área, estando restrita, segundo Aguiar (op. cit.), a parte norte da bacia, além dos limites da folha.

3.1.3.1 - FORMAÇÃO SERRA GRANDE: SILURIANO - DEVONIANO

O termo "Série Serra Grande" foi introduzido por Small (1913), para designar os espessos leitos de arenitos que formam a Serra Grande, situada entre os estados do Ceará e Piauí.

Plummer et al. (1945) e Campbell et al. (1949), colocaram esses mesmos sedimentos, respectivamente, no Crataceo Superior e Cambriífero. Somente Blankennagel (1952), veio a estabelecer sua posição correta, na base da sequência sedimentar da bacia. Mesner e Wooldridge (1962), dividiram-na em dois membros: o inferior arenítico e o superior constituído por folhelhos.

Muller (1962), in Aguiar (1971), baseado em estudos palinológicos, considerou de idade siluriana a parte média da formação, e a parte superior de idade siluriana a devoniana inferior. Porém, Petri e Fúlfaro (1976), julgaram não serem seguras as bases para as datações da Formação Ser

TABELA III.4

COLUNA GEOLÓGICA DA BACIA DO PARNATIBA

PROPOSTA POR AGUIAR (1969)

ERA	UNIDADES				LITOLOGIA	
	CRONOESTRATIGRÁFICAS		LITOESTRATIGRÁFICAS			
	SISTEMA	SÉRIE	GRUPO	FORMAÇÃO		
CENOZÓICA	QUATERNÁRIO				Areias e argilas.	
	TERCIÁRIO	MIOCENO INFERIOR	SAO LUIZ	BARREIRAS PIRABAS	Arenitos vermelhos, grosseiros. Calcários brancos e folhelhos esverdeados.	
MESOZÓICA	CRETÁCEO	SUPERIOR		ALCANTARA	Folhelhos cinza-esverdeados, vermelhos, com lentes de calcário.	
				ITAPECURU URUCUIA	Arenitos cinza-esbranquiçados-esverdeados a vermelhos, com intercalações de folhelhos cinza-esverdeados a vermelhos, com restos vegetais e lentes calcárias.	
		INFERIOR		CODÓ	Folhelhos pretos ou cinza-esverdeados, betuminosos, com leitos de calcário e anidrita.	
				GRAJAB	Arenitos branco-amarelados, finos a grosseiros, com estratificação cruzada.	
				SARDINHA	Basalto preto, amigdalóide.	
	JURÁSSICO			CORDA	Arenitos cinza-arroxeados a marron-avermelhados, finos a grossos, intercalações de folhelho arroxeadado e leitos de sílex.	
	TRIÁSSICO	SUPERIOR	MFRIM	PASTOS BOMS	Arenitos cinza-esverdeados, finos a grosseiros, argilitos com intercalações de "sandstones" e calcários.	
		MÉDIO		MOSQUITO	Basalto preto, geralmente alterado para arroxeadado, amigdalóide, com intercalações de arenitos vermelhos e siltitos com bancos de sílex.	
		INFERIOR		SANGATIBA	Arenitos róseo-avermelhados, finos a médios, grosseiros, arredondados, friáveis, estratificação cruzada. Intercalações de sílex laminado com estrutura de escorregamento.	
	PALEOZÓICA	PERMIANO			MOTUCA	Siltitos vermelho-tijolo com manchas esverdeadas, com intercalações de calcários róseos e anidrita. Arenitos vermelhos, finos e argilosos.
PEDRA DE FOGO					Siltitos e folhelhos arroxeados-esverdeados-róseos, com intercalações de sílex e calcários argilosos. Arenitos amarelados, finos a médios, calcíferos.	
CARBONÍFERO		SUPERIOR			PIAUI	Arenitos vermelho-amarronzados, finos a médios, argiláceos, caulínicos e com estratificação cruzada. Intercalações de folhelhos vermelhos, róseos, laminados e sílex. Conglomerados e "mudstones" na base.
		INFERIOR			POTI	Arenitos branco-creme-róseos, finos a médios-grosseiros, micáceos. Intercalações de siltitos cinza-esverdeados-arroxeados, muito micáceos. Lentes de "mudstone" na parte superior e conglomerados na inferior.
		SUPERIOR			LONGÁ	Folhelhos e siltitos cinza-esverdeados, micáceos, com intercalações de arenito na parte média.
					CAREÇAS	Arenitos branco-amarelados, finos a grosseiros, grãos subangulares, com intercalações no topo de paraconglomerados amarelo-amarronzados, com estrutura de escorregamento.
		MÉDIO			PIHENTEIRAS	Folhelhos e siltitos cinza-esverdeados, laminados, micáceos, com arenitos creme-esverdeados, finos, argiláceos e siltitos-pintosos.
					SERRA CHANGÁ	Arenitos amarelados, finos a médios, argiláceos, no topo, e grosseiros a conglomeráticos, colúmbios, na base, com intercalações de folhelho cinza-escuro na parte média.
SILURIANO						

TABELA III.5

COLUNA GEOLÓGICA DA BACIA DO PAPNAIBA (ÁREA DA FOLHA RIO SÃO FRANCISCO)

PROPOSTA POR NUNES ET AL. (1973)

PERÍODO	FORMAÇÃO	DESCRIÇÃO LITOLÓGICA
CRETÁCEO	ITAPECURU	Arenitos e argilitos vermelhos, laminados.
JURÁSSICO-CRETÁCEO	OROZIMBO	Basalto preto-arroxeadado, amigdaloidal.
TRIÁSSICO	SAMBAIBA	Arenito fino a médio, com grandes estratificações cruzadas.
PERMIANO	PEDRA DE FOGO	Arenitos, siltitos e folhelhos, com leitões de sílex e calcários.
CARBONÍFERO	PIAUT	Arenitos finos com intercalações de folhelhos carbonosos.
DEVONIANO	SUPERIOR	Folhelhos cinza-escuros a pretos.
	MÉDIO	Arenitos médios a grosseiros, com estratificações cruzadas.
	INFERIOR	Folhelhos e siltitos cinza-arroxeados com níveis de oólitos piritosos.
SILURIANO-DEVONIANO	SERRA GRANDE	Arenitos grosseiros com leitões de conglomerado oligomítico.

ra Grande como siluriana. Segundo Mesner e Wooldridge (1964), a sedimentação da Bacia do Parnaíba iniciou-se em ambiente continental, passando a marinho durante a maior parte do Devoniano.

Suas principais litologias são: arenito grosso, conglomerado e algumas intercalações de folhelhos e siltitos. O conglomerado é do tipo monomítico, com matriz parcialmente silicificada e com seixos sub-arredondados, desde milimétricos até 20 a 30 cm. Na Lagoa de Parnaguá apresentam um aspecto brechóide, refletindo esforços diastróficos. Estão posicionados na parte inferior da formação, logo após as camadas de arenito grosseiro da base.

Esses arenitos grosseiros e com finos níveis conglomeráticos, tem cores claras, algumas vezes avermelhadas. São caolínicos e com estratificação normal ou cruzada, esta de pequeno porte. Localmente, são mal estratificados ou mesmo maciços.

Delgadas intercalações siltíticas e de folhelhos de cores avermelhadas ou arroxeadas são comuns, principalmente na parte superior da formação.

As melhores exposições da Formação Serra Grande encontram-se na Serra da Capivara, próxima a São Raimundo Nonato (PI).

De uma maneira geral a Formação Serra Grande forma uma estreita e contínua faixa de afloramentos, limitando, em parte, a borda sudeste da bacia. Na borda sudoeste, ela ocorre em menor escala sob a forma de morros testemunhos, o que torna impossível o seu mapeamento em muitos locais, nesta escala de trabalho. Espessura superior a 250 metros foi obtida no poço Violetto, no vale do rio Gurgueia (Nunes et al., op. cit.).

Alguns dobramentos suaves e locais nesta unidade, resultaram, provavelmente, de acomodamento de camadas. Pequenas falhas normais seccionam suas camadas na borda leste. Seus sedimentos assentam-se discordantemente sobre o embasamento cristalino, acompanhando as irregularidades do substrato. Seu contato superior com a Formação Pimenteiras é concordante.

3.1.3.2 - FORMAÇÃO PIMENTEIRAS — DEVONIANO INFERIOR

A designação Pimenteiras foi empregada originalmente por Small (1913), para as camadas de folhelhos ocorrentes na cidade de Pimenteiras (PI). Nesta época Small considerava-as como pertencentes a sua Série Piauí.

A definição desta unidade como Formação Pimenteiras coube a Plummer et al. (1948), que subdividiram-nas em camadas Oitis (inferior) e Picos (superior), incluindo-as no Devoniano. Entretanto, Kegel (1956, a), determinou que a fauna colhida no local típico do Membro Oitis era mais moderna que a do Membro Picos, e pertencente ao Membro Passagem da Formação Cabeças. Abandonou o termo Oitis e propôs nova divisão da Formação Pimenteiras, nos membros Itaim (inferior) e Picos (superior), ambos do Devoniano inferior, posição esta de aceitação atual.

Mesner e Wooldridge (1964), estabeleceram com base em estudos paleontológicos, que o Membro Itaim é pertencente ao Devoniano inferior e o Membro Picos situa-se no limite do Devoniano inferior com o médio, devido a presença de peixes Machaeracanthus e dos trilobitas Homalonotos e Asteropyge.

A litologia que caracteriza o fácil reconhecimento da Formação Pimenteiras é um folhelho com oólitos pi

ritosos, bem laminado, de coloração arroxeadada ou vermelha escura, que ocupa posição superior na formação, correspondendo ao Membro Picos. O início desta formação é marcada por camadas de arenitos micáceos, vermelhos a marron avermelhados, de granulação fina a média, por vezes com pequenos seixos de quartzo, e com alguma estratificação cruzada. Com estes sedimentos, intercalam-se folhelhos e siltitos finamente acamados.

Segundo Campos (1964), as condições de sedimentação foram inicialmente continentais e depois francamente marinhas para os arenitos, e os folhelhos foram depositados sob condições de plataforma estável em mar raso.

Seu contato superior com a Formação Cabeças é gradacional. Os limites sul de suas exposições são encobertos pelos depósitos cretácicos da Formação Urucuia.

3.1.3.3 - FORMAÇÃO CABEÇAS — DEVONIANO MÉDIO

Como Formação Cabeças ficaram, primeiramente, conhecidos os arenitos quartzosos cinzentos, estudados por Plummer et al. (1948), na antiga localidade de Cabeças, hoje Dom Expedito Lopez (PI). Esses autores posicionaram-na no Carbonífero, subdividindo-a da base para o topo em Camadas Passagem, Camadas Oeiras e Camadas Ipiranga.

Posteriormente Blankennagel (1952), estudando esta mesma formação e adotando a nomenclatura original, propôs a idade devoniana média, confirmada em trabalhos posteriores e atualmente tida como correta. Sua fauna inclui, em abundância, crinóides, Derbyina, Asteropyge cf. paituna e Chonetes cf. syrtalis, como citado por Kegel (1953).

A Formação Cabeças compreende, principalmente,

espessos leitos de arenitos com finas e raras intercalações de siltitos e folhelhos. Os arenitos, em geral com matriz calcífera, são de cores claras, preferencialmente cinzas, e quando intemperizados adquirem, via de regra, uma coloração avermelhada. São de grãos médios a grosseiros com pequenos seixos, atingindo às vezes um caráter conglomerático. Localmente podem ser micáceos e com porcentagens variadas de óxido de ferro. É comum a estratificação cruzada de pequeno porte ou de grandes dimensões.

Em subsuperfície, a sua espessura atinge 300 metros no poço Violetto (Nunes et al., 1973). Segundo Mesner e Wooldridge (1964), a Formação Cabeças originou-se em ambiente marinho e deltaico.

Seu contato superior com a Formação Longã é concordante.

3.1.3.4 - FORMAÇÃO LONGÃ — DEVONIANO SUPERIOR

Albuquerque e Dequech (1946), utilizaram a denominação Folhelho do rio Longã para as camadas aflorantes no leito do rio homônimo. Outros pesquisadores como Plummer et al. (1948) e Campbell et al. (1949), redefiniram e posicionaram de modos diferentes os estratos em questão. Coube a Blankennagel (1952), estabelecer a posição litoestratigráfica correta da Formação Longã, colocando-a acima dos arenitos Cabeças e abaixo dos sedimentos carboníferos.

Espécies da época devoniana foram encontradas por Kegel (1953), nas camadas da Formação Longã e representam-se por lamelibrânquios, Asteropyge, Kloedenia, Primitia, Schuchertella, Orbiculoidea, Lingula, Tentaculites e restos de peixes. O limite superior de sua idade é considerado como Devoniano Superior, pois a flora da Formação Poti é do

Carbonífero Inferior e as duas formações são concordantes.

A formação é composta por folhelhos escuros, o riginados em ambiente redutor, com delgadas intercalações de arenitos finos e siltitos. Os afloramentos no vale do rio Gurguéia são na maior parte de folhelhos cinza escuros, ar roxeados e às vezes castanhos, finamente laminados e frequentemente micáceos, guardando uma certa semelhança com os folhelhos da Formação Pimenteiras. Nos afloramentos, constituem camadas de 5 a 10 metros, antes de ocorrer as intercalações areníticas ou silticas.

Os arenitos são, em geral, de cores claras, de granulação média, algumas vezes caolínicos e com estratificação cruzada de baixo ângulo. Os siltitos, cinza claros e comumente micáceos, podem, juntamente com os folhelhos, exibir um certo grau de oxidação, ocasionando concreções ferruginosas.

São comuns nas camadas desta formação, vestigios deixados por vermes com formas circulares e elipsoidais, muitas em posição vertical aos estratos, indicando sedimentação em mar raso, parte da qual pode ser litorânea.

A Formação Longã é recoberta concordantemente pelos sedimentos da Formação Poti, como observou-se na região leste da bacia, e, localmente, na margem oeste o seu contato é por falha normal. Na região entre Correntes e Gilbuês (PI), os sedimentos jurássicos da Formação Corda recobrem-na discordantemente.

3.1.3.5 - FORMAÇÃO POTI - CARBONÍFERO INFERIOR

A primeira referência ao termo Poti foi feita por Lisboa (1914), para caracterizar os arenitos com finos

leitos de carvão do vale do rio Poti. O mesmo termo foi usado por Paiva (1937), para camadas areníticas e siltíticas encontradas a profundidade de 219 a 516 metros (poço nº 125), na sondagem executada pelo então Serviço Geológico Federal em Teresina.

Campbell et al. (1948, 1949), também adotaram esta designação, mas o estabelecimento da Formação Poti como unidade do Carbonífero Inferior, foi feito por Kegel (1953), com base em estudos paleontológicos.

No mapa de Nunes et al. (1973), as duas unidades carboníferas Poti e Piauí, foram reunidas e designadas como Formação Piauí, tendo estes autores julgado impraticável as suas individualizações, "pois seus limites não são reconhecíveis nem no campo e muito menos nas imagens de Radar". Discutiu-se de tal fato, pois com a complementação de dados bibliográficos e de campo, foi possível estabelecer-se critérios de fotointerpretação para as imagens do LANDSAT-1, que permitiram a individualização das duas formações.

A litologia dominante da Formação Poti são arenitos, geralmente de granulação fina, às vezes média, friáveis e de cores claras, ora finamente acamados, ora maciços. Menos frequentemente são micáceos e grosseiros, com níveis conglomeráticos. Intercalam-se, mais comumente, camadas de folhelho cinza claros, com bandas vermelhas e cinza arroxeadas. Os siltitos são cinza esverdeados, micáceos, maciços e homogêneos. Neste conjunto de sedimentos encontram-se, ocasionalmente, níveis de carvão e abundantes restos de plantas, além de alguns nódulos calcários.

A sedimentação da Formação Poti teve início com camadas marinhas, passando a depósitos continentais e deltáicos (Mesner e Wooldridge, 1964). Suas espessuras variam entre 80 a 235 metros. Na região centro sul da folha ela

é recoberta pelos sedimentos da Formação Urucuia e próximo a Gilbuês (PI), desaparece sob o Jurássico Corda. Seu contato superior com a Formação Piauí é concordante, podendo localmente ser discordante.

3.1.3.6 - FORMAÇÃO PIAUÍ - CARBONÍFERO SUPERIOR

Small (1913), denominou de Série Piauí os estratos sedimentares que cobrem a maior parte do Estado do Piauí. Essa série incluía toda a seção paleozóica da Bacia do Parnaíba. Esse autor posicionou-a no Permiano, devido a presença, na parte superior da unidade, de madeira fóssil "Psaronius".

Duarte (1936), estudando os testemunhos do poço nº 125 do Serviço Geológico Federal, e baseando-se em estudos paleontológicos, determinou nesta unidade uma sequência marinha do Pensilvaniano Superior, e uma sequência inferior continental do Pensilvaniano Médio. Oliveira e Leonardos (1943), de posse dos dados de Duarte (op. cit.), restringiram a Série Piauí à sequência marinha Pensilvaniana Superior. Porém, sob o título de formação foi designada por Dequech in Blankennagel (1952), toda a sequência sedimentar compreendida entre o Permiano Pedra de Fogo e o Carbonífero Inferior Poti.

Estudos paleontológicos e palinológicos demonstraram ser a Formação Piauí a parte final da sedimentação carbonífera, estando assim colocada cronoestratigraficamente no Carbonífero Superior.

A Formação Piauí tem como litologia principal, na área da folha, um arenito de coloração clara a avermelhada, que ocupa posição inferior na sequência. Tem composição feldspática, com grãos finos a médios, esféricos a sub-arre-

dondados, foscos, sendo frequente a estratificação cruzada. Acima destes arenitos, ocorrem siltitos avermelhados com aspecto rítmico e um arenito grosseiro quase conglomerático e com material caolínico. Associando-se a este nível ocorrem pequenas lentes de conglomerado intraformacial, sequência esta observada nas escarpas que se estendem pela margem oeste do rio Gurgueia. Aguiar (1969), descreveu também a presença de siltitos verde acinzentados, folhelhos e arenitos com algumas lentes de calcário na parte superior da formação. Esta unidade forma um pacote sedimentar com 300 metros de espessura.

Os fósseis encontrados na Formação Piauí, são representados entre outros por: Spirifer c.f. epimus, prodúctídeos, gastrópodos e crinóides.

Sua deposição iniciou em um ambiente semi-árido e, ocasionalmente, desértico. A deposição da parte superior da formação foi marcada por bruscas invasões marinhas (Campos, 1964).

O seu contato inferior é, apenas localmente, discordante com a Formação Poti, segundo Aguiar (1969), enquanto seu contato superior é, aparentemente, concordante com a Formação Pedra de Fogo.

3.1.3.7 - FORMAÇÃO PEDRA DE FOGO - PERMIANO

As camadas de chert, folhelhos, siltitos, etc, com presença de madeira fóssil Psaronius, do vale do riacho Pedra de Fogo no Estado do Maranhão, receberam de Plummer et al. (1948), a designação de Formação Pedra de Fogo. Anteriormente, esta formação havia sido estudada e denominada por Lisboa (1914), de Série Parnaíba, de idade permiana.

Seu conteúdo fossilífero é representado, entre outros, por ostracóides, *Ctenacanthus*, *Pteurocanthus*, *Psaronius*, et. Estudos palinológicos estabeleceram a idade eo-permiana para os estratos inferiores e neo-permiana para os estratos superiores.

Esta formação é caracterizada pela ocorrência de nódulos e camadas de sílex oolítico, pisolítico e concrecionário, em várias posições stratigráficas. Arenitos, siltitos e folhelhos intercalam-se, apresentando predominância alternada. Os arenitos são claros e de granulação fina, e os folhelhos avermelhados. Ocorrem também conglomerados intraformacionais, além de algumas camadas de calcário e anidrita, no topo da unidade.

Mesner e Wooldridge (1964), descreveram que as camadas da parte basal são marinhas, mas a maior parte de seus sedimentos tiveram origem continental e em ambiente marinho fechado, com frequentes ciclos evaporíticos, além de depósitos eólicos e fluviais. Foram medidos, no poço de Riachão (MA), mais ou menos 350 metros de espessura.

O contato superior é discordante com os sedimentos transgressivos jurássicos.

Na área de ocorrência da Formação Pedra de Fogo, a uma distância de 47 km a sudeste de Santa Filomena (MA), nas cabeceiras do riacho da Rapadura, situa-se um "pipe" quimberlítico com cerca de 1 km de diâmetro e conhecido como Redondão. Os primeiros estudos nesta estrutura foram feitos por Melo e Porto (1965), in Silva et al. (1973), e suas rochas ultrabásicas foram descritas por Bocchi (1969), in Silva et al. (op. cit.), como serpentinitos originados a partir de peridotitos e, em caráter local, de gabros granatíferos. Como descrito por Silva et al. (op. cit.), "a estrutura forma uma depressão aproximadamente circular, com desní

vel de 80 metros em relação ao topo, o qual é sustentado pelos horizontes silicificados da Formação Pedra de Fogo".

A outra estrutura anelar próxima a de Redondão é conhecida pelo nome de Apicuns, e é formada por três anéis de rochas silicificadas, o maior com diâmetro de 800 metros. Um poço perfurado no centro do maior anel revelou, a profundidade de 11 a 15 metros, a presença de rochas amarelo-esverdeadas bastante alteradas, que assemelham-se às encontradas na estrutura do Redondão (Silva et al., op. cit.).

3.1.3.8 - FORMAÇÃO PASTOS BONS - JURÁSSICO MÉDIO

Lisboa (1914), utilizou o nome Pastos Bons para designar os folhelhos e arenitos brancos existentes na cidade de Pastos Bons, no Estado do Maranhão.

Por sua vez Plummer et al. (1948), consideraram a Formação Pastos Bons como membro da Formação Melaniceiras, esta denominada e posicionada no Cretáceo por esses autores. Campbell et al. (1959), redefiniram a posição estratigráfica da Formação Pastos Bons, colocando-a no Jurássico. Mesner e Wooldridge (1964) e Aguiar (1969), deslocaram-na para o Triássico.

Cunha e Carneiro (1972), não tendo encontrado relações estratigráficas entre as formações Pastos Bons e Corda na região centro-oeste da bacia, suspeitaram serem as duas formações variações faciológicas de uma mesma unidade.

Silva Santos (1974), através de dados paleontológicos, determinou a idade jurássica média para a Formação Pastos Bons. Segundo este autor, o conteúdo fossilífero desta unidade é representado pelos peixes das famílias SE

MIONOTIDAE, PLEUROPHOLIDAE e MACROSEMIIDAE.

Seus sedimentos são compostos por arenitos friáveis, de granulação média a fina, bem selecionados, às vezes micáceos e de cores vermelha, marron, ou cinza clara a creme. Apresenta-se, geralmente, com estratificação variada, sendo comum a cruzada. Ocorrem inserções de siltitos vermelhos finamente laminados, e, mais raramente, folhelhos vermelhos em níveis delgados.

A sedimentação da Formação Pastos Bons não é de origem marinha. Ocorrências locais de folhelhos pretos, que contêm o peixe *Semionotus*, são de origem lacustrina (Campos, 1964).

Sua espessura não está bem determinada. O contato inferior, na área em questão, é discordante e transgressivo aos sedimentos das formações Piauí e Pedra de Fogo. O contato superior com os sedimentos jurássicos da Formação Corda é concordante.

3.1.3.9 - FORMAÇÃO CORDA - JURÁSSICO SUPERIOR

A introdução do termo Corda deve-se a Lisboa (1914), que o atribuiu aos arenitos vermelhos sotopostos aos derrames basálticos de Grajaú (MA). Ao contrário, Campbell et al. (1949), denominaram de Formação Corda, do Cretáceo Inferior, a sequência clástica discordante e acima dos basaltos.

Posteriormente Moore (1961), Northfleet e Melo (1967) e M. Melo e Silva (1968), mapearam, continuamente, os arenitos de Lisboa (op. cit.), desde Barra do Corda até São Raimundo das Mangabeiras (MA). U. Melo e Silva (1968), estenderam o mapeamento até a localidade de Pastos Bons (MA), onde eles reaparecem concordantemente sobre a Formação

Pastos Bons. Aguiar (1969), encontrou esses mesmos n^{íveis} es
tratigráficos para as formações Corda e Pastos Bons, na re
gião central da Folha Rio São Francisco.

A ausência de f^{ósseis} na Formação Corda não
permite uma datação segura, podendo contudo ser considerada
como do Jurássico Superior, por recobrir, concordantemente,
a Formação Pastos Bons na área da Folha Rio São Francisco.

São predominantes em seus sedimentos, camadas
de arenitos, em geral branco amarelados e avermelhados, fi
nos, homogêneos, friáveis, micáceos e com cimento argiloso.
Quando de cor branca e muito finos, são consideravelmente
caol^{ínicos}. As camadas apresentam, frequentemente, estrati
ficação cruzada de poucos metros de espessura e intercala
ções de camadas de folhelho vermelho. Na estrada de Gilbuês
a Correntes (PI), ocorrem folhelhos completamente perturba
dos, com foliação verticalizada e cortados verticalmente por
veios com material caol^{ínico} e quartzo, sendo esses efeitos,
provavelmente, provocados por uma intrusão não aflorante e
que deu origem a uma estrutura circular próxima a esta área.

A origem da Formação Corda é continental flu
vial e em pequena parte eólica (Campos, 1964).

Esta formação sotopõe-se, discordantemente,
aos basaltos da Formação Sardinha. Aguiar (op. cit.), comen
tou que a deposição da Formação Pastos Bons em superfície
extremamente irregular, fez com que a Formação Corda fosse
depositada, em vários locais, sobre estratos mais antigos.
Em alguns locais esta unidade é recoberta pelos sedimentos
da Formação Urucuaia. Nas imagens do LANDSAT-1 no canal 5,
observou-se o recobrimento da Formação Pastos Bons pela For
mação Corda, que devido ao seu posicionamento topográfico
mais elevado, descreve o contato entre essas unidades por um

pequeno escarpamento.

3.1.3.10 - FORMAÇÃO SARDINHA - CRETÁCEO INFERIOR

Moore (1961), mapeou os basaltos ocorrentes a sudoeste do povoado de Sardinha no Estado do Maranhão, e colocou-os entre as Formações Corda e Itapecuru. Cordani (1967) in Aguiar (1971), datou-os como do Cretáceo Inferior.

Aguiar (1969), distinguiu duas unidades basálticas: a Formação Mosquito do Triássico e a Formação Sardinha do Cretáceo Inferior. Segundo o autor, a Formação Sardinha é equivalente aos basaltos próximos a Lizarda.

Nunes et al. (1973), englobaram sob o nome de Formação Orozimbo, as duas unidades de Aguiar (op. cit.), colocando-as entre as Formações Sambaiba e Itapecuru. Essa nova proposição nominativa deveu-se, segundo os autores, ã melhor representatividade dos basaltos na localidade de Orozimbo. Citam datações para esses basaltos, de 120 a 150 m.a. (Jurássico Superior a Cretáceo Inferior).

O basalto é de cor preta a verde escura, arroxeadado quando intemperizado e às vezes está completamente alterado. A textura é afanítica, e em muitos locais amigdaloidal.

Estima-se uma espessura aproximada de 50 metros para a Formação Sardinha na região de Lizarda (Nunes et al., op. cit.).

3.1.4 - FORMAÇÃO URUCUIA - CRETÁCEO SUPERIOR

A designação de "Arenito do Urucuaia" foi dada por Oliveira (1926), in Moraes Rego (1926), aos sedimentos da Chapada do Urucuaia no Estado de Minas Gerais. Moraes Rego (op. cit.), correlacionou o Arenito do Urucuaia com os chapadões arenosos, "Arenito das Chapadas", da parte ocidental do Estado da Bahia, aceitou a designação original de Oliveira (op. cit.), e posicionou-o no Cretáceo.

Monteiro de Oliveira (1967), propôs a divisão da Formação Urucuaia nos membros Geribã (folhelhos) e Abaeté (arenitos). A troca da denominação Formação Urucuaia para Formação Serra Negra, foi proposta por Barbosa et al. (1969), pelo fato de que o rio Urucuaia margeia ou corta, somente rochas do Grupo Bambuí. Entretanto Grossi Sad et al. (1971), alegaram que o termo estava consagrado pelo uso, achando desnecessária a sua eliminação.

Northfleet e Melo (1967) e Aguiar (1969), correlacionaram a Formação Urucuaia com a Formação Itapecuru. Nunes et al. (1973), estenderam a denominação Itapecuru para a área da Folha Rio São Francisco, eliminando assim a denominação Urucuaia. Apesar da provável correlação entre essas duas unidades, os autores do presente trabalho preferiram manter a denominação Urucuaia para a área em estudo, já que tal termo vem sendo usado há muitos anos na literatura geológica.

A Formação Urucuaia, na porção oeste de sua área de afloramento, é formada, principalmente, por um arenito de coloração bastante variada, predominando as cores claras. A granulação é fina, com grãos de quartzo rolados, e o cimento pode ser argiloso ou silicoso. Localmente é bem selecionado, passando em outros a mal selecionado, sendo comum con

creções silicosas de sílex, chert e opala. Esse arenito é regularmente acamado e às vezes maciço, com pequenas interestratificações de folhelho vermelho, marron, amarelo ou esverdeado. Em menor escala ocorrem argilitos, siltitos e camadas conglomeráticas com seixos de quartzo, sílex, arenito e feldspato caolínico, de tamanhos variáveis. Na parte basal das escarpas, os arenitos possuem estratificação cruzada que atinge até 30 metros de espessura.

No lado leste predominam camadas de folhelhos e argilitos claros, em posição estratigráfica inferior aos arenitos da borda oeste. Estes dois níveis do Cretáceo Urucuaia, talvez possam corresponder aos membros Geribá (inferior) e Abaetê (superior) de Monteiro de Oliveira (op. cit.).

A Formação Urucuaia, na sua parte leste, originou-se em ambiente subaquático, enquanto que na parte oeste, os seus sedimentos são de origem eólica. Segundo Almeida (1967), essa cobertura cretácica pode ser atribuída à Reativação Wealdeniana, que propiciou a sedimentação de unidades correlatas como as formações Bauru e Itapecuru.

Uma extensa falha normal de direção NE-SW, chamada de Falha de Lizarda, corta a porção noroeste desta unidade, atingindo também formações paleozóicas da Bacia do Parnaíba.

Seus sedimentos são transgressivos, jazendo discordantemente sobre rochas pré-cambrianas de várias épocas, como as dos grupos Bambuí, Rio Preto, Pré-cambriano Indiviso e parte das formações do sul da Bacia do Parnaíba.

3.1.5 - FORMAÇÃO SERRA DA TABATINGA: TERCIÁRIO

Winge (1972, b), observou na Serra da Tabatinga e áreas adjacentes, a presença de depósitos residuais com níveis laterizados, que tiveram origem em consequência de uma superfície de aplainamento de idade Cretáceo Superior a Terciário Inferior.

Nunes et al. (1973), denominaram estes depósitos de Formação Serra da Tabatinga, em alusão a serra do mesmo nome, onde a ocorrência dessa formação é típica.

Segundo esses autores, a sua sequência litológica inicia-se por um argilito amarelo-avermelhado, passando a um arenito conglomerático ferruginoso, bastante abundante na parte superior da formação, e com presença de laterita. Sua espessura é variável e atinge, no máximo, algumas dezenas de metros.

3.1.6 - COBERTURA DETRÍTICA: TERCIÁRIO - QUATERNÁRIO

A cobertura terciária-quaternária, representada por extensas áreas na porção leste e sudeste do mapa, é constituída por sedimentos detrito-lateríticos, geralmente com pequenas espessuras, recobrando as rochas pré-cambrianas dos grupos Bambuí, Santo Onofre e Pré-Cambriano Indiviso.

Esta unidade na região das serras do Estreito e do Boqueirão, excluindo-se a Serra da Tabatinga, constitui-se, predominantemente, de canga laterítica e de uma cobertura arenosa, enquanto que nas proximidades do rio São Francisco ela é formada por sedimentos areno-argilosos, estando a laterita ausente ou em quantidades subordinadas.

Junto à região da Chapada Diamantina, ela constituiu-se de depósitos coluvionares e de conglomerados com pequenos fragmentos das litologias predominantes nas formações do Grupo Chapada Diamantina, ou seja, principalmente quartzitos, e subordinadamente metassiltitos, em uma matriz areno-argilosa.

Os sedimentos desta cobertura são resultantes de uma superfície de aplainamento, talvez do Terciário Superior (Winge, 1972, b). Sua espessura atinge, em alguns locais, dezenas de metros, mas de uma maneira geral é inferior a 10 metros.

3.1.7 - FORMAÇÃO CAATINGA: TERCIÁRIO - QUATERNÁRIO

A denominação Série Calcário Caatinga de Branner (1911), in Brito Neves (1968), refere-se aos calcários próximos a Juazeiro, derivados da lixiviação do Calcário Salitre (Barbuí). Baseando-se em fósseis, Branner (op. cit.), estabeleceu uma idade miocênica a pliocênica para a parte inferior e recente para a parte superior destes calcários.

Moraes Rego (1926), examinando fósseis em calcários ocorrentes em Xique-Xique (BA), conferiu-lhes uma idade igual a estabelecida por Branner (op. cit.). Mello Junior (1938), reconheceu a sua origem tipicamente continental.

Kegel (1959), indevidamente denominou de Calcário das Vazantes, os calcários próximos a Juazeiro. Brito Neves (1965), na falta de dados para correlacionar os calcários do vale do rio Verde com os calcários ocorrentes próximo a Juazeiro, denominou-os de Formação Tiririca, em alusão à vila de Tiririca no município de Xique-Xique (BA). Posteriormente

te, em 1967, o referido autor retoma a designação original de Calcário Caatinga. Provisoriamente, estes calcários foram designados de Formação Caatinga por Nunes et al. (1973). Apesar de acharmos correto o título de "formação" para estes calcários, discordamos com relação ao uso do termo Caatinga por não representar o nome de um local geográfico.

Este calcário caracteriza-se, sempre, por uma coloração branca a cinza clara, sem exibir qualquer estratificação. A rocha é formada por fragmentos rigidamente consolidados, numa textura microcristalina. Sua estrutura maciça permite o seu uso comercial como mármore. Variações faciológicas siltico argilosas e fácies conglomeráticas polimíticas excepcionais, são encontradas no município de Juazeiro e nos terraços superiores de Jaguaracy, além do limite leste da folha, onde blocos poliédricos do calcário Bambuí inserem-se em cimento branco junto com quartzo e filitos; segundo descrição de Brito Neves (1967).

O conteúdo fóssil determinado por vários autores, nesta unidade, é formado por algas, gasterópodos do gênero Strophocheilus e das espécies S. bionphalaria e S. bulimulus, e lamelibrânquios.

A distribuição espacial desta formação é descontinua e com espessuras condicionadas às variações do embasamento cristalino e do Grupo Bambuí, geralmente com uma a duas dezenas de metros, sendo conhecidas espessuras da ordem de 80 metros no vale do rio Verde e em Tiririca, segundo Brito Neves (1967).

3.1.8 - DEPÓSITOS QUATERNÁRIOS: TERRAÇOS HOLOCÊNICOS E TERRAÇOS PLEISTOCÊNICOS

Moraes Rego (1926), definiu como Formação Vazantes os depósitos de areias e argilas das margens do rio São Francisco e seus afluentes, onde encontrou restos de mámíferos pleistocênicos, dos gêneros Megatherium e Mastodon. Vários autores mapearam-na ao longo do vale do rio São Francisco, até o Estado de Minas Gerais, sob a mesma designação.

Leal (1970), comenta que a sua origem é devida a formação de uma extensa planície de inundação ocasionada pelo rebaixamento da região, resultante de movimentos regionais. Segundo o autor, a sua espessura não ultrapassa 10 metros.

O termo Formação Vazantes não é aceito neste trabalho, por não estar de acordo com o Código de Nomenclatura Estratigráfica, pois o termo Vazantes não é referente a feição geográfica.

Os terraços holocênicos são constituídos por depósitos aluvionares atuais dos rios São Francisco, Preto e Grande. Camadas horizontais, localmente estratificadas, de areia e material argiloso impregnados de matéria orgânica vegetal, são encontradas nas barrancas do rio São Francisco.

Sedimentos eólicos e depósitos coluvionares que se estendem das faldas da Serra do Estreito, equivalem aos terraços pleistocênicos correspondentes à Formação Vazantes. Os depósitos eólicos constituem um grande número de dunas não consolidadas e em removimentação pelos ventos, como também, dunas fósseis. Segundo Barbosa et al. (1973), são dunas do tipo barcana com direção de vetor de formação WNW-ESE e sentido de leste para oeste, que é a razão da inexistência de dunas na margem direita do rio São Francisco.

3.2 - ESTRUTURA E TECTÔNICA

A visão global, fornecida pelas imagens do LANDSAT-1 e de radar, permite a observação por grandes extensões, ou na sua totalidade, da continuidade das formações e grupos geológicos. Esta propriedade facilita o reconhecimento do comportamento estrutural destes grupos – principalmente das variações em suas direções estruturais – e a comparação dos padrões estruturais e tectônicos entre as várias unidades ou conjunto de unidades geológicas (ver Apêndice B).

Assim, a partir da visão regional obtida e não por motivo de conveniência de descrição, dividiu-se a área da Folha Rio São Francisco, para a discussão de sua estrutura e tectônica, em três regiões que apresentam entre si uma evolução tectônica e estrutural distinta.

3.2.1 - NOROESTE DO CRÃTON DO SÃO FRANCISCO

Almeida (1967) definiu a unidade cratônica do São Francisco como uma plataforma de consolidação pré-brasiliana, que atuou como antepais dos geossinclíneos marginais durante o Pré-Cambriano Superior.

O noroeste deste crãton engloba as exposições de rochas pré-cambrianas situadas na porção sudeste da folha, tendo o seu limite setentrional próximo a borda da Bacia do Parnaíba. Já o seu limite ocidental, está localizado na área de transição da Faixa de Dobramentos Brasília com o Grupo Bambuí da Bacia do São Francisco, segundo Almeida et al. (1976), e Almeida em "O Crãton do São Francisco" (1977, inédito).

O embasamento exposto na parte noroeste do crãton é constituído por rochas de fácies almandina-anfibolito,

complexamente dobradas na direção NE-SW, para as quais são admitidas idades do Ciclo Transamazônico ou mesmo mais antigas, com rejuvenescimento isotópicos de ciclos mais recentes. Porém, as suas áreas de exposição são bastante restritas, principalmente devido a extensa cobertura detrítica terciária - quaternária.

Durante o Prê-Cambriano Superior, esta área cratônica foi sítio de uma importante sedimentação, principalmente clástica e carbonatada, que deu origem aos grupos Santo Onofre, Chapada Diamantina, Rio Preto e Bambuí.

As unidades de maior destaque dessa área cratônica são as formadas pelas porções setentrionais da Serra do Espinhaço (Grupo Santo Onofre) e sua correspondente cobertura plataformal, o Grupo Chapada Diamantina.

Essas duas unidades foram relacionadas por Pflug et al. (1969), como variações faciológicas de uma mesma deposição do Grupo Minas em ambiente miogeossinclinal. Esta formalização é a extensão dos mesmos conceitos desenvolvidos no Espinhaço Meridional, dentro da proposição da Ortogeossinclinal Minas, do referido autor. Esta ortogeossinclinal separaria o Cráton do São Francisco em dois crâtons: Cráton São Franciscano e Cráton de Lençóis.

Cordani (1973) também propôs o desmembramento do Cráton do São Francisco, através de uma faixa rejuvenescida no Ciclo Brasileiro e localizada no vale do rio Paramirim. Exposições do Complexo Paramirim são encontradas na Folha Rio São Francisco, junto a borda oeste da Chapada Diamantina.

A discussão de um modelo evolutivo para o Espinhaço, a partir de uma geossinclinal ou de uma faixa reju

venescida durante o Ciclo Brasileiro no vale do rio Paramirim, pode se fixar no confronto das recentes datações realizadas na parte setentrional do Espinhaço, correspondente ao domínio miogeossinclinal, com as obtidas no Complexo Guanhães, correspondente ao fácies eugeossinclinal, de Pflug et al. (op. cit.).

Os recentes dados geocronológicos obtidos por Jardim de Sá et al. (1976), forneceram para a área da Chapa da Diamantina, idades de metamorfismo e/ou tectonismo de 1.250 e 910 m.a., e para a área de Boquira, Espinhaço Setentrional, uma idade mínima de metamorfismo de 920 m.a.. Portanto, estes fenômenos foram antecedentes aos processos tectogênicos do Ciclo Brasileiro.

Por outro lado, os resultados obtidos por Haui et al. (1976), nos migmatitos de Guanhães, parte integrante da área eugeossinclinal de Pflug et al. (op. cit.), de finem uma isócrona de 2.000 m.a. (Ciclo Transamazônico). Contrariando também as suposições de Cordani (1973), as idades radiométricas obtidas no vale do rio Paramirim forneceram valores de 2.600 m.a..

Tal intervalo temporal não é característico de áreas que evoluíram por processos geossinclinais, como supuseram Pflug et al. (op. cit.), ao unir as sequências do Espinhaço ao Grupo Minas. Tal fato foi atentado por Amaral et al. (1976), que isolaram, como unidades independentes, o Grupo Minas e as sequências do Espinhaço Meridional.

Portanto, não há razão para justificar o desmembramento do Cráton do São Francisco, permanecendo assim o conceito original proposto por Almeida (1967).

De acordo com Almeida (1977, inédito), a Ser

ra do Espinhaço ou Faixa de Dobramentos Espinhaço, representaria a mais nova faixa de dobramentos do embasamento do Cráton do São Francisco. As datações, acima mencionadas, situam o desenvolvimento desta faixa durante a primeira metade do Pré-Cambriano Superior. Segundo Almeida (op. cit.), essa faixa de dobramentos foi a última a se consolidar no Cráton do São Francisco, não tendo desenvolvido processos tectogênicos durante o Ciclo Brasileiro.

As sequências da Serra do Espinhaço Setentrional, cuja extensão para norte constitui as serras do Estreito e do Boqueirão, formam um conjunto metassedimentar-vulcânico, onde não é possível individualizar as partes de origem miogeossinclinal e eugeossinclinal.

Portanto, esses metassedimentos parecem ser o produto da evolução de uma bacia intracratônica, posteriormente metamorfisada e dobrada em período pré-brasiliano, não estando ligados a uma evolução geossinclinal.

Na Folha Rio São Francisco, as serras do Estreito e do Boqueirão são as extensões setentrionais da Serra do Espinhaço e constituem as mais destacadas feições morfológicas da área, estando geneticamente condicionadas às estruturas do embasamento, de direção N-S.

O comportamento estrutural da tectônica que afetou as duas serras, estruturando-as num anticlinal, é relativamente complexo, tendo ocorrido fases de esforços tectônicos que imprimiram uma superimposição de dobramentos. Este comportamento difere daquele apresentado na porção ocidental da Chapada Diamantina. Da mesma forma, o grau metamórfico alcança níveis de fácies dos xistos-verdes a anfibólito na parte do Espinhaço, enquanto está praticamente ausente na porção ocidental da Chapada Diamantina.

Análises estruturais realizadas por Winge (1972, b), levaram o autor a supor que essas duas serras constituiriam as abas de um extenso anticlinório, orientado na direção NNW-SSE. Essa orientação é correspondente a esforços compressivos E-W a ENE-WSW, que ocasionaram o aparecimento de planos axiais secundários centrífugos, ou seja, os planos na Serra do Boqueirão mergulham para oeste e na Serra do Estreito para leste. A atuação desses esforços atingiu maior intensidade no sentido de leste para oeste. A região compreendida entre as duas serras ao norte do rio Grande, constitui o núcleo deste anticlinório, onde afloram rochas com um grau metamórfico mais alto, correspondendo à base da sequência metassedimentar da Formação São Marcos.

Esforços compressivos posteriores de direção NW-SE, resultaram na inflexão das extremidades norte das serras do Boqueirão e do Estreito, onde as direções estruturais orientam-se NE-SW. Um importante elemento estrutural, oriundo desses esforços compressivos, é representado por um acavalamento de rochas do embasamento sobre os metamorfitos da Formação São Marcos e do Grupo Rio Preto, no sentido de sudeste para noroeste.

Ao longo das duas serras, em particular na do Estreito, ocorrem fraturamentos ortogonais entre si, porém, é na região compreendida entre as mesmas que se pode observar melhor a complexidade estrutural desta área. Nas exposições no sul da área entre as serras, os eixos das dobras normais orientam-se paralelos às serras, ocorrendo ao norte inflexões de suas direções para NE-SW. Essas inflexões e sinuosidades das direções foram causadas por esforços do Ciclo Brasileiro, e denotam a proximidade do limite norte do Cráton do São Francisco.

A leste da Serra do Espinhaço está a mais an

tiga cobertura plataformal pré-cambriana do Cráton do São Francisco, representada pelo Grupo Chapada Diamantina. Na Folha Rio São Francisco, a área desta cobertura compreende as suas exposições ocidentais que, de certa forma, apresentam algumas diferenças em relação às suas exposições orientais.

Pode-se observar nas imagens do LANDSAT-1, dentro dos limites da área de estudo, uma graduação no estilo dos dobramentos desta cobertura. Existe uma variação, no sentido de norte para sul, de dobras amplas para dobras apertadas com flancos em altos ângulos de mergulho. Nesse mesmo sentido, pode-se acompanhar um aumento no grau metamórfico. As espessuras dos sedimentos na porção ocidental são maiores, exibindo uma forte deformação e leve metamorfismo.

Dois fases de deformação tectônica afetaram as unidades do Grupo Chapada Diamantina. A primeira que foi uma fase de tectônica plástica, deu origem a dobramentos abertos com vergência para leste e eixos orientados na direção NNW-SSE, que se relacionam a esforços tangenciais de direção WSW-ENE. O elemento tectônico mais importante desta fase é a anticlinal "Gentio do Ouro" de direção axial N 20° W, com mergulhos de flancos aproximadamente simétricos, não superiores a 35° e que estrutura a porção ocidental da Chapada Diamantina. Por outro lado, a porção oriental da Chapada Diamantina apresenta dobramentos suaves e falhamentos NNW-SSE e N-S com atitude igual a das falhas do embasamento exposto nesta região. Este fato, segundo Almeida (1977, inédito), sugere que as deformações da porção oriental da Chapada Diamantina são de natureza induzida, devido a reativação de antigas falhas do embasamento.

Aos efeitos da segunda fase de deformação, com esforços tangenciais de sentido ESE-WNW, as sequências do Grupo Chapada Diamantina reagiram mais rigidamente, ocasião

nando surgimento de falhas e fraturas nas direções aproximadas N 40° W e subordinadamente N-S. Os falhamentos mais extensos e mais notáveis orientam-se na direção N 40° W, sendo transversais aos eixos das dobras. Essas falhas transversais são do tipo transcorrente, e o deslocamento paralelo à linha de falha é visível em fotos aéreas pelas descontinuidades das cristas quartzíticas que flanqueiam as dobras, segundo Schobbenhaus (1972). As falhas longitudinais N-S, paralelas aos eixos das dobras, em alguns locais deslocam as falhas diagonais e em um de seus exemplos, a falha na Serra das Laranjeiras, é do tipo normal.

Atribui-se também à segunda fase tectônica, as rochas básicas e intermediárias intrudidas nesses metassedimentos na forma de "sills" ou diques.

Para leste da Chapada Diamantina, as deposições do Grupo Bambuí são atribuídas à Bacia Salitre-Jacarã, que se separa do Bambuí da Bacia do São Francisco, pelo Espinhaço e pela própria Chapada Diamantina.

As deformações desta cobertura plataformal mais nova (brasílica), segundo Brito Neves (1968), são mais acetuadas nas vizinhanças de Central, com camadas em mergulhos até subverticais. Almeida et al. (1976), citaram que podem ocorrer dobramentos isoclinais com planos axiais mergulhantes para o norte, em estreitas faixas separadas por zonas não dobradas. O metamorfismo nestas faixas dobradas atinge o fácies dos xistos-verdes.

Toda a área do Grupo Bambuí no leste da Chapada sofreu esforços dirigidos no sentido de norte para sul, ortogonais aos esforços que dobraram a Chapada Diamantina, condicionando seus dobramentos na direção E-W. Porém, nas suas exposições mais ao sul, as estruturas parecem estar adap

tadas às direções estruturais do Grupo Chapada Diamantina.

Na região de Riachão das Neves, o Grupo Bambuí ostenta direções estruturais NE-SW, bem visíveis nas imagens do LANDSAT-1. Estas direções do Bambuí são observadas quando esse grupo está localizado nas proximidades da borda do cráton. Estas deformações não são observadas mais ao sul (Folha Brasília) no interior da área cratônica, onde as camadas do Bambuí apresentam-se praticamente horizontalizadas e com ausência de metamorfismo.

A área de afloramento do Grupo Salgueiro, dentro da Folha Rio São Francisco, representa as exposições terminais de uma faixa de dobramento denominada de Riacho do Pontal por Brito Neves (1975), e situada imediatamente a norte do Cráton do São Francisco. Essa faixa faz parte do Sistema de Dobramentos da Região Nordeste, limitada ao norte pelo Lineamento de Pernambuco e a oeste pelos sedimentos da Bacia do Parnaíba.

De acordo com Brito Neves (op. cit.), as deposições do Grupo Salgueiro representam uma sequência terrígena superior, essencialmente pelítica e psamítica, com níveis carbonáticos subordinados.

A direção estrutural deste grupo, dentro da área de estudo, é marcadamente $N 50^{\circ} E$, com dobras fortemente comprimidas, com aumento de grau metamórfico de oeste para leste e com vergência voltada para o cráton. O magmatismo destaca-se por um grande número de corpos graníticos, os maiores junto a borda da bacia sedimentar. A leste do meridiano 42 ocorrem corpos básico-ultrabásicos e sieníticos. Segundo Brito Neves (op. cit.), alguns "stocks" de granitos e sienitos são circunscritos tardios e outros apresentam orientação tectônica (granodioritos). Entende este autor, que a

disposição das linhas estruturais sugere uma continuidade desta faixa além de São Raimundo Nonato e que a sua delimitação ocidental está na projeção norte das estruturas do Espinhaço, pois que elas tem continuidade no embasamento da bacia.

Realmente, entre as serras do Estreito e do Boqueirão e o Grupo Salgueiro, é nítida uma concordância de linhas estruturais na direção N 50° E, e a própria inflexão das serras nesta direção sugere, pelo menos, a continuidade dos fenômenos tectônicos que atuaram na Faixa de Dobramentos do Riacho do Pontal. Serras quartzíticas em Campo Alegre de Lourdes já foram mencionadas como prováveis remanescentes do Grupo Salgueiro. Contudo, a extensa cobertura detrítica dificulta a observação dessa continuidade.

Desta forma, tomando-se como base as direções estruturais desta faixa de dobramento, pode-se ainda supor que a atuação deste tectonismo estendeu-se às áreas do Grupo Rio Preto. Este grupo possui direções de dobramentos, acamamentos e falhamentos concordantes às direções estruturais do Grupo Salgueiro, sendo que essas direções persistem nas áreas do embasamento cristalino situadas entre esses dois grupos. As estruturas que condicionaram as deposições das seqüências do Grupo Rio Preto são de idade brasileira e indicam a proximidade do limite do cráton.

Como foi comentado anteriormente, as exposições de rochas do Grupo Bambuí, levemente metamorfizadas na região de Riachão das Neves, mostram direções de foliações NE-SW que são concordantes com a do Grupo Rio Preto. Essas direções retratam a influência de tectonismos brasileiros que poderiam ser atribuídos a supostas extensões dos fenômenos tectônicos que atuaram na Faixa de Dobramentos do Riacho do Pontal, ou a influências ocasionadas por inflexões de direções

estruturais da Faixa de Dobramentos Brasília sob o Cretáceo Urucuia.

3.2.2 - NORDESTE DO MACIÇO CENTRAL DE GOIÁS

A maior extensão do Pré-Cambriano, no sudoeste da folha, faz parte do Maciço Central de Goiás, o qual separa as faixas de dobramentos Brasília e "Uruaçu", da Faixa de Dobramentos Paraguai-Araguaia. Segundo Almeida et al. (1976), este maciço fazia parte do Cráton Amazônico, e que durante o Ciclo Brasileiro tornou-se uma zona axial das polaridades divergentes das faixas de dobramentos Brasília e Paraguai-Araguaia.

O complexo litológico do Maciço Central de Goiás mostra-se intensamente migmatizado ao fácies anfibolito. Idades radiométricas com valores dispersos de 517 a 3.067 m.a., obtidas por Hasui e Almeida (1970), indicam que esta área foi afetada por eventos pré-transamazônicos e atesta rejuvenescimentos em eventos subsequentes, como é comprovado pelos fenômenos de diaftorese, granitização local e intenso tectonismo a que foram submetidas as suas rochas.

As direções de foliações NE-SW, predominantes na parte nordeste do Maciço Central de Goiás, a oeste da Serra da Natividade, representam as direções estruturais gerais de todo o maciço e são concordantes às direções antigas de falhamentos. Porém, observam-se direções de foliações para NW-SE na região a leste da Serra da Natividade. Em ambas regiões, estas foliações desenvolvem-se paralelamente aos falhamentos e correspondem assim, em parte, às foliações secundárias desenvolvidas por cataclase.

Os falhamentos de direção NE-SW estendem-se, nitidamente, às formações sedimentares da Bacia do Parnaíba,

fazendo parte da continuidade da Falha de Lizarda e portanto devem ser o resultado de removimentação de falhas antigas durante a Reativação Mesozóica. Por outro lado, os falhamentos de direção NW-SE, exemplificados pelo falhamento de empurrão que coloca o embasamento sobre rochas da Formação Paraopeba, sugerem uma ligação com o desenvolvimento do Ciclo Brasília no.

Sobre o embasamento desta área processou-se a deposição, em bacia restrita, dos sedimentos do Grupo Natividade, atualmente preservados numa estrutura do tipo "graben", mas com origem ainda não esclarecida. Os mesmos falhamentos NE-SW, descritos anteriormente, seccionam as suas camadas e fazem o limite ocidental de suas áreas de exposição. Bruni et al. (1974), descreveram este falhamento do limite ocidental, como uma falha de rasgamento que provocou um forte cisalhamento nos quartzitos desse grupo.

Em face da ausência de estudos geocronológicos e de mapeamentos estratigráficos do Grupo Natividade, torna-se difícil situar a sua evolução tectônica quando ele é considerado como uma entidade tectônica independente:

Uma tentativa de correlação entre os grupos Natividade e Araí feita anteriormente por Barbosa et al. (1973), foi baseada na semelhança de litologia (igual fácies metamórfico), no estilo de dobramento e na proximidade entre os grupos. Sendo comprovada esta correlação, as duas hipóteses atualmente existentes sobre a evolução tectônica do Grupo Araí poderiam ser estendidas ao Grupo Natividade.

A primeira destas hipóteses foi fundamentada na discordância encontrada por Cartner - Dyer e Meneguesso, in Barbosa et al. (1969), entre os xistos Araxá e o Grupo Araí, que assim excluía este grupo do Sistema de Dobramentos

Araxã. Porém atualmente, admitem estes mesmos autores in Schobbenhaus (1975), que a discordância Araí-Araxã não é comprovada. Então, o Grupo Araí estaria incluído no Sistema de Dobramentos Araxã. Esta proposição não é aceita por Almeida (1976), que admite a existência da discordância Araxã-Araí e coloca este grupo junto com o Grupo Canastra, dentro do início da evolução geossinclinal da Faixa de Dobramentos Brasília.

Portanto, se houver a comprovação da correlação Araí-Natividade, o Grupo Natividade estaria relacionado a uma evolução tectônica compatível com uma dessas hipóteses.

O limite norte deste grupo está em contato direto com as rochas paleozóicas da Bacia do Parnaíba por falha normal de direção NW-SE. Todo o conjunto metassedimentar do Grupo Natividade foi intensamente dobrado por esforços compressivos NW-SE, originando dobras assimétricas, fechadas, com eixos orientados para NE-SW, e localmente assumindo um caráter recumbente. É provável que esses esforços tenham se dirigido, predominantemente, no sentido de SE para NW, posto que nos maiores dobramentos, os flancos ocidentais das dobras apresentam-se mais comprimidos.

Regionalmente, as rochas do Grupo Natividade estão estruturadas em dois grandes dobramentos, ambos com mergulho axial para NE. A estrutura localizada mais ao norte, um sinclinal, apresenta-se com maior amplitude e mergulhos de flanco mais suaves, em relação ao anticlinal localizado mais ao sul.

As deposições da Formação Paraopeba (calcários e ardósias), também situadas nesta parte do Maciço Central de Goiás e junto às escarpas areníticas da Formação Urucua, representam as exposições terminais da Faixa de Dobramentos Brasília. A deposição transgressiva desta unidade sobre a

borda oeste do Cráton do São Francisco deu-se em condições miogeossinclinais, representando a sequência terrígena superior do geossinclíneo Brasília, segundo Almeida (1969).

A Formação Paraopeba apresenta um metamorfismo fraco, não superior ao fácies dos xistos-verdes, e dobramentos lineares com vergência para leste, em direção ao cráton. Como foi mencionado anteriormente, as direções estruturais da extremidade desta faixa de dobramentos orientam-se para NW-SE e estão salientadas, principalmente, por foliações.

3.2.3 - SINÉCLISE DO PARNAÍBA

A formação da Sinéclise do Parnaíba processou-se após os dobramentos de idade brasileira, no início da estabilização da Plataforma Brasileira, sendo que a deposição das primeiras sequências sedimentares desta bacia deu-se no Siluro (?) – Devoniano, tendo o seu tempo de formação perdido até o Mesozóico (Almeida, 1967).

De uma maneira geral, a porção sul-sudeste da bacia exibe um formato semicircular emprestado pelas exposições contínuas das formações paleozóicas, que acompanham o contorno da bacia. Essas formações periféricas, principalmente as devonianas, exibem suaves mergulhos para o centro da sinéclise. Na borda leste, as suas camadas têm direções nordeste-sudoeste com mergulhos para N-NW, e as mesmas, na borda oeste, orientam-se na direção N-S com mergulhos para leste. Contudo, nas regiões mais interiores desta parte da bacia, as formações carboníferas e permianas assumem uma sub-horizontalidade. Não há portanto evidências, de que um tectonismo intenso tenha causado grandes movimentações nas unidades da porção sudeste da Bacia do Parnaíba. Os dobramentos estão praticamente ausentes e as estruturas lineares representam-se por um número reduzido de grandes falhamentos

e por uma maior incidência de pequenas fraturas e falhas normais.

A área das formações devonianas e do Carbonífero Piauí, na margem oeste da folha, é a única região com mostras de um tectonismo um tanto mais intenso. Nela estão presentes falhamentos normais de direção aproximada N-S, conferindo-lhe um comportamento estrutural anômalo ao restante da área sedimentar. Esses falhamentos representam, provavelmente, uma fase de reativação paleozóica de falhas que teriam se desenvolvido em tempos anteriores a sedimentação da bacia. Cunha e Carneiro (1972), supuseram que esses falhamentos tiveram origem no Eopaleozóico (Cambro-Ordoviciano).

Embora, pequenos falhamentos normais sejam mais frequentes nesta área, as suas estruturas mais significativas são representadas por dois longos falhamentos, ambos de forma mais ou menos sigmoidal e que se situam, respectivamente, a leste de Mansinha e a sudeste de Itacajã.

O primeiro destes falhamentos tem uma extensão superior a 150 km e, em parte, é o contato entre as duas unidades carboníferas. O segundo, de extensão aproximada de 100 km, é da mesma forma o contato entre partes da Formação Poti e do Devoniano Longã.

A este conjunto de falhamentos normais de direção N-S; associam-se duas direções de fraturamentos, uma NE-SW e outra NW-SE.

A incidência dessas estruturas diminui consideravelmente para leste, quando em áreas de exposição do Permiano Pedra de Fogo, e a extensão oriental dessa área de reativação paleozóica limita-se, provavelmente, pelos falhamentos que se dispõem em direção NW-SE, desde Monte Alegre

do Piauí até ao norte da Serra do Penitente. Tais falhamentos parecem coincidir com partes do Lineamento Eocambriano Testa Branca, uma feição de caráter continental proposta por Miura (1972). Segundo este autor, os traços estruturais deste lineamento, dentro da área da bacia, estariam em correspondência com zonas de dobramentos e falhamentos do embasamento.

Por outro lado, a borda leste da bacia é bastante simples, não contendo estruturas geológicas expressivas, resumindo-se na ocorrência de alguns poucos e pequenos falhamentos de blocos e alguns fraturamentos. Uma feição interessante desta borda é o seu aspecto retilíneo, talvez condicionado a um grande lineamento estrutural do embasamento. Destaca-se ainda, a presença de alguns corpos graníticos no Grupo Salgueiro e que se situam junto a borda da bacia.

Uma posterior etapa de movimentação tectônica estabeleceu-se na Bacia do Parnaíba através dos fenômenos de reativação da Plataforma Brasileira, iniciados a partir do período Jurássico. Durante a primeira fase do estágio de reativação, segundo Almeida (1969), ocorreu um magmatismo básico manifestado no sudoeste da bacia na forma de derrames de basalto e "sills" de diabásio.

Já na segunda fase desse estágio de reativação, caracterizada por "uma ampla sedimentação continental" (Almeida, op. cit.), processou-se a deposição dos sedimentos cretácicos da Formação Urucuia, a partir da subsidência cretácica da Bacia do Parnaíba.

Porém, o fenômeno mais notável dessa reativação mesozóica é representado por extensos falhamentos de direção NE-SW, localizados no extremo sudoeste da folha, e que se prolongam para as áreas pré-cambrianas. Destas, a falha

de Lizarda corresponde a mais extensa feição linear de toda a Folha Rio São Francisco, atingindo as formações paleozóicas da borda oeste da bacia e seccionando a extremidade norte da Formação Urucuia. Esse falhamento tem direção N 40° - 50° E, sendo reconhecido como uma falha do tipo normal, com o bloco sudeste rebaixado em relação ao bloco noroeste.

Ainda, em várias regiões da Bacia do Parnaíba, foram mapeadas diversas estruturas circulares, sem origens ainda explicadas e que se representam por anomalias de controle de drenagem.

3.3 - RECURSOS MINERAIS

Algumas informações obtidas em trabalhos de campo, e principalmente, de consultas bibliográficas, mostram que à luz dos conhecimentos atuais, os depósitos minerais conhecidos na Folha Rio São Francisco restringem-se a meras ocorrências sem qualquer expressão econômica, insuficientes para possibilitar uma exploração mecanizada. Limitam-se a pequenas concentrações de minérios que são aproveitadas pelos moradores da região, sem qualquer pretexto de uma garimpagem contínua.

A maior incidência dos depósitos minerais é em áreas pré-cambrianas, onde são mais frequentes os depósitos de diamante, cristal de rocha, talco, ouro e ocorrências locais de chumbo e manganês, estando a área da Bacia do Parnaíba restrita a ocorrências de diamantes, que já tiveram certa importância econômica no passado.

A classificação dos tipos minerais, como apresentada na legenda do mapa geológico anexo, agrupa as classes de: metais ferrosos; metais não ferrosos, e não metálicos.

cos; sem especificação, na simbologia, do tipo morfológico ou do tamanho das ocorrências.

As principais ocorrências minerais cadastradas na Folha Rio São Francisco são descritas a seguir, conforme a sua distribuição dentro de uma região com determinadas características geológicas.

3.3.1 - REGIÃO DA CHAPADA DIAMANTINA

MANGANÊS - Uma quantidade significativa de pequenos depósitos de manganês com origem em concentrações supergênicas, situam-se nas unidades do Grupo Chapada Diamantina.

Próximo ao município de Ipupiara tem-se o mais importante jazimento conhecido, formando crostas manganíferas de extensão superior a 3 km, com 1 metro de espessura e com teor de minério próximo a 45% (Mascarenhas et al., 1972). Outras ocorrências similares capeiam os metassedimentos da Formação Lençóis, originados da migração de óxido de manganês concentrado ou disseminado nas suas rochas. Uma dessas ocorrências tem suas reservas estimadas em 5.000 toneladas.

CHUMBO - Os municípios de Morpará, Ibipêba e Barra do Mendes, possuem as mais importantes mineralizações de chumbo na Folha Rio São Francisco. A ocorrência da Fazenda Mourão no município de Morpará foi descrita por Schobbenhaus (1972). Segundo este autor, a galena ocorre em veios de quartzo leitoso num corpo de rocha básica, que secciona os quartzitos basais da Formação Tombador. A galena é encontrada sob a forma de lentes e bolsões dentro do veio, cuja espessura está entre 0,5 a 0,7 m. Estão associados ao minério, a covelita, a mala

quita e óxidos hidratados de ferro, porém com trabalhos de pesquisas insuficientes para avaliar a sua potencialidade.

OURO - Nos municípios de Gentio do Ouro e Iupuiara, relatou Knijnik (1967), que houve na década de quarenta um considerável afluxo de garimpeiros para esta região a procura de áreas auríferas. A garimpagem teve, por um período, uma ótima produtividade, contudo decresceu bastante, estando hoje restrita a fискаções esporádicas. Em visita local a um garimpo em Gentio do Ouro, observou-se que a forma mais comum de se encontrar o mineral é a uma profundidade próxima de dois metros, em solos detríticos arenó-argilosos que recobrem encostas de serras quartzíticas. Como já citaram outros autores, as ocorrências de ouro parecem estar sempre filiadas a presença de intrusivas básicas, como acontece em Gentio do Ouro. "A gênese do ouro parece estar relacionada a uma fase hidrotermal tardia, ocorrida durante a intrusão desses corpos básicos" (Bruni et al., 1974).

DIAMANTE - A região da Chapada Diamantina teve uma produção considerável de diamantes até a metade do século passado, sendo hoje uma zona diamantífera de pequena importância. As principais áreas produtoras, dentro da folha, situam-se nos municípios baianos de Barra do Mendes, Gentio do Ouro e Central, onde os diamantes são encontrados dispersos em aluviões e coluviões. Estes diamantes provieram da desagregação mecânica dos níveis conglomeráticos da Formação Morro do Chapéu, não sendo conhecida ainda a sua gênese primária.

CRISTAL DE ROCHA - As ocorrências de cristal de rocha - citrino, ametista e hialino - situam-se nas partes oci

dental e setentrional da Chapada Diamantina, sendo as mais significativas aquelas existentes nos municípios de Gentio do Ouro e Barra do Mendes. Ocorrem como bolsões e veios de formas e tamanhos irregulares, formados provavelmente, por soluções silicosas ascendentes que se orientaram segundo as linhas de fraqueza e se cristalizaram lentamente (Knijnik, 1967). Os altos preços impostos para a exportação reduziram ao mínimo a produção de cristais para fins industriais, estando voltada agora à produção de lascas, utilizadas na fabricação de vidros.

3.3.2 - REGIÃO DAS SERRAS DO ESTREITO E DO BOQUEIRÃO

RUTILO - Em locais próximos às serras do Estreito e do Boqueirão, na região central da folha, são conhecidas ocorrências de rutilo, cujos cristais encontram-se espalhados sobre as superfícies de tabuleiros, associados a coberturas residuais de cascalho. Winge (1972, b), classificou estas ocorrências como depósitos eluviais que, originalmente, estariam contidos na parte basal das rochas das serras do Estreito e do Boqueirão. O rutilo corria, originalmente, incluso em "veeiros ou lentes de quartzo segregados de quartzitos e filitos, e como porfiroblastos em quartzo". O autor admite, ainda, a possibilidade de que a origem primária do titânio, estaria condicionada a rochas de fácies básico do embasamento da sequência do Grupo Santo Onofre e que se teria concentrado mecânica e quimicamente nestes metassedimentos. A sua forma primária de extração não proporcionou uma produção considerável e racional que permitisse o total aproveitamento dos depósitos, não tendo a exploração durado mais que uma década. Contudo, a grande distribuição de ocorrências de rutilo pela área, e o seu teor médio de 96,3% de TiO_2 , são motivos justos para incen

tivar as pesquisas na região.

MANGANÊS - As ocorrências de manganês desta região e junto à Serra da Tabatinga, representam, segundo Winge (op. cit.), concentrações supergênicas, principalmente, de criptomelano sob a forma de preenchimento de fraturas, ou como mineralizações residuais de cangas manganeíferas, estas podendo estenderem-se por vários quilômetros, como ao longo da Serra da Tabatinga. A concentração singenética destas várias ocorrências está condicionada, preferencialmente, aos níveis basais dos sedimentos dos grupos Santo Onofre e Rio Preto.

3.3.3 - REGIÃO DA SERRA DA NATIVIDADE

OURO E DIAMANTE - Nas proximidades da Serra da Natividade, no Estado de Goiás, junto as cidades de Almas e Dianópolis, foram assinaladas algumas ocorrências de diamante e leitos de quartzo aurífero, em rochas do embasamento cristalino. Não se registra nos dias atuais nenhuma atividade de garimpagem, posto que a produção cada vez menor, forçou a retirada dos garimpeiros desta região.

3.3.4 - REGIÕES DE AFLORAMENTO DO GRUPO BAMBUÍ E DA FORMAÇÃO CAATINGA

CALCÁRIO E MÁRMORE - Os calcários e dolomitos do Grupo Bambuí e da Formação Caatinga, compreendem as rochas de mais vasta distribuição espacial dentro da Folha Rio São Francisco com possibilidades de aproveitamento econômico imediato. Os calcários do Bambuí, com teor médio aproximado de 50% de CaO e teor de MgO não superior a 2,5%, oferecem possibilidades de sua utilização para o

fabrico de cimento. Esses calcários tem sido aproveitados pelos moradores locais para o fabrico de cal, produzido em fornos tipo "caieiras", 1 ton/forno/mes. Os calcários brancos Caatinga, maciços, firmemente compactos e bastante puros, chegam a permitir sua exploração como mármore, nas cidades de Juazeiro, Jacobina e Morro do Chapéu, a leste do limite da folha.

CHUMBO - A ocorrência de Morro do Gomes, no município de Ibipêba (Chapada Diamantina), localiza-se nas imediações do calcário Bambuí e dos quartzitos da Formação Lençóis, num filão com espessura média de 80 cm e 10 m de comprimento, encaixado em falha vertical nos calcários. Nesse jazimento filoneano primário, predominam galena e esfalerita. Anteriormente Knijnik (1967), observou que as análises feitas em várias amostras desta ocorrência, não mostraram altos teores de minério, tanto para as rochas encaixantes como para aquelas com minério disseminado. Esta jazida foi definida como preenchimento fissural dos calcários do Bambuí. Uma exploração mineral foi realizada pela Mineração Boqueira S.A., que extraiu 600 toneladas de minério de chumbo, posteriormente paralisando as suas atividades. Condições de mineralização semelhantes à do Morro do Gomes são encontradas nos calcários do Bambuí na localidade de Colina, e foram considerados por Knijnik (op. cit.), como jazimentos do tipo bolsão hidrotermal - mesotermal.

3.3.5 - REGIÃO PRÉ-CAMBRIANA PERIFÉRICA À BACIA DO PARNAÍBA

Para essa região, que inclui o Grupo Salgueiro e parte do Pré-Cambriano Indiviso, estão relatados, em trabalhos anteriores, depósitos de minério de ferro e ocorrências de talco.

FERRO - Na área do embasamento cristalino, no povoado de Pedra Comprida, município de Campo Alegre de Lourdes (BA), Caldasso et al. (1973), avaliaram um expressivo depósito de minério de ferro, encaixado em quartzitos que, provavelmente, constituem partes remanescentes do Grupo Salgueiro nesta área. O minério, segundo esses autores, é fortemente magnético e grosseiro, e ocupa o topo e as encostas de colinas. Análises químicas forneceram valores médios de 63% de Fe_2O_3 , 19,8% de TiO_2 e 0,7% de V_2O_5 . Sua origem sugere como fonte primária rochas básicas intrusivas. O alto volume de minério de ferro, estimado em 100 milhões de metros cúbicos, e os elevados teores de TiO_2 e V_2O_5 conferem a este depósito uma apreciável possibilidade econômica.

TALCO - Ocasionalmente encontram-se, inseridas nas faixas de clorita-actinolita-xistos ou paragnaisseis, pequenas ocorrências de talco, como aquelas próximas de São Raimundo Nonato, Cristalândia do Piauí e Anizio de Abreu. Destas ocorrências, a única em produção situa-se no quilômetro 58 da Rodovia Remanso - São Raimundo Nonato. O talco é do tipo esteatito, de cor verde, e é extraído em escavações de formas retangulares de 5 por 10 metros, e profundidades de 3 a 6 metros, sendo encontrado, no máximo, abaixo de 1 metro do solo.

3.3.6 - REGIÃO DA BACIA DO PARNAÍBA

No sudeste da Bacia do Parnaíba, o único mineral extraído foi o diamante na área de Gilbuês e Monte Alegre (PI). São conhecidos também, indícios de minerais radioativos e ocorrências de carvão.

DIAMANTE - A descoberta da área diamantífera de Gilbuês e Monte Alegre deu-se em meados de 1946, com o achado de um diamante na Fazenda Goianinha. Dados colhidos por Silva et al. (1973), indicaram que num período de três meses para um total de 400 garimpeiros, foram extraídas gemas que somadas atingiram 246,1 quilates. Esses autores classificaram os depósitos diamantíferos de acordo com sua posição estratigráfica, em: depósitos cretácicos; depósitos terciários; e depósitos quaternários. A chaminé quimberlítica do Redondão e as outras estruturas ultrabásicas mapeadas por Silva et al. (op. cit.), sugerem a origem primária desses diamantes.

URÂNIO - No período de 1962 a 1968, foi desenvolvido pelo Departamento de Exploração Mineral da Comissão Nacional de Energia Nuclear, um programa de prospecção de urânio na Bacia do Parnaíba (Fuzikawa, 1968). Foi determinado que os sedimentos mais favoráveis para a prospecção de urânio, são os da Formação Serra Grande, do Membro Itaim da Formação Pimenteiras e das Formações Poti e Piauí. Uma missão de reconhecimento preliminar em Bom Jesus, no vale do rio Gurgueia, revelou doze anomalias radioativas na área das formações carboníferas. Entretanto, as ocorrências de mineralizações encontradas, situaram-se sempre no Membro Itaim da Formação Pimenteiras.

ÁGUA SUBTERRÂNEA - As unidades sedimentares produtoras de água subterrânea são, principalmente, as sequências devonianas. Monte et al. (1966), in Caldasso et al. (1973), indicaram a Formação Serra Grande como confinadora dos principais aquíferos e, secundariamente, a Formação Cabeças. Porém, vários poços perfurados pelo Departamento Nacional da Produção Mineral, pelo Departamento Nacional de Obras Contra a Seca e pela Compa

nhia de Pesquisa de Recursos Minerais, no vale do rio Gurguêia, mostraram que os aquíferos da Formação Cabeças tem grande vazão, indicando ser esta unidade a mais produtiva.

PETRÓLEO - Nenhum indício de acúmulo de óleo e gás foi encontrado na Bacia do Parnaíba até os dias atuais. Segundo Aguiar (1969), a espessa secção de folhelhos da Formação Longã é a que apresenta melhores características geradoras de petróleo, apesar de não se ter encontrado nenhum indício positivo em perfurações.

3.4 - ÁREAS POTENCIAIS PARA MINERALIZAÇÃO

A área de estudo, como foi salientado anteriormente, não oferece possibilidades promissoras em mineralizações de grande porte, pelo menos é o que se pode afirmar com base nos conhecimentos atuais que se tem sobre a sua geologia econômica.

Os únicos minerais que chegaram a constituir um depósito aproveitável, foram lavrados de maneira insatisfatória ou mesmo predatória. Pouca preocupação foi dada a pesquisa geológica das áreas que continham algum depósito. Assim, não se tem conhecimento adequado da gênese e dos fatores controladores das várias ocorrências minerais da área, que poderiam servir de parâmetros a serem transferidos para outras áreas que apresentassem algum interesse.

Desta forma, baseando-se, principalmente, nos padrões estruturais regionais, procurou-se indicar algumas áreas que tivessem maiores probabilidades de possuírem depósitos minerais de algum interesse.

A Chapada Diamantina é a área que encerra as melhores condições de mineralizações, evidenciadas pelo grande número e volume de suas ocorrências minerais. Esta região é constituída por um grupo de rochas que encerra o mais denso sistema de falhas e fraturas, em toda a área da Folha Rio São Francisco. Portanto, é de se esperar que muitos de seus depósitos minerais estejam relacionados ao desenvolvimento dessas condições estruturais.

Através de estudos bibliográficos e da distribuição das ocorrências minerais, deduz-se que os depósitos de manganês originaram-se a partir de zonas de enriquecimento supergênico, ligadas aos planos de fraturas e falhas em rochas da Formação Lençóis. É mais provável, portanto, que a descoberta de novos depósitos manganésíferos deverá ocorrer nas zonas de falhas ou fraturas, das rochas da referida formação.

Por sua vez, os depósitos auríferos são encontrados, unicamente, na Formação Caboclo, nos arredores de Gentio do Ouro. Essas ocorrências auríferas têm a sua origem ligada as atividades hidrotermais de intrusões básico-intermediárias (exemplificado em Gentio do Ouro). Portanto, a procura de novas áreas auríferas deve ser orientada para a pesquisa de corpos básico-intermediários.

As mineralizações de chumbo, zinco e fluorita, nos grupos Bambuí e Chapada Diamantina, situam-se nos municípios de Ibipêba, Xique-Xique e Morpará. Pode-se relacionar as ocorrências do Grupo Bambuí com as suas direções estruturais preferenciais, pois são conhecidas mineralizações, em várias áreas deste grupo, como preenchimento em fraturas e falhas. Informações locais colhidas pelos autores, indicam a existência de ocorrências de galena e esfalerita, no trecho entre Barreiras e Riachão das Neves. As rochas calcárias

desta região ostentam um denso sistema de lineações na direção $N 30^{\circ} - 40^{\circ} E$, talvez representando pequenos fraturamentos que poderiam ter condicionado as mineralizações ao longo de tal direção.

Ao longo da borda sudeste da Bacia do Parnaíba, em rochas do embasamento cristalino e do Grupo Salgueiro, situam-se algumas ocorrências de talco. Nos vários locais de afloramento, observou-se que as lentes de talco estão associadas a faixas de clorita-actinolita-xistos, regularmente orientadas na direção $N 50^{\circ} E$. A ampla distribuição desta faixa de xistos, observada em Cristalândia do Piauí, Anízio de Abreu e a sudeste de São Raimundo Nonato, sugere um condicionamento destas ocorrências de talco à litologia e a direção citada acima.

A área pré-cambriana no Estado de Goiás, tanto a do Complexo Basal de Goiás como a do Grupo Natividade, podem ser indicadas para a pesquisa mineral, mesmo em face das poucas ocorrências constatadas. Os dois corpos gábricos já mapeados nesta área, estão sendo prospectados para níquel e assim seria justificável a comprovação, no campo, da existência de outros corpos gábricos, que foram assinalados na interpretação das imagens do LANDSAT-1.

Na área do Grupo Natividade desconhece-se, até o momento, a realização de pesquisas sobre a geologia econômica de suas sequências de metamorfitos. Porém, devido a semelhança do fácies litológico desta unidade com as formações do Grupo Chapada Diamantina, e a presença de grandes dobras e extensos falhamentos que seccionam longitudinalmente este grupo, é de se esperar que as futuras pesquisas levem a resultados positivos.

As ocorrências de diamante da região de Gil

buês e Monte Alegre, em sedimentos do sul da Bacia do Parnaíba, tiveram a sua suposta origem nas rochas quimberlíticas da estrutura do Redondão (Nunes et al., 1973). Várias estruturas circulares foram interpretadas nesta região, e suas disposições coincidem com o lineamento "Testa Branca", proposto por Miura (1972). Na mesma direção do lineamento Testa Branca, alinham-se alguns falhamentos de grande extensão. Desta forma, a associação de falhas e estruturas circulares numa mesma direção, sugere a existência de um eixo estrutural que propiciou a injeção de corpos ultrabásicos quimberlíticos. Assim, um estudo voltado para a procura de estruturas circulares formadas por intrusões de rochas quimberlíticas, deve localizar-se nesta faixa de lineamentos de direção NW-SE, desde a cidade de Gilbuês até o extremo norte da Serra do Penitente.

Em Ponte Alta do Norte (GO), no extremo oeste da folha, é conhecida a outra ocorrência de diamantes no sul da Bacia do Parnaíba. Apesar de não se ter nenhuma referência desta ocorrência na literatura geológica, faz-se aqui a sua menção, devido a uma suposta estrutura circular em suas imediações, que poderia ter um condicionamento semelhante ao das estruturas da região de Gilbuês.

3.5 - INTERPRETAÇÃO VISUAL

3.5.1 - CONSIDERAÇÕES GERAIS

Como elementos de reconhecimento mais significativos na interpretação fotogeológica, foram utilizados a tonalidade e textura fotográfica, o padrão e a textura de drenagem, e a forma de relevo (expressão topográfica e tipo morfológico). Esses elementos, originalmente definidos para fotografias aéreas convencionais, foram aplicados às imagens

de satélite e de radar, com algumas adaptações, em virtude da pequena escala e das várias bandas espectrais utilizadas pelos sensores que obtêm esses produtos.

Os procedimentos de interpretação fotogeológica seguiram, no entanto, aqueles estabelecidos para as fotografias aéreas convencionais. O primeiro envolve a identificação de feições e o segundo o processamento dedutivo dessas feições no seu significado geológico.

As usuais definições dos elementos de reconhecimento, baseadas nos trabalhos de Ricci e Petri (1965), Howard (1967) e Carter e Stone (1974), são dadas a seguir com as observações necessárias para empregá-las aos produtos dos sensores remotos utilizados.

TEXTURA FOTOGRÁFICA - "É o modo de apresentação na imagem fotográfica, de feições do terreno muito pequenas para que se possa distingui-las individualmente". A textura é, então, determinada pela escala. Assim, feições que podem ser reconhecidas individualmente em fotografias aéreas, constituirão texturas fotográficas em imagens de pequena escala. Em escalas dessa ordem, a textura fotográfica é comprovadamente mais útil do que nas fotografias aéreas convencionais.

TONALIDADE - "É o matiz de cinza com que um objeto (ou grupo de objetos) é registrado num filme fotográfico". A tonalidade é dada pela quantidade de energia refletida e/ou emitida por um dado objeto, em uma determinada banda espectral. Utilizando-se de produtos de sensores que operam em diferentes bandas espectrais, um alvo poderá ser analisado comparativamente, conforme sua variação tonal em cada banda.

PADRÃO DE DRENAGEM - "É o arranjo ordenado dos cursos dos rios de uma determinada área, de modo a se enquadrar em modelos pré-estabelecidos". Esses modelos, na mesma forma em que foram estabelecidos para as fotos convencionais, são possíveis de serem identificados em imagens de pequena escala, com diferenças somente na sua ordem de grandeza.

TEXTURA DE DRENAGEM - "É o espaçamento relativo dos cursos dos rios de uma área. Em outras palavras, refere-se a maior ou menor quantidade de rios por unidade de área".

FORMAS DE RELEVO - Em pequenas escalas, a possibilidade de de uma visão global de grandes unidades de relevo é de primordial importância na fotointerpretação geológica, pois geralmente representam uma ou mais unidades geológicas. As formas de relevo foram consideradas, neste trabalho, sob dois aspectos. como expressão topográfica, quando exprimem a variação altimétrica da região, e como tipo morfológico, quando caracterizam a forma do relevo, com suas implicações genéticas.

Na tabela III.6 estão relacionados os elementos de reconhecimento e os termos descritivos adotados.

São descritos neste capítulo, para cada unidade de fotogeológica, os mais importantes elementos de reconhecimento que permitiram correlacioná-las às formações geológicas formalizadas na literatura, como o fizeram Carraro et al. (1975). Vários problemas de fotointerpretação surgiram, impostos principalmente pela escala dos produtos dos sensores, e as soluções foram buscadas, na maioria, em trabalhos de campo e análises bibliográficas. As unidades fotogeológicas

TABELA III.6

ELEMENTOS DE RECONHECIMENTO FOTOGRÁFICO

TONALIDADE			TEXTURA			DRENAGEM		FORMAS DE RELEVO.		
Rocha	Vegetação	Cultivo do Solo	Rocha	Vegetação	Cultivo do Solo	Textura	básico	Padrão modificado	Expressão Topográfica	Tipo Morfológico
escura			granular:	finas ou grossas	homogênea	finas	dendrítico	sub-dendrítico	plano	mesa/mesetas
cinza escura			áspera			médias	angular		suavemente ondulado	cuestas
cinza clara			lisa			grossas	retangular		ondulado	hogbacks
clara			mosqueada		e		anastomótico		fortemente ondulado	cristas isoladas
			foliada		heterogênea		paralelo	sub-paralelo	serrano	planícies
			fibrosa						montanhoso	domos
										dolinas

cas estão descritas segundo a ordem estratigráfica adotada.

3.5.2 - CARACTERÍSTICAS FOTOGEOLOÓGICAS DAS UNIDADES ESTRATIGRÁFICAS

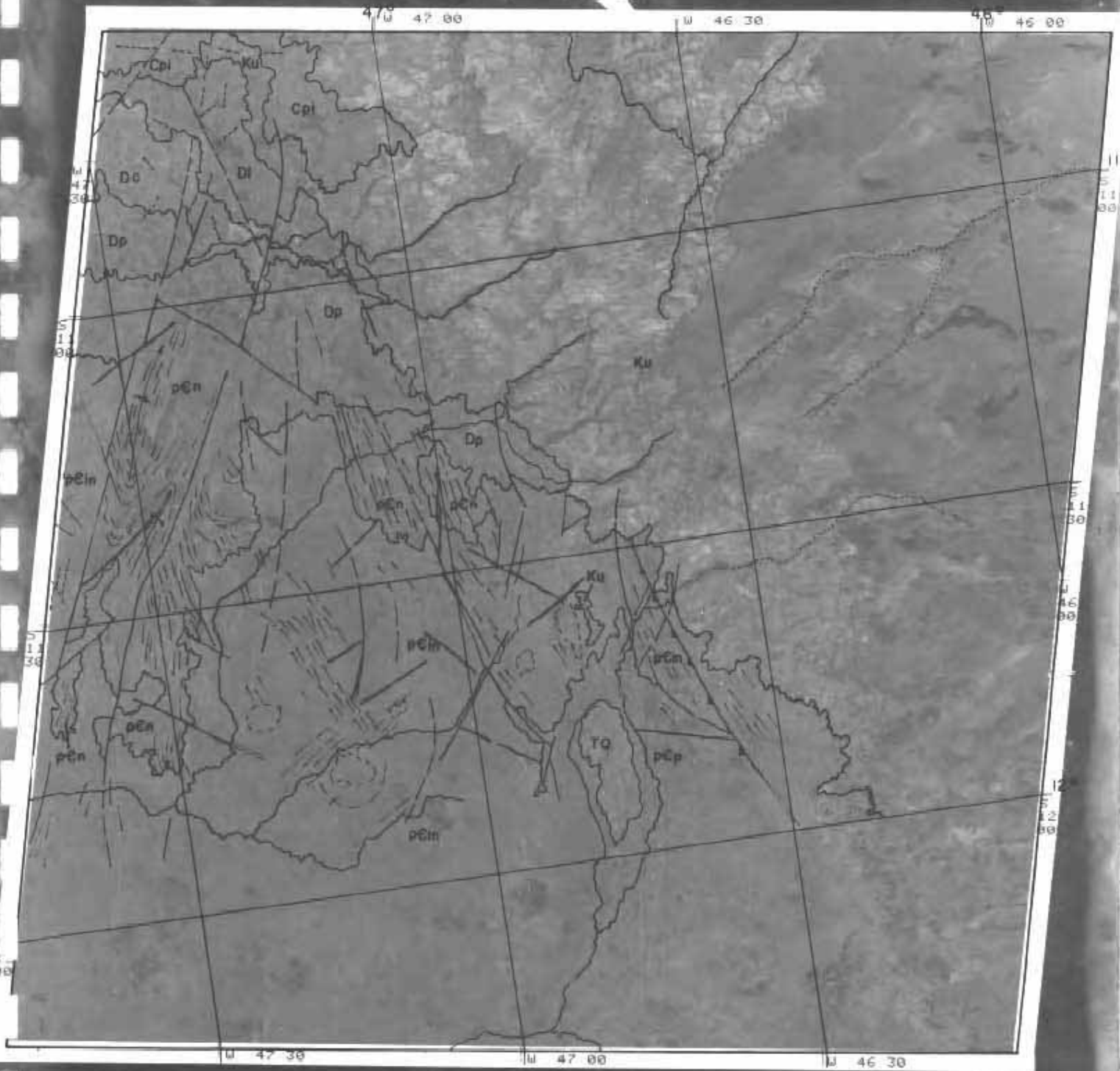
3.5.2.1 - PRÉ-CAMBRIANO INDIVISO

O embasamento cristalino, dentro da Folha Rio São Francisco, tem uma distribuição espacial descontínua, ocorrendo em partes dos estados do Piauí e da Bahia, e em parte do Estado de Goiás. Essas duas regiões apresentam certas características fotogeológicas diferentes, em virtude das diferenças do grau de arrasamento de suas rochas, da intensidade dos dobramentos, da textura de drenagem e da cobertura vegetal.

No Estado de Goiás, o embasamento cristalino é melhor observado no canal 5 das imagens do LANDSAT-1 (Fig. III.1), principalmente em razão de sua tonalidade e forma de relevo. Mostra um tom cinza médio, com variações tonais para cinza claro nas áreas com alguma cobertura detrítica. O relevo ondulado do embasamento mostra uma acentuada discordância com os relevos das unidades pré-cambrianas superiores e das formações sedimentares.

Um certo controle estrutural define um padrão de drenagem dendrítico de textura grosseira. Alguns dos rios de maiores dimensões alinham-se em zonas de falhamentos e fraturamentos, e o controle dos pequenos tributários pode representar, em determinadas áreas, bandamentos gnáissicos de direções variadas.

A textura fotográfica é de aspecto granular, e heterogênea pelo contraste entre as áreas com exposição de rochas gnáissicas e aquelas com coberturas residuais. Carac



(ver convenção no Mapa Geológico- Apêndice A).

terísticas fotogeológicas semelhantes são encontradas nas fotografias multiespectrais do SKYLAB, na banda equivalente ao canal 5 do LANDSAT-1.

Nos estados da Bahia e Piauí, o embasamento cristalino constitui um relevo ondulado, mais suave do que o da área do Estado de Goiás, supondo um arrasamento mais profundo de suas rochas, em parte comprovado pela extensão das coberturas detríticas desta área. O relevo similar, entre as áreas de exposição do cristalino com a das coberturas detríticas, e a distribuição homogênea de uma escassa cobertura vegetal nesta área, são motivos que, frequentemente, tornam difícil estabelecer os limites da unidade pré-cambriana, nas imagens do LANDSAT-1.

Algumas áreas de melhor exposição das rochas cristalinas são inferidas no canal 5 (Fig. III.2), por suas tonalidades mais claras e uma textura fotográfica granular.

A drenagem em geral de textura grosseira, não reflete uma superimposição às estruturas do embasamento.

Nos mosaicos de radar, na escala 1:250.000, observa-se que as áreas de exposição do embasamento, situam-se em regiões de drenagem com textura média, e onde um padrão dendrítico é perfeitamente definido. Bastante útil na identificação dessas áreas de exposição, é a concentração, em certos locais, de áreas de cultivo do solo. A conjugação desses dois elementos, tornaram úteis os mosaicos de radar, na diferenciação entre o embasamento dessa região e as áreas de coberturas detríticas.

3.5.2.2 - GRUPO COLOMI

Restrito a uma pequena área de afloramento ao sul de Remanso (BA), o Grupo Colomi tem a sua expressão fo



(ver convenção no Mapa Geológico-ApêndiceA).

togeológica determinada, unicamente, pelo alto contraste morfológico de suas serras com a superfície ondulada do cristalino.

Os mosaicos de radar, que melhor realçam as variações topográficas, permitem uma definição detalhada dos limites deste grupo. Apesar das imagens do LANDSAT-1 no canal 7, realçarem essa variação topográfica, não mostram os mesmos detalhes obtidos pelos mosaicos de radar. Por sua vez, o canal 5 apresenta uma semelhança de tonalidade entre esta unidade e as exposições do Grupo Chapada Diamantina próximas a esta região, o que pode conduzir a interpretações que não distingam a individualidade destes grupos.

3.5.2.3 - GRUPO NATIVIDADE

A área do Grupo Natividade destaca-se, nitidamente, da área do embasamento, não só sob o ponto de vista topográfico, como também pelas suas formas de dobramento.

O limite sul de suas exposições é formado por cristas quartzíticas isoladas, enquanto que a sua maior área de afloramento, e também a mais preservada da erosão, é constituída por um conjunto de litologias complexamente dobradas e falhadas, que formam um relevo serrano de topo relativamente plano, e com estruturas do tipo "hogback", no nariz das dobras.

Suas formas de relevo e a intensidade de seus dobramentos e falhas são de uma expressão notável nos canais 5 e 7 das imagens do LANDSAT-1 (Fig. III.1). Dois amplos dobramentos (um sinclinal e um anticlinal), que praticamente condicionam a disposição das unidades deste grupo, são definidos pelo controle que exercem sobre a drenagem. As fraturas e falhas são, também, evidenciadas pelo controle da drenagem

e por alinhamentos de cristas quartzíticas.

Nem a tonalidade e nem a textura fotográfica, foram elementos importantes na caracterização do Grupo Natividade.

Igual nível de informação, foi obtido com as fotografias em branco e preto do SKYLAB, de banda espectral equivalente ao canal 5 do LANDSAT-1. As fotografias equivalentes ao canal 6, não fornecem um realce fotográfico a esta unidade.

3.5.2.4 - GRUPO SANTO ONOFRE: FORMAÇÃO SÃO MARCOS

A área da Formação São Marcos é representada, em sua maior parte, pelas longas serras quartzíticas do Estreito e do Boqueirão, que se destacam da planície formada pelos sedimentos da cobertura detrítica terciária-quaternária.

Na maior parte destas serras o topo é aplainado, não evidenciando muitos traços de fraturas. Entretanto, na parte norte da Serra do Estreito, observa-se uma sucessão de cristas paralelas e, na sua encosta oeste encaixam-se pequenos rios, provavelmente, em direções de fratura.

Ambas as serras constituem formas de relevo bem destacadas, tanto nas imagens do LANDSAT-1 (Fig. III.2), como nos mosaicos de radar.

Restos de exposições da Formação São Marcos, são encontrados na região entre as duas serras. Quando constituem cristas quartzíticas remanescentes, são bem visíveis nos mosaicos de radar. Quando prevalecem rochas xistosas, sem um relevo expressivo, só podem ser observadas no canal 5

das imagens do LANDSAT-1, tanto por sua tonalidade cinza média – contrastante com o tom cinza claro do embasamento e cinza escuro da Formação Serra da Tabatinga – como por sua textura fotográfica levemente ãspera.

3.5.2.5 - GRUPO CHAPADA DIAMANTINA

O Grupo Chapada Diamantina apresenta um relevo de aspecto montanhoso e intensamente fraturado, e suas formações foram individualizadas pelo diferente modelo de seus relevos, condicionados pela litologia e estruturas geológicas. No seu relevo há um predomínio de cristas quartzíticas que seguem a orientação tectônica dos eixos das dobras.

A drenagem, controlada pela estrutura geológica, é em grande parte encaixada em falhas e fraturas, resultando num padrão sub-retangular.

3.5.2.5.1 - FORMAÇÃO TOMBADOR

A Formação Tombador engloba duas pequenas e contíguas serras quartzíticas, e é a unidade geológica de menor representatividade areal do Grupo Chapada Diamantina. Essa formação compreende o núcleo exposto da extremidade sul da anticlinal de Gentio do Ouro. Devido a sua maior resistência a erosão, foi suficientemente capaz de manter o relevo mais elevado em relação a Formação Ipuíara, que a circunda e lhe é estratigraficamente superior.

O alto contraste de tonalidade observado no canal 5 das imagens do LANDSAT-1 (Fig. III.3), entre as formações Tombador (cinza média) e Ipuíara (cinza clara), é um elemento de reconhecimento tão importante quanto a sua forma de relevo.



(ver convenção no Mapa Geológico-Apêndice A).

Nas fotografias colorida normal e infravermelha falsa cor do SKYLAB, o forte contraste de cores entre essas duas formações é superior ao contraste tonal das imagens do LANDSAT-1, mas essas fotografias são inferiores no realce do relevo.

3.5.2.5.2 - FORMAÇÃO IPUPIARA

Uma maior erosão do relevo da Chapada Diamantina, processou-se na área de ocorrência da Formação Ipuipara, situando-a, topograficamente, nas cotas mais baixas. Sua forma de relevo é, conseqüentemente, pouco realçada, sem a presença de cristas quartzíticas.

A quase total ausência de vegetação em sua área, é o fator condicionante de sua tonalidade cinza clara no canal 5 das imagens do LANDSAT-1 (Fig. III.3), que contrasta com as tonalidades mais escuras das demais formações do Grupo Chapada Diamantina. Esse contraste de tonalidade, torna mais notável os escarpamentos das Formações Tombador e Caboclo, que delimitam a área de exposição da Formação Ipuipara.

3.5.2.5.3 - FORMAÇÃO CABOCLO

A Formação Caboclo, esposta em larga área na região central da anticlinal de Gentio do Ouro, apresenta um relevo fortemente ondulado, que determina uma textura fotográfica extremamente grosseira. Essa textura é o principal elemento de reconhecimento, tanto nas imagens do LANDSAT-1 (Fig. III.3), como nas fotografias do SKYLAB.

A tonalidade, que nesta unidade varia de um cinza médio a um cinza escuro, no canal 5 das imagens do

LANDSAT-1, não foi um elemento útil para a individualização da Formação Caboclo. Ao contrário, nas fotografias coloridas do SKYLAB, esta unidade apresenta uma cor uniforme que contrasta com as cores das formações Ipupiara e Morro do Chapéu.

O contato superior da Formação Caboclo foi melhor demarcado, no canal 7 das imagens do LANDSAT-1, pelo limite das escarpas quartzíticas dissecadas da Formação Morro do Chapéu.

3.5.2.5.4 - FORMAÇÃO MORRO DO CHAPÉU

Essa unidade forma, simetricamente, as abas da anticlinal de Gentio do Ouro. Seu relevo é constituído por um conjunto de cristas quartzíticas. Um forte diaclasamento orienta a dissecação de suas camadas, propiciando o aparecimento de vales erosivos profundos, mais comumente transversais à direção geral da anticlinal. Este é o aspecto característico e inconfundível para o reconhecimento fotogeológico desta unidade, que aparece com maior realce no canal 7 das imagens do LANDSAT-1 (Fig. III.3).

No canal 5, o tom cinza escuro desta formação é o mais forte dentre todas as unidades do Grupo Chapada Diamantina.

Nas fotografias do SKYLAB, tanto a infravermelha falsa cor como a colorida normal, a cor é o elemento de reconhecimento que melhor caracteriza esta unidade.

3.5.2.5.5 - FORMAÇÃO LENÇÓIS

A Formação Lençóis, exposta apenas na parte oriental da Chapada Diamantina, é a unidade fotogeológica mais

distinta deste grupo. Isto deve-se a quase ausência de fraturamento nas suas camadas, em contraposição ao forte diaclassesamento das formações inferiores. Isto resulta em uma textura fotográfica lisa e homogênea, em toda a sua área de exposição.

As intercalações de camadas mergulhantes siltico-argilosas e quartzítico-areníticas, propiciaram a formação de "hogbacks", voltados para o interior da Chapada Diamantina.

No canal 5 das imagens do LANDSAT-1, a tonalidade fotográfica situa-se entre a cinza escura e a cinza média, e no canal 7 o tom de cinza mais escuro em relação as outras formações, pode indicar um teor mais alto de umidade de suas camadas (Fig. III.3). Este último canal permite um maior detalhe no traçado dos limites desta unidade.

3.5.2.6 - GRUPO RIO PRETO

A maior parte das exposições do Grupo Rio Preto estão situadas próximas às escarpas areníticas da Formação Urucuia, numa região bastante erodida, com relevo suavemente ondulado e onde se percebe a presença de pequenas cristas quartzíticas remanescentes, paralelamente alinhadas na direção N 40° - 50° E.

A continuação de suas exposições para nordeste, bordejando a Serra da Tabatinga, acentua mais esta direção, devido a associação destas cristas com planos de acum_{en}tamento.

Essas feições lineares paralelas dão origem a uma textura fotográfica fibrosa e suavemente contorcida, mu_{it}o bem representada nos mosaicos de radar. Tanto nestes mosai

cos como nas imagens do LANDSAT-1 (Fig. III.2), a textura constitui o único elemento de reconhecimento que diferencia este grupo das unidades adjacentes.

A tonalidade fotográfica é variável nesta unidade, o que tornou o seu uso impraticável. Essa variação tonal do Grupo Rio Preto é consequência de uma cobertura descontinua de sedimentos residuais, originada, principalmente, da erosão de suas próprias camadas.

Na área próxima às escarpas do Cretáceo Uruçuia, a drenagem tributária acompanha a direção das camadas e esboça, no geral, um padrão de drenagem subdendríptico.

3.5.2.7 - GRUPO SALGUEIRO

Não são perceptíveis, nas imagens do LANDSAT-1 e nos mosaicos de radar, diferenças de relevo entre o Grupo Salgueiro e as áreas próximas do Pré-Cambriano Indiviso. Ambos compõem um relevo suavemente ondulado.

Dois elementos de reconhecimento fotogeológico definem, no canal 5 das imagens do LANDSAT-1, os limites deste grupo em relação às áreas do Pré-Cambriano Indiviso: a marcante diferença textural entre essas duas unidades, e o contraste de tonalidade, cinza média e de distribuição mais uniforme no Grupo Salgueiro, em relação a alternância de tons claros e escuros no Pré-Cambriano Indiviso.

Nos mosaicos de radar, a única diferença observável entre essas duas unidades não pode ser considerada como um critério de diferenciação fotogeológica. Essa diferença consiste na ausência de cultivo do solo na área do Grupo Salgueiro, enquanto que na área do Pré-Cambriano Indiviso ele é realizado de forma intensa.

Os rios de maiores dimensões, rio Piauĩ e seus afluentes, sofrem mudanças abruptas de curso, comuns ao mo delo angular. Os pequenos tributários de cada um desses rios, tem uma textura de drenagem fina e constituem um padrão se melhante ao dendrítico.

Os vários corpos graníticos presentes no Grupo Salgueiro, não chegam a representar feições de destaque no relevo. O único corpo representativo nas imagens do LAND SAT-1 e mosaicos de radar, situa-se na confluência do riacho das Lajes com o rio Piauĩ. Os corpos graníticos de menores dimensões foram inferidos com base em trabalhos anteriores e reconhecidos, no canal 5 das imagens do LANDSAT-1, como pequenos pontos de tonalidades mais escuras.

A área de ocorrência de calcário, a nordeste de São Raimundo Nonato (PI), é mapeável tanto nas imagens do LANDSAT-1 como nos mosaicos de radar, com base na sua forma de pequenos morros discordantes do relevo siativamente ondulado desta região.

3.5.2.8 - GRUPO BAMBUÍ

O Grupo Bambuí ocorre em várias áreas de afloramento dentro da Folha Rio São Francisco, situadas na parte oriental da Chapada Diamantina, a oeste da Serra do Boqueirão, na região de Riachão das Neves (BA) e ao sul de Dianópolis (GO). Essas áreas de afloramento constituem unidades fotogeológicas com aspectos distintos, em dependência, principalmente, do tipo litológico predominante (calcário ou ardósia) em cada região. Sem exceção, elas são identificadas com maior facilidade no canal 5 das imagens do LAND SAT-1.

A área de exposição do Grupo Bambuí, na Bacia

Salitre-Jacarê, a leste da Chapada Diamantina é, em termos fotogeológicos, a mais expressiva. A facilidade com que se reconhece essa área de predominância de calcários, em todos os canais do LANDSAT-1, deve-se a diversos elementos de reconhecimento característicos para esta área.

O relevo suavemente ondulado desta unidade contrasta com o aspecto montanhoso das formações do Grupo Chapada Diamantina.

A variação de tonalidade observada, principalmente, no canal 5 das imagens do LANDSAT-1 (Fig. III.3), entre o Grupo Bambuí — de tom cinza claro — e as unidades vizinhas — de tons cinza médio a cinza escuro — é um dos principais elementos de reconhecimento para a sua interpretação. Uma textura mosqueada é, também, um elemento de reconhecimento importante na delimitação deste grupo. A tonalidade e a textura são resultantes, em parte, de um intenso uso do sol nesta região.

A cobertura de radar abrange uma pequena parte dessa exposição do Grupo Bambuí, e mostra uma expressão fotogeológica semelhante a das imagens LANDSAT-1, mas com um maior realce da textura fotográfica.

Na região oeste da Serra do Boqueirão, às margens do rio Preto, as exposições do Grupo Bambuí estão limitadas a presença de dolinas em áreas de cobertura terciária-quaternária. O reconhecimento dessas dolinas, feito unicamente no canal 5 das imagens do LANDSAT-1, foi baseado em suas formas circulares e tonalidades claras, que contrastam com os tons mais escuros da cobertura terciária-quaternária.

Mais ao sul, junto ao paralelo 12, os afloramentos do Bambuí formam escarpas com o topo encoberto pelos

sedimentos da Formação Urucuia. Nas imagens do LANDSAT-1, canais 5 e 7, essas escarpas apresentam-se bastante dissecadas, dando a aparência de relevos cársticos.

As exposições do Bambuí, na região de Caripará (BA), foram de fácil delimitação, devido a sua distribuição ao longo dos vales dos rios que dissecaram a borda da Formação Urucuia. Os limites de suas exposições ficam, assim, definidos pelos escarpamentos dos sedimentos da Formação Urucuia.

O reconhecimento fotogeológico desta área, feito no canal 5 das imagens do LANDSAT-1, foi baseado, principalmente, na sua textura fotográfica de aspecto foliado, em prestado pela ocorrência de folhelhos e ardósias, que predominam nesta região.

O mesmo aspecto de textura fotográfica foliada, é fornecido pela área de exposição da Formação Paraopeba, junto a escarpa oeste da Formação Urucuia (Fig. III.1). É típico desta região, devido a predominância de ardósias sobre calcários, uma textura de drenagem fina e um padrão dendrítico. Esses elementos texturais, fotográfico e de drenagem, diferenciaram esta área das áreas do embasamento e da Formação Urucuia.

A falha de empurrão, que jogou as rochas do embasamento cristalino sobre a Formação Paraopeba, é expressa por uma nítida quebra topográfica entre as duas unidades, e os outros falhamentos são evidenciados por alinhamentos de cristas.

3.5.2.9 - FORMAÇÃO SERRA GRANDE

Esta formação foi fotogeologicamente mapeada,

somente, na margem leste da bacia, não tendo sido identificada na margem oeste, por constituir-se, unicamente, de morros testemunhos, o que não possibilitou a sua interpretação nessa escala de trabalho.

Na margem leste, ao longo de toda a sua extensão, os sedimentos desta unidade, principalmente areníticos, formam uma escarpa de largura variável, que ressalta a diferença de relevo entre esta formação e as rochas metamórficas pré-cambrianas. A decomposição deste escarpamento é causada pelos inúmeros rios desenvolvidos em planos de diáclase e de direção principal perpendicular a estratificação. A forma deste escarpamento, bem mostrada nas imagens do LANDSAT-1 (Fig. III.2), e nos mosaicos de radar, caracteriza a primeira unidade da bacia sedimentar. A tonalidade fotográfica não mostrou ser um elemento de reconhecimento capaz de individualizar esta formação.

O contato entre a Formação Serra Grande e a Formação Pimenteiras, é marcado por uma mudança na forma de relevo, propiciada pela morfologia mais suave e posição topográfica mais elevada da unidade superior.

3.5.2.10 - FORMAÇÃO PIMENTEIRAS

As formações devonianas Pimenteiras, Cabeças e Longã, distribuem-se ao longo de toda a borda da bacia, mas demonstraram comportamentos fotogeológicos diferentes na borda leste e na borda oeste.

A Formação Pimenteiras, na margem leste, forma uma estreita faixa de afloramento, situada na parte superior das escarpas que compõem a Formação Serra Grande. Seu aspecto morfológico é bem mais suave em relação a Formação Serra Grande, com ligeira inclinação do seu relevo para o exterior

da bacia. Sua drenagem, formada pelas nascentes dos rios que drenam a Formação Serra Grande, não apresenta um controle estrutural. Esses aspectos individualizam a Formação Pimenteiras, principalmente, nos mosaicos de radar.

A menor cobertura vegetal das duas primeiras unidades sedimentares da bacia, fornece-lhes, no canal 5 das imagens do LANDSAT-1 (Fig. III.2), uma tonalidade mais clara em relação as unidades superiores.

O contato entre a Formação Pimenteiras e a Formação Cabeças é marcado por um escarpamento abrupto e pela formação de relevo de planalto na unidade superior.

Na margem oeste, a Formação Pimenteiras distribui-se em uma larga faixa de afloramentos, ao longo do rio das Balsas. Seus limites são, distintamente, delineados nos mosaicos de radar, devido aos seus aspectos de textura fotográfica, de forma de relevo e de padrão e textura de drenagem, que contrastam com os elementos fotogeológicos da Formação Cabeças. Uma pequena variação topográfica é, ainda, observada entre essas duas unidades.

O seu relevo é suavemente ondulado, mostrando nos mosaicos de radar, uma textura fotográfica lisa e um padrão de drenagem dendrítico, com textura grosseira.

O contraste entre os elementos de reconhecimento destas duas formações, observado nos mosaicos de radar, não é notável nas imagens do LANDSAT-1 (Fig. III.4), embora se possa distinguir uma leve diferença tonal entre elas. A Formação Pimenteiras apresenta tons de cinza um pouco mais escuros, o que permitiu traçar o contato entre essas duas unidades, onde não existia cobertura de radar.



W048-301 W047-301 S011-001 W047-301
23NOV72 C S10-07/W047-53 N S10-08/W047-47 MSS 7 R SUN EL57 RZ112 188-1712-A-1-N-D-IL NASA ERTS E-1123-12474-7 83

FIGURA III - 4 - Overlay de interpretação de imagem do LANDSAT-1 (1:1000 000)
(ver convenção no Mapa Geológico - Apêndice A).

3.5.2.11 - FORMAÇÃO CABEÇAS

A Formação Cabeças, na margem leste, é a uni
dade da bacia que apresentou as maiores dificuldades na sua
individualização. A maior dificuldade encontrada foi deter
minar o seu contato superior com a Formação Longã, principa
mente acima do paralelo 9, devido as idênticas condições su
perficiais das duas unidades, o que produziu nas imagens do
LANDSAT-1 e nos mosaicos de radar, elementos de reconhecimen
to fotogeológico semelhantes. Este fato é agravado pela fal
ta de variação do relevo no extenso planalto que engloba am
bas as formações. Devido a impraticabilidade do uso de qual
quer tipo de imagem, para se traçar os contatos entre essas
duas formações nesta região, teve-se que recorrer a dados de
perfis realizados no campo, e a consultas a mapas e relatô
rios publicados.

Abaixo do paralelo 9, esse contato é reconhe
cido no canal 5 das imagens do LANDSAT-1, pelo contraste to
nal entre a Formação Cabeças (cinza escura) e a Formação Lon
gã (cinza clara), além de uma forte quebra de relevo, clara
mente evidenciada no canal 7 das imagens do LANDSAT-1 (Fig.
III.5) e nos mosaicos de radar.

Na borda oeste, mais particularmente nos mo
saicos de radar, a sua textura de drenagem fina, num padrão
subdendrítico, e sua textura fotográfica áspera, tornam es
ta unidade bastante distinta das formações adjacentes.

No canal 5 das imagens do LANDSAT-1 (Fig. III.4),
a sua distinção foi mais difícil, pois o grau de contraste
da tonalidade, entre as formações Cabeças e Longã, não é per
feitamente perceptível. Na parte sul de sua área de ocorrência
(Fig. III.4), observou-se uma faixa contínua com tonalidades
claras, e a sua semelhança fotogeológica com a Formação Uru

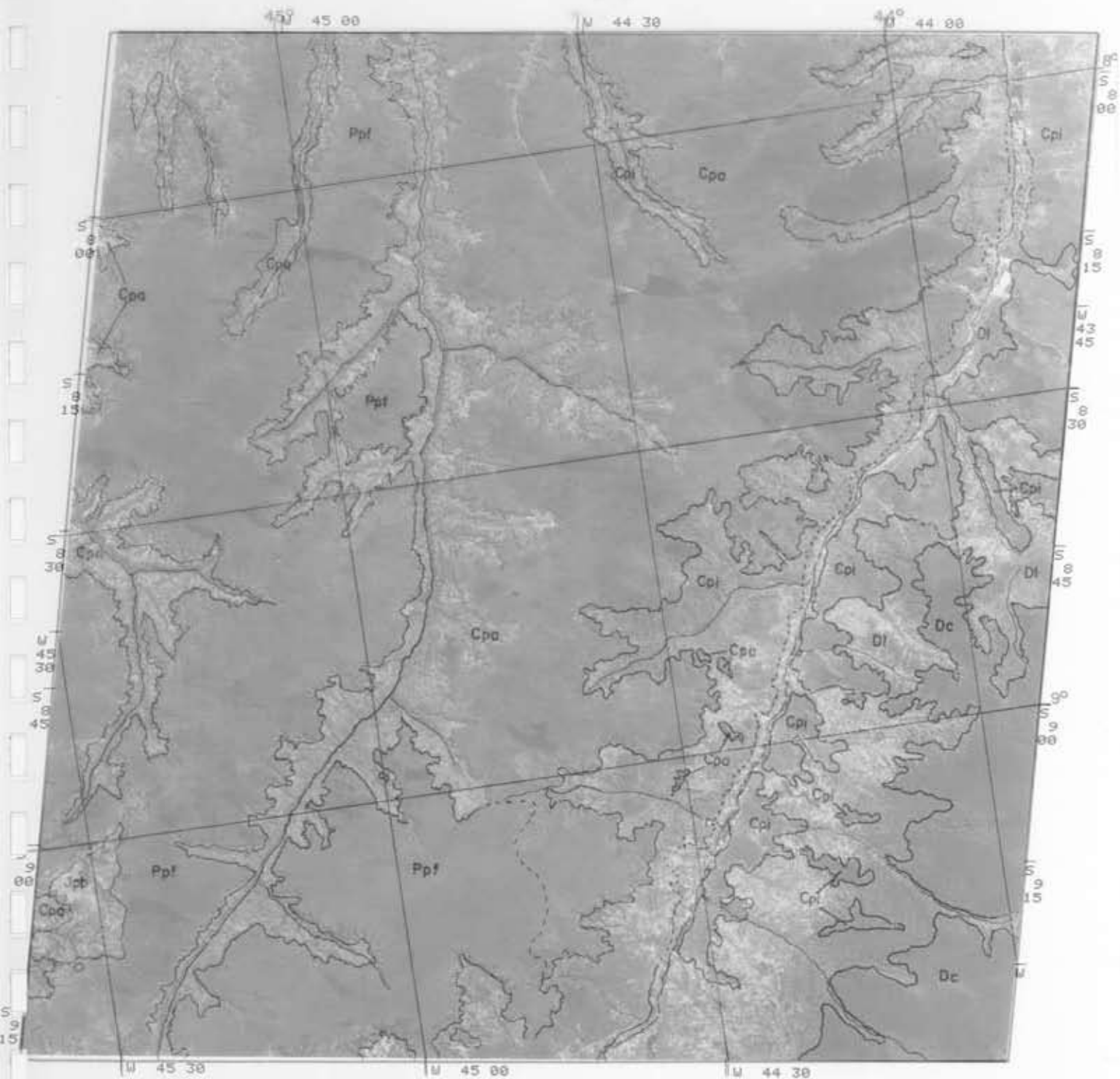


FIGURA III-5 - Overlay de interpretação de imagem do LANDSAT-1 (1:1000 000)
 (ver convenção no Mapa Geológico-Apêndice A)

02AQ076 ORB 178 PT 18 C: S08-38/W044-39 MSS 5 SOL1 EL34 A2061 B 189 LC 28509 INPE/LANDSAT 176215-114615-5
 N: S08-40/W044-34 R01 H =BRASIL= 19JAN77 CENA 007

cua, levou a suposição da presença de camadas superficiais areníticas bem expostas nesta área.

3.5.2.12 - FORMAÇÃO LONGÃ

Na borda oeste, o contato inferior e o contato superior da Formação Longã foram bem definidos, respectivamente, nos mosaicos de radar e nas imagens do LANDSAT-1.

Nos mosaicos de radar, a textura fotográfica lisa da Formação Longã, contrastante com a textura áspera da Formação Cabeças, determinou o seu contato inferior. Por outro lado, o seu contato superior com a Formação Poti, foi definido por uma diferença de relevo, realçada no canal 5 das imagens do LANDSAT-1 (Fig. III.4), por uma variação tonal entre a Formação Longã (cinza média) e a Formação Poti (cinza clara).

Seu padrão de drenagem, como é comum às formações da borda oeste é subcêntrico, entretanto, a sua menor densidade de drenagem diferencia-a, visivelmente, das unidades adjacentes.

Na borda leste, acima do paralelo 9, a Formação Longã apresentou, pelos mesmos motivos expostos para a Formação Cabeças, dificuldades no reconhecimento do seu contato superior. Da mesma forma, este contato só pôde ser inferido com dados de campo e consultas a bibliografia. Somente abaixo do paralelo 9 foi possível reconhecer a área de exposição da Formação Longã, baseando-se, principalmente, na sua textura de drenagem extremamente fina, melhor evidenciada nos mosaicos de radar. O seu contraste fotogeológico com as ocorrências esparsas da Formação Poti, à margem direita do rio Gurgueia, foi determinado pela sua tonalidade mais escura em relação a esta unidade, no canal 5 das imagens do

LANDSAT-1 (Fig. III.5). A esta diferença tonal associam-se algumas diferenças de relevo. Verificações de campo foram necessárias para estabelecer o seu contato com a Formação Poti, na margem esquerda do rio Gurguêia.

As fotografias do SKYLAB, colorida normal e infravermelha falsa cor, mostraram-se pobres em realce fotográfico, não apresentando variações de cores ou contrastes texturais e topográficos que permitissem delimitar a Formação Longã. Mais úteis foram as fotografias em preto e branco, que possibilitaram interpretações com resultados semelhantes aos das imagens do LANDSAT-1.

3.5.2.13 - FORMAÇÃO POTI

Na borda oeste da bacia, a Formação Poti possui, nos mosaicos de radar, uma grande semelhança fotogeológica com a Formação Piauí, o que não permitiu a sua individualização nestes mosaicos. Alegando essa semelhança fotogeológica, Nunes et al. (1973), interpretando os mosaicos de radar desta área, reuniram as duas unidades carboníferas, Poti e Piauí, sob a designação de Formação Piauí.

Nas imagens do LANDSAT-1 é, também, difícil diferenciar as duas unidades carboníferas, baseando-se, unicamente, na fotointerpretação. Entretanto, tomando-se como base mapeamentos anteriores que, sistematicamente, vem comprovando a individualidade dessas formações, foi possível estabelecer um contato geológico entre essas unidades. Este mesmo recurso revelou-se impraticável nos mosaicos de radar. A inferência deste contato, nas imagens do canal 5 (Fig. III.4), foi obtida com base no seguinte critério: a presença, nesta área, de uma estreita e contínua faixa de tonalidade fotográfica mais clara, que coincide com o contato es

tabelecido por mapeamentos anteriores, para as formações carboníferas.

Os inúmeros falhamentos (normais segundo a literatura geológica) que se situam, principalmente, na Formação Poti, são bem evidenciados, no canal 5 das imagens do LANDSAT-1, pelo controle que exercem sobre a drenagem.

Por outro lado, na região centro-leste da bacia, o contato entre essas formações carboníferas foi demarcado, facilmente, pelos escarpamentos abruptos da Formação Piauí, que acompanham o vale do rio Gurguêia. Essa diferença de relevo topográfico, é uma feição que, por si só, define este contato, tanto nas imagens do LANDSAT-1 (canais 5, 6 e 7) (Fig. III.5), como nos mosaicos de radar e nas fotografias do SKYLAB.

3.5.2.14 - FORMAÇÃO PIAUÍ

Os limites da Formação Piauí, em relação a unidade superior Pedra de Fogo, estão mal definidos, unicamente, na região ao norte da Serra do Uruçuí. Neste local, a forma de relevo tabular condicionada a uma superfície de pediplanização, obscurece qualquer diferença topográfica no relevo, ou diferenças tonais e texturais, que possibilitam a separação destas duas unidades, na escala de trabalho utilizada (Fig. III.5). Mapeamentos geológicos anteriores indicaram a existência deste contato, e os dados de campo obtidos neste trabalho, vieram comprovar a sua veracidade.

Ao contrário, na extremidade sul desta serra, uma nítida quebra do relevo topográfico marca o limite entre essa formação e a unidade superior. Já na região central da bacia, as suas exposições ocupam o fundo dos vales dos

principais rios, os quais esculpíram proeminentes escarpamentos na Formação Pedra de Fogo. Essas escarpas, que fazem o contato entre a unidade carbonífera e a permiana, em quase toda a área da bacia, são nítidas nos mosaicos de radar e nas imagens do LANDSAT-1 (Fig. III.6). Estas escarpas estão, ainda, mais salientes nas imagens do canal 5, devido ao contraste entre os tons de cinza escuros da Formação Pedra de Fogo, com os tons cinza claros da Formação Piauí.

A mais nítida estrutura circular da Folha Rio São Francisco, a Serra da Cangalha, foi facilmente identificada, tanto nos mosaicos de radar como nas imagens do LANDSAT-1, e é caracterizada por um típico padrão de drenagem anular e uma morfologia de anéis concêntricos, com a parte periférica constituída por sedimentos da Formação Piauí e a mais elevada por sedimentos da Formação Poti.

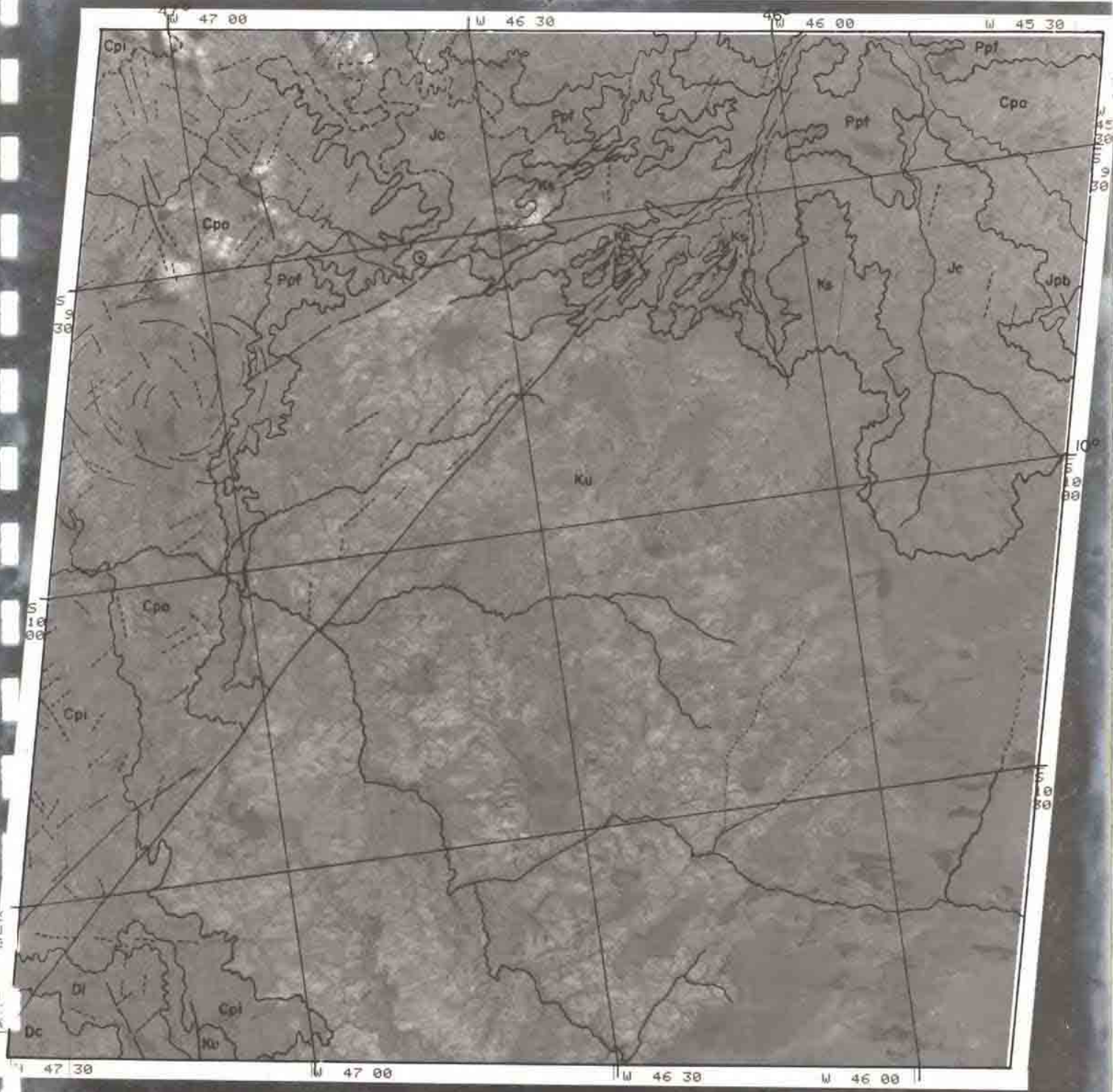
3.5.2.15 - FORMAÇÃO PEDRA DE FOGO

Esta formação caracteriza-se pela uniformidade de seu relevo tabular (mesetas), que ocupam as cotas mais altas da região central da bacia. Em toda a sua extensão de afloramento, ela apresenta uma homogeneidade dos seus aspectos fotogeológicos. Exceção é feita, as suas exposições junto às formações Urucuia e Corda, onde a sua forma de relevo tabular está descaracterizada (Fig. III.7). As pequenas variações topográficas entre estas unidades, nesta área, foram melhor identificadas nos mosaicos de radar.

Analisando os mosaicos de radar, observou-se que esta unidade apresenta, na região central e na bordales te da bacia (Fig. III.5), aspectos fotogeológicos semelhantes à Formação Cabeças e parte da Formação Piauí, principalmente pela igualdade de suas formas de relevo. Não se tevan do em conta as informações contidas na literatura geológica,



FIGURA III-6 - Overlay de interpretação do LANDSAT-1 (1:1000 000)
(ver convenção no Mapa Geológico-Apêndice A).



(ver convenção no Mapa Geológica-Apêndice A).

estas áreas, que possuem relevos homogêneos, poderiam ser interpretadas como uma única unidade fotogeológica. É quase certo, que este fato levou os autores do Projeto RADAM, a estenderem a área de afloramento da Formação Sambaíba (que aflora nas imediações do paralelo 7), para a área da Folha Rio São Francisco. Isto foi devido a semelhança de expressão morfológica, entre as áreas onde ocorre aquela unidade e as áreas das formações Pedra de Fogo, Piauí e Cabeças.

A falha normal de Curimatã, proposta pelos autores do Projeto RADAM, e de certo modo necessária para explicar a forma com que mapearam as unidades desta região central da bacia, não foi, no presente trabalho, reconhecida nos mosaicos de radar e, muito menos nas imagens do LANDSAT-1.

A estrutura circular do Redondão não foi observada em nenhum dos produtos de sensores remotos utilizados, devido ao seu pequeno diâmetro.

3.5.2.16 - FORMAÇÃO PASTOS BONS

A Formação Pastos Bons é a unidade sedimentar de menor expressão areal na Folha Rio São Francisco. Seus limites foram facilmente traçados nas fotografias, colorida normal e preto e branco do SKYLAB e no canal 5 das imagens do LANDSAT-1. Os mosaicos de radar não apresentaram contraste fotográfico suficiente para identificar esta unidade.

Nos produtos em que foi interpretada, esta unidade foi reconhecida, exclusivamente, pela sua tonalidade e/ou cor clara, causada pela ausência de cobertura vegetal. Em termos de tonalidade, a Formação Pastos Bons situa-se nos níveis de cinza mais claros, entre todas as formações da bacia.

3.5.2.17 - FORMAÇÃO CORDA

A Formação Corda, de maneira semelhante a unidade anterior, somente foi identificada no canal 5 das imagens do LANDSAT-1 e nas fotografias do SKYLAB, de banda espectral equivalente. As fotografias coloridas do SKYLAB, mostraram uma variação muito grande de cores para a área desta formação, o que tornou a sua utilização inútil no reconhecimento desta unidade.

As imagens do LANDSAT-1, que caracterizam melhor a Formação Corda (Fig. III.7), apresentam uma tonalidade de cinza média com manchas cinza claras e uma textura de drenagem grosseira, onde os canais dos rios são bem distintos. Os aspectos de sua tonalidade foram, principalmente, os que diferenciaram a Formação Corda das formações adjacentes, Uruçuaia, Pedra de Fogo e Pastos Bons.

A estrutura circular entre as cidades de Correntes e Gilbuês, denominada de Domo da Fazenda dos Macacos, tem aspectos fotográficos semelhantes aos do Domo da Serra da Cangalha.

3.5.2.18 - FORMAÇÃO SARDINHA

Os basaltos que constituem a Formação Sardinha têm as suas áreas de exposições representadas, no canal 5 das imagens do LANDSAT-1, por uma tonalidade cinza e uma textura de aspecto recortado (Fig. III.7). Nos mosaicos de radar, onde esta unidade está melhor expressa, é nítida a superposição dos derrames de basalto sobre o relevo plano da Formação Corda. Os basaltos formam pequenas elevações, algumas isoladas, com o topo aplainado e, caracteristicamente, o recorte de suas bordas pela drenagem original em escarpas de aspectos distintos daquelas de formações sedimentares.

Os seus limites com o Cretáceo Urucúia foram definidos, no canal 5 das imagens do LANDSAT-1, pelo contraste tonal entre as duas formações.

3.5.2.19 - FORMAÇÃO URUCÚIA

A Formação Urucúia constitui uma das mais expressivas unidades fotogeológicas dentro da Folha Rio São Francisco, não apenas pela sua grande distribuição espacial, mas, principalmente, pelas suas características morfológicas.

A presença de dois proeminentes escarpamentos na borda oeste, formando patamares em níveis topográficos diferentes e com aspectos fotogeológicos distintos, faz supor, inicialmente, que eles constituem duas unidades litoestratigráficas independentes. Entretanto, esses patamares podem representar apenas um recuo erosivo das escarpas. Na falta de dados que pudessem comprovar a existência de duas unidades nessa área, foi aceita a Formação Urucúia como unidade única.

O recuo das escarpas do patamar inferior deixou uma série de testemunhos areníticos, que se estendem até o limite sul da folha. Esse patamar e a sua área de testemunhos apresentam iguais características fotogeológicas nas imagens do LANDSAT-1, que são reconhecidas, principalmente no canal 5, pelas suas tonalidades claras (Figs. III.1 e III.7). O patamar superior, que parece ter resistido a erosão, devido em parte a um capeamento de solos lateríticos, é contrastante com o nível inferior, pela sua tonalidade escura e textura fotográfica lisa.

A cobertura dos mosaicos de radar abrange, somente, uma pequena parte da área setentrional de afloramen

to da Formação Urucuia, exatamente onde as suas características morfológicas não são tão proeminentes. Por esta razão, e pela falta de contraste tonal desses mosaicos, foi difícil visualizar os limites desta formação.

Nesta mesma região, as fotografias do SKYLAB, colorida normal e infravermelho falsa cor, possibilitaram, pelas diferenças de cor, traçar os limites da Formação Urucuia, de forma idêntica a estabelecida com as imagens do LANDSAT-1.

3.5.2.20 - FORMAÇÃO SERRA DA TABATINGA

A Formação Serra da Tabatinga, situada no topo da serra homônima, é caracterizada por um relevo plano e está limitada, em toda a sua extensão, por grupos de rochas pré-cambrianas. A diferença litológica entre a Formação Serra da Tabatinga e as unidades que a limitam, é a causa de seu aspecto fotogeológico particular, principalmente nos mosaicos de radar. Esse aspecto é devido, principalmente, a sua textura lisa e homogênea, que contrasta com as texturas das unidades pré-cambrianas.

No canal 5 das imagens do LANDSAT-1 foi possível delimitar esta formação, com base no contraste de sua tonalidade cinza escura, com as tonalidades mais claras das unidades adjacentes (Fig. III.2).

3.5.2.21 - COBERTURA DETRÍTICA: TERCIÁRIO - QUATERNÁRIO

As áreas da cobertura detrítica terciária-quaternária, foram mais facilmente identificadas nos mosaicos de radar. Essas áreas constituem regiões planas, sem estruturas geológicas, com uma cobertura vegetal escassa e pouca

drenagem. A falta de variações tonais nos mosaicos de radar não dificulta o reconhecimento dessa unidade, pois o seu aspecto fotogeológico mais característico é a sua textura lisa e homogênea. No canal 5 das imagens do LANDSAT-1, caracteriza-se por áreas de tonalidade cinza média, com manchas escuras que refletem as variações dos tipos de solos nesta cobertura (Fig. III.2).

Essas características fotogeológicas da cobertura terciária-quaternária são contrastantes com as demais unidades pré-cambrianas, que apresentam relevos destacados (Grupo Santo Onofre, Grupo Chapada Diamantina, etc.), ou diferentes texturas e tons fotográficos.

3.5.2.22 - FORMAÇÃO CAATINGA

Os calcários Caatinga, na bacia do rio Verde, formados a partir da dissolução de rochas calcárias do Grupo Bambuí, ao contrário destes, não apresentam características fotogeológicas que permitam identificá-los nas imagens do LANDSAT-1 (Fig. III.3) ou nos mosaicos de radar, e, portanto, não foi possível distinguir essa unidade da cobertura detrítica terciária-quaternária. A inferência dos seus limites foi baseada, exclusivamente, em mapeamentos anteriores.

3.5.2.23 - DEPÓSITOS QUATERNÁRIOS

O extenso campo de dunas existentes a leste da Serra do Estreito, constitui uma forma de relevo particular a esta região. As dunas longitudinais, alinhadas na direção NW-SE, formam elevações retilíneas e paralelas, muito bem realçadas nos mosaicos de radar.

Essa morfologia não é perceptível nas imagens do LANDSAT-1, mas o padrão subparalelo da drenagem indica o alinhamento das dunas. Assim, a área total deste campo de dunas pode ser precisamente delimitada, no canal 5 das imagens do LANDSAT-1, por sua tonalidade cinza escura, que difere dos tons mais claros das áreas da cobertura detrítica terciária-quadernária e dos aluviões do rio São Francisco (Fig. III.2). As duas manchas claras, no limite norte do campo de dunas, representam, provavelmente, áreas de dunas em removentação e desprovidas de vegetação (Fig. III.2).

Os depósitos aluviais dos rios Preto, Grande e Gurgueia, foram facilmente reconhecíveis no canal 5 das imagens do LANDSAT-1, devido a contínua presença de uma tonalidade cinza clara ao longo dos vales destes rios. Nos mosaicos de radar, os limites dessas calhas aluviais não são muito evidentes, sendo, em alguns locais, impossível o seu traçado, devido a falta de variação tonal desses mosaicos. Na larga calha aluvial do rio São Francisco, essa tonalidade cinza clara não é persistente, mas uma textura fotográfica mosqueada e, principalmente, um padrão de drenagem anastomótico, definem os limites destes aluviões (Fig. III.3).

3.5.3 - CARACTERÍSTICAS FOTOGEOLÓGICAS DAS ESTRUTURAS

O mapeamento dos elementos estruturais foi obtido através da interpretação das imagens do LANDSAT-1, de radar e fotografias do SKYLAB. Esses produtos, obtidos de grandes altitudes, permitem evidenciar as grandes feições em sua totalidade, as quais poderiam passar despercebidas em trabalhos de campo ou levariam muito tempo para que fossem identificadas por outros meios.

Os principais tipos de estruturas interpreta

das nestes materiais foram, principalmente, falhas, fraturas, direções de xistosidade ou foliação, sendo que os dobramentos apresentaram dificuldades no seu reconhecimento, em razão da escala das imagens.

As características gerais dos elementos estruturais, como aparecem nos produtos interpretados, são descritas a seguir:

FALHAS - As falhas foram as feições estruturais mais facilmente reconhecidas. Elas descrevem alinhamentos retilíneos ou suavemente curvos, com dimensões superiores a dezenas de quilômetros. As falhas são expressas nas imagens por linhas de tonalidade fotográfica escuras e nítidas, podendo estarem representadas, localmente, por segmentos retilíneos de rios ou alinhamentos de vegetação. Esta forma de expressão é mais comum nos terrenos pré-cambrianos arrasados, como aqueles do embasamento cristalino. São observadas com relativa facilidade no canal 5 das imagens do LANDSAT-1, nas fotografias do SKYLAB de banda espectral equivalente ao canal 5 e nos mosaicos de radar, sendo notadas com menor evidência nos canais 6 e 7. Exemplos podem ser observados na Fig. III.1.

Em terrenos com relevo acidentado, as falhas aparecem sob a forma de sulcos (vales) retilíneos e estreitos. Nesta forma, quando então a expressão topográfica assume importância, elas são melhor observadas nos canais 6 e 7 e nos mosaicos de radar, não estando bem realçadas no canal 5 e nas fotografias do SKYLAB, de banda espectral equivalente. Exemplos são mostrados na Fig. III.3. Ocasionalmente, as falhas têm uma expressão topográfica positiva, representada por alinhamentos de cristas, podendo, neste caso, serem observadas com igual facilidade nos canais 5 e 7, e nos demais produ

tos. Como exemplos podemos citar os dois longos falhamentos situados na Serra da Natividade (Fig. III.1). As quebras topográficas bruscas mostraram ser excelentes indícios de falhamentos, pois sempre se fizeram acompanhar por mudanças de tonalidade. A falha de empurrão junto a Formação Paraopeba é um destes exemplos (Fig. III.1).

Comumente, devido a escala das imagens, uma falha maçada não representa uma estrutura individual, mas sim uma zona de falha. Esta observação faz-se necessária quando se pretende efetuar verificações de campo.

Em geral, os falhamentos mapeados na Folha Rio São Francisco não puderam ser classificados com base na fotointerpretação, tendo-se recorrido a literatura geológica para obter a sua classificação. Porém, devido ao realce que as imagens fornecem das falhas nas imagens, os seus traçados foram melhor precisados, em relação aos mapas anteriores, e, seguramente, um maior número de falhas foi identificado.

FRATURAS - As fraturas estão presentes em maior quantidade na borda oeste da Bacia do Parnaíba e na região da Chapada Diamantina. Seus indícios são representados por pequenas anomalias da drenagem dos tributários. Estes rios orientam-se retilinearmente, sendo facilmente reconhecidos, no canal 5, por uma tonalidade fotográfica escura, devida a vegetação que ocorre nas suas margens e salienta a retilinearidade (Fig. III.7). Quando os tributários faziam parte de uma feição linear de maior extensão, interpretou-se esta feição como evidência de falhamento. Entretanto, quando isolados e sem continuidade, os alinhamentos dos tributários foram interpretados como fraturas.

LINEAMENTOS ESTRUTURAIS - Como lineamentos estruturais subentendem-se, principalmente, os traços de xistosidade ou foliação de rochas metamórficas. Examinando-se com detalhe o canal 5 das imagens do LANDSAT-1, pode-se perceber a presença destes lineamentos, como pequenos traços de tonalidade fotográfica escura, que desenvolvem um relativo paralelismo. O lineamento estrutural difere das demais estruturas lineares pela sua menor dimensão e, principalmente, por seu aspecto mais fino, às vezes difícil de ser observado nas imagens, não demonstrando reflexo na drenagem, pelo menos nesta escala de trabalho.

DOBRAS - Os tipos de dobras identificadas limitaram-se a anticlinais e sinclinais, tendo sido a escala dos produtos utilizados, um fator restritivo para a caracterização de outros tipos de dobramentos. Mais fácil do que caracterizar os tipos de dobramento, foi detectar a sua presença. Devido às restrições da escala de mapeamento, poucas dobras foram representadas, sendo que as principais situaram-se na Chapada Diamantina. Os dobramentos desta área foram classificados, associando-se a disposição das unidades estratigráficas com as suas expressões morfológicas (Fig. III.3). Outros dobramentos foram classificados através de consultas a mapas anteriormente publicados.

3.6 - INTERPRETAÇÃO AUTOMÁTICA

A interpretação automática foi realizada no Analisador Multiespectral Image 100, tendo como objetivos a procura de informações adicionais para o mapeamento geológico e a comparação com a interpretação visual obtida.

O Image 100 é o mais moderno sistema de extração de informações de imagens multiespectrais, e permite uma alta velocidade de processamento, flexibilidade de processamento e a interação homem-máquina. As características do sistema Image 100, "hardware" e "software", estão detalhadamente descritas no Image 100 User Manual e, portanto, não serão descritas aqui.

Na realização da Interpretação automática foram usadas as fitas CCT (Computer Compatible Tape) de três cenas selecionadas do LANDSAT-1, cujas características estão descritas na Tabela III.7. A cena 1 foi escolhida por compreender uma área de rochas sedimentares em que houveram dificuldades na interpretação visual. A cena 2 por englobar uma área com um variado conjunto de litologias e estruturas geológicas, e a cena 3 por ser uma área tectonicamente bastante movimentada, na qual as suas unidades geológicas foram bem individualizadas na interpretação visual, e por possuir um grande número de recursos minerais.

TABELA III.7

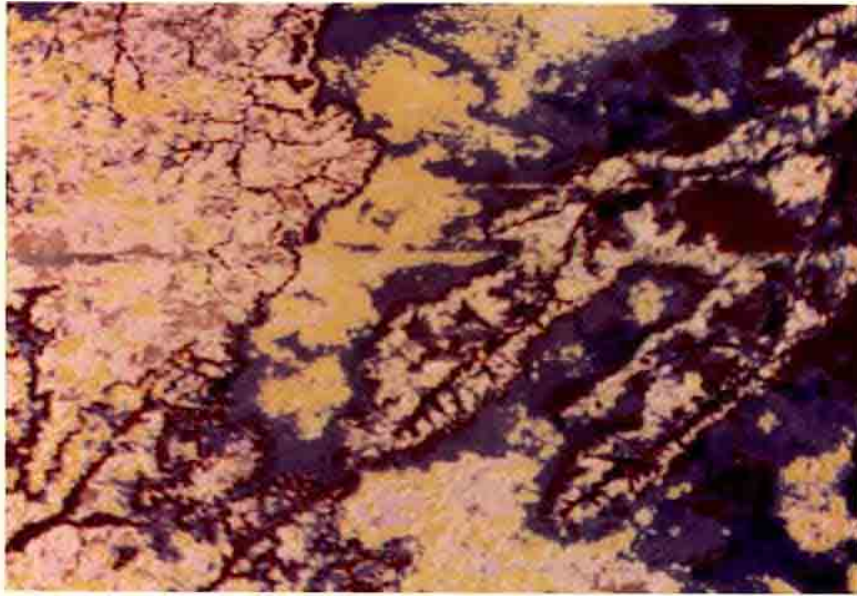
IDENTIFICAÇÃO DAS CENAS ANALISADAS

Nº da Cena	Data de Exposição	Coordenadas de Centro	Número de Identificação	Nº de Órbita	Nº de Ponto
1	15 JUN 75	S 08° 41' / W 44° 39'	175166 - 121321	178	18
2	18 AGO 75	S 11° 34' / W 46° 34'	275230 - 122929	192	20
3	16 AGO 73	S 11° 31' / W 42° 30'	173228 - 122411	150	20

A cena 1 compreende uma área localizada quase na borda sul da Bacia do Parnaíba, sendo drenada pelos rios

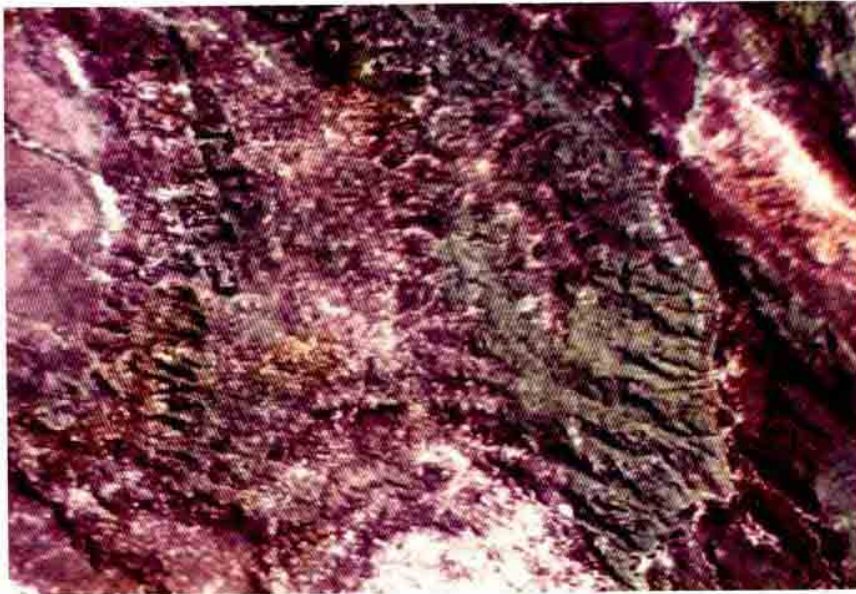
Gurguêia e Uruçuí Preto. Na análise desta cena foram usadas as funções de pré-processamento e os programas de aquisição de assinatura, de classificação e de utilidade. Não se conseguiu obter nenhum resultado satisfatório quanto a delimitação das unidades geológicas, bem como no realce de certas feições geológicas. Este insucesso foi devido a ocorrência de extensa cobertura vegetal natural e praticamente uniforme, que mascara a resposta espectral das unidades litológicas desta área, com exceção dos vales dos rios. Adicionalmente, pode-se explicar esta dificuldade pela característica do Image 100, que baseia a sua análise somente em níveis de cinza, não analisando outros elementos usados na interpretação visual, tais como textura e padrão de drenagem, entre outros.

A cena 2 compreende uma área localizada na porção sudoeste da Folha Rio São Francisco e engloba parte das unidades do Pré-Cambriano Indiviso, do Grupo Natividade, do Grupo Bambuí, da Formação Serra Grande, da Formação Urucua e do Terciário-Quaternário. Nesta área o melhor resultado da análise automática foi o obtido com o programa de utilidade "Gray Level Slicer" sobre uma ampliação que engloba somente a Formação Urucua. Este programa, que é usado para realçar e analisar imagens em branco e preto, mede o valor máximo e mínimo dos níveis de cinza dos "pixels" da cena de interesse e divide a diferença pelo número de "slices" (fatias) ou intervalos, sendo que todos os "pixels" que caem dentro de um intervalo são mostrados numa única cor. Então, a imagem em preto e branco é convertida num mapa colorido, com as sutis variações de níveis de cinza agora enfatizadas por cores contrastantes. A aplicação deste programa, cujo resultado é mostrado na Fotografia III.1, conseguiu separar razoavelmente o nível superior desta formação, de cor azul predominante, dos níveis médio e inferior, de cor amarela predominante.



FOTOGRAFIA III.1 — Escala Aproximada 1:600.000

Na cena 3 foi analisada uma ampliação que compreende a anticlinal de Gentio do Ouro, na Chapada Diamantina, com as seguintes formações: Lençóis, Morro do Chapéu, Caboclo e Ipuíara. Nesta ampliação da cena 3 foram criadas várias combinações em falsa cor para realçar certas feições, sendo que o melhor resultado obtido foi o que transferiu os canais 4, 5 e 7 armazenados na Unidade de Memória de Imagem para os "canhões" azul, vermelho e verde da televisão a cores, respectivamente. Nesta combinação, mostrada na Fotografia III.2, é possível identificar, com razoável precisão, a Formação Lençóis localizada no canto direito da fotografia, com uma cor marron escura e porções esverdeadas, a Formação Morro do Chapéu com uma cor verde e uma grande densidade de estruturas geológicas, a Formação Caboclo numa cor bege e em posição central, e a Formação Ipuíara em branco com pequenas manchas de cor bege, na parte inferior da fotografia.



FOTOGRAFIA III.2 – Escala Aproximada 1:700.000

Numa segunda ampliação para uma escala maior, sobre a anticlinal de Gentio do Ouro, mostrada na Fotografia III.3, foram transferidos os canais 4, 5 e 7 para os "canhões" azul, verde e vermelho, respectivamente. Nesta combinação foi conseguido um realce e detalhe excelentes das estruturas geológicas que cortam, principalmente, a Formação Morro do Chapêu, mostrada em amarelo.



FOTOGRAFIA III.3 – Escala Aproximada 1:250.000

As tentativas de classificação das unidades geológicas para o mapeamento regional, das três cenas analisadas no Image 100, não obtiveram bons resultados, apesar da interação homem-máquina característica do sistema, que permite ao usuário controlar e/ou modificar a análise, baseado no seu conhecimento da imagem. Este resultado pode ser explicado, pelo fato de que este sistema só utiliza os graus de níveis de cinza como base de classificação, enquanto que a interpretação visual usa, além da tonalidade, a textura, a forma de relevo, o padrão de drenagem e a textura de drenagem. Entretanto, as ampliações, as combinações em falsa cor e os programas de utilidade "Gray Level Slicer" e "Contrast Stretch" conseguiram um bom realce de certas feições geológicas nas imagens, que forneceram informações adicionais e ajudaram a interpretação visual. Concluindo, apesar

das técnicas atuais de interpretação automática, ainda não fornecerem resultados comparáveis a interpretação visual, elas têm-se mostrado como uma excelente ajuda para a interpretação visual.

CAPÍTULO IV

CONCLUSÕES

A visão global de uma área a ser estudada é um fator importante para uma melhor compreensão das suas grandes unidades geológicas, e é o procedimento inicial adequado para, em um tempo mais rápido e a custos baixos, chegar ao objetivo de um mapeamento geológico: a pesquisa de recursos minerais. Neste sentido, a aplicação de sensoriamento remoto, que procuramos exemplificar com os resultados obtidos na Folha Rio São Francisco, mostrou ser um excelente instrumento para o mapeamento geológico regional.

As várias unidades fotogeológicas individualizadas, suas relações estratigráficas e seus elementos estruturais apresentaram, além de informações adicionais, uma grande concordância com vários trabalhos referenciados na literatura geológica. Porém, as unidades geológicas, como apresentadas no mapa final, são foram definidas com a interpretação de vários produtos de diferentes sensores remotos. Algumas destas unidades foram identificadas e delimitadas em um único produto de um determinado sensor, sendo que os outros não mostraram capacidade para diferenciá-las. Tais exemplos mostram que o uso, para um mesmo fim, de um conjunto de produtos de vários tipos de sensores remotos, permite uma maior confiabilidade nos resultados.

As diferentes situações geológicas da área estudada, implicaram numa maior ou menor aplicabilidade de um determinado sensor. Com referência a aplicabilidade dos seguintes sensores conclui-se:

IMAGEADOR MULTIESPECTRAL (MULTIESPECTRAL SCANNER-MSS) -

As imagens multiespectrais do LANDSAT-1 apresentaram vantagens na fotointerpretação em relação aos demais produtos, devido as possibilidades de comparação do comportamento de um alvo sob diferentes faixas do espectro eletromagnético e, principalmente, pelo seu grande número de níveis de cinza. O grande número de níveis de cinza tornou a tonalidade, um elemento fotogeológico muito útil na diferenciação das unidades geológicas, ou mesmo litológicas, e no traçado das estruturas lineares.

As imagens na escala 1:500.000 foram as ideais para a fotointerpretação, sendo comparáveis, na sua utilidade, aos mosaicos de radar na escala 1:250.000.

Ampliações para escalas de detalhe, composições coloridas com realce de certas feições e todo o potencial que oferece o analisador automático Image 100, através da análise das fitas magnéticas das imagens do LANDSAT-1, foram de grande valor na fotointerpretação.

RADAR DE VISADA LATERAL - Os mosaicos de radar apresentaram uma grande utilidade, com maiores detalhes e facilidades no traçado dos contatos geológicos entre as unidades com diferentes expressões de relevo. Porém, quando o terreno não possui variações morfológicas, os mosaicos apresentam uma falta de contraste tonal e pouca expressão da drenagem, que constituem dificuldades na fotointerpretação deste material. Ainda, a montagem dos "strips" para compor os mosaicos na escala 1:250.000, geram problemas para o fotointérprete, pois quando da passagem de um "strip" para outro ou nas suas junções, podem ocorrer variações fotográficas que fazem perder a continuidade dos elementos fotogeológicos de uma determinada feição ou unidade geológica.

Os mosaicos reduzidos para a escala 1:1.000.000, são produtos de qualidade fotográfica inferior aos dos outros sensores em igual escala.

CÂMERA FOTOGRÁFICA MULTIESPECTRAL (S 190 A) - As fotografias multiespectrais em preto e branco do SKYLAB demonstraram um nível de qualidade semelhante ao das imagens do LANDSAT-1. As fotografias colorida normal e infravermelha falsa cor teriam sido um excelente material para a fotointerpreta o, como mostraram em alguns exemplos, mas a frequente cobertura de nuvens que elas continham, impediram um maior e melhor uso destas fotografias.

As características superficiais do terreno, registradas nestes sensores remotos, nem sempre conseguiram expressar as varia es das características geológicas e, portanto, foi necessário realizar um trabalho de campo para complementar e confirmar os resultados da fotointerpreta o.

Talvez, o mais importante n  seja concluir acerca da atua o e potencialidade de cada sensor individualmente, mas sim o m todo de trabalho que possibilitou uma avalia o das concordâncias e discordâncias apresentadas pela fotointerpreta o, com rela o aos trabalhos prévios realizados por outros métodos. Foi também importante a tentativa de fornecer solu es às divergências existentes sobre a geologia da área, que foram geradas, nos últimos anos, pelos mapeamentos realizados pela PETROBRÁS, RADAM e DNPM.

A partir dos resultados obtidos notou-se, para a área da Bacia do Parnaíba, uma grande semelhança, na distribui o espacial das unidades geológicas, com o mapa realizado pela PETROBRÁS. O mesmo n  aconteceu em rela o

aos mapas do Projeto RADAM e do DNPM, onde ocorriam discor
dâncias em relação a distribuição espacial das unidades geo
lógicas, ao mapeamento estrutural e a estratigrafia adotada.

Para a área pré-cambriana, algumas modifica
ções e novas considerações foram feitas no mapeamento da Fo
lha Rio São Francisco, principalmente em relação aos traba
lhos anteriores na mesma escala. As principais modificações
realizadas foram:

- Extensão da Formação São Marcos, definida na área ao sul da Folha Rio São Francisco, para as serras do Es
treito e do Boqueirão;
- Individualização do Grupo Rio Preto, incluído nos tra
balhos anteriores em outros grupos (Santo Onofre, I
tacolomi, Pré-Cambriano Indiviso, etc.);
- Reconsideração sobre a existência de dois membros na Formação Ipujiara, de Schobbenhaus e Teixeira Kaul (1971). Considerou-se sob a designação de Formação Ipujiara, unicamente, o membro inferior.

No aspecto estrutural, os sensores remotos pro
piciaram o mapeamento de um grande número de estruturas geo
lógicas, algumas até então desconhecidas, possibilitando, de
vido a pequena escala desses produtos, uma boa compreensão das unidades tectônicas. Contudo, nem sempre foi possível classificar o tipo de estrutura geológica, principalmente as lineares.

A partir do mapeamento estrutural obtido, foi possível através da correlação dessas estruturas com as ocor
rências minerais, inferir-se sobre a existência de três áreas, possivelmente, mineralizadas em talco, diamante e manganês.

A interpretação automática realizada no Analisador Multiespectral Image 100 sobre três cenas selecionadas, mostraram que as ampliações, as combinações em falsa cor e os programas de utilidade "Gray Level Slicer" e "Contrast Stretch", obtêm um bom realce de certas feições geológicas e complementam a interpretação visual.

De uma maneira geral, o presente trabalho apresentou bons resultados quando comparado aos mapeamentos que utilizaram outras metodologias de trabalho. Essa comparação está baseada na metodologia adotada, que permitiu um mapeamento efetivo a um baixo custo por km² de área mapeada (aproximadamente US\$ 0.20), em um tempo compatível com a extensão da Folha Rio São Francisco e com a escala de trabalho.

AGRADECIMENTOS

Os autores agradecem às seguintes pessoas e entidades, que pela orientação e colaboração prestadas no decorrer das diferentes etapas deste trabalho, contribuíram para a sua conclusão.

- Ao Dr. Gilberto Amaral pelas sugestões e orientação, fornecidas durante todo o desenvolvimento do trabalho.
- Aos colegas Chan Chiang Liu e Paulo Veneziani, pela colaboração prestada na fase de fotointerpretação preliminar, quando este trabalho fazia parte de um projeto definido em 1974 e denominado Projeto Estrutura.
- Ao Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo, ao Instituto de Geociências da Universidade de Brasília e ao Departamento Nacional da Produção Mineral (6º Distrito - Brasília), pelo livre acesso às suas bibliotecas e pelas facilidades fornecidas para a aquisição de relatórios e publicações.

BIBLIOGRAFIA

- AGUIAR, G.A. de. *Bacia do Maranhão: Geologia e possibilidades de petróleo.* Rio de Janeiro, PETROBRÁS/DEPEX, 1969. Relatório 371 [Inédito].
- . Revisão Geológica da Bacia Paleozóica do Maranhão. In: *Congresso Brasileiro de Geologia*, 25, São Paulo, 1971. Anais. São Paulo, Soc. Bras. Geol., 1971. V.3, p. 113 - 122.
- ALBUQUERQUE, O.R.; DEQUECH, V. Contribuição para a geologia do meio-norte, especialmente Piauí e Maranhão. In: *Congresso Panamericano de Engenharia de Minas e Geologia*, 2, Petrópolis, 1946. Anais. V. 3, p. 69 - 109.
- ALMEIDA, F.F.M. de. Diferenciação Tectônica da Plataforma Brasileira. In: *Congresso Brasileiro de Geologia*, 23, Salvador, 1969. Anais. São Paulo, Soc. Bras. Geol., 1969. p. 29 - 46.
- . Geochronological Division of the Precambrian of South America. *Revista Brasileira de Geociências*, 1(1): 13 - 21, 1971.
- . *Origem e Evolução da Plataforma Brasileira.* Rio de Janeiro, DNPM/DGM, 1967. (DNPM/DGM Boletim 241).
- ; HASUI, Y.; NEVES, B.B. de B. The Upper Precambrian of South America. *Boletim do Instituto de Geociências*, 1976. V. 7, p. 45 - 80.
- AMARAL, G.; KAWASHITA, K. Determinação da idade do Grupo

Bambuï pelo mētodo Rb/Sr. In: *Congresso Brasileiro de Geologia*, 21, Curitiba, 1967. Anais. São Paulo, Soc. Bras. Geol., 1967. p. 214 - 217.

———; MATTOS, J.T.; ALMEIDA F^o, R.; PEREIRA DA CUNHA, R.; PARADELLA, W.R. Carta Geolōgica ao Milionēsimο da Folha Belo Horizonte com Base na Interpretaçāo de Imagens LAND SAT. In: *Congresso Brasileiro de Geologia*, 29, Belo Horizonte, 1976. Resumo dos Trabalhos.

AMERICAN SOCIETY OF PHOTOGRAMMETRY. *Manual of Remote Sensing*. Falls Church, Virginia, 1975. 2 V.

BARBOSA, O. *Geologia das Folhas Remanso - Sento Sē, Bahia*. Petrōpolis, DNPM/PROSPEC, 1965 b. Relatório Inēdito.

———. *Geologia Econōmica de parte da regiāo do mēdio Sāo Francisco*. Rio de Janeiro, DNPM/DFPM, 1970. (DNPM/DFPM, Boletim 140).

———. *Resumo da Geologia do Estado de Minas Gerais*. Belo Horizonte, Secretaria da Agricultura, Departamento de Serviços Geogrāficos e Geolōgicos, 1934.

———. Sērie Bambuï. In: *Congresso Brasileiro de Geologia*, 19, Rio de Janeiro, 1965 a.

———; BAPTISTA, M.B. *Projeto Leste do Tocantins/Oeste do Rio Sāo Francisco*. Petrōpolis, DNPM/CPRM/PROSPEC, 1971. Relatório de Fotointerpretaçāo Preliminar, Fase II, 37 p.

———; COSTA, L.A.M. da. *Projeto Leste do Tocantins/Oeste do Rio Sāo Francisco*. Petrōpolis, DNPM/CPRM/PROSPEC,

1973. Relatório de Fotointerpretação Preliminar, 2a. Parte, 2 V.

———; BAPTISTA, M.B.; BRAUN, O.P.G.; CARTNER - DYER, R.
Projeto Brasília - Goiás. Rio de Janeiro, DNPM, 1969.

BEURLEN, H. *Geologia da Folha Paratinga - Bahia.* Recife, SUDENE, 1970. (Série Geologia Regional, 12).

BLANKENNAGEL, R.K. Bacia do Maranhão. In: *Report on the eastern margin of Maranhão Basin.* Belém, PETROBRÁS, 1952.

BONHOMME, M.G. Mineralogie des Fractions Fines et Datations Rubidium - Strontium dans le Group Bambuí, MG, Brésil. *Revista Brasileira de Geociências*, 6 (4): 211 - 22, 1976.

BRANCO, J.J.R.; COSTA, M.T. Roteiro para a excursão Belo Horizonte - Brasília. In: *Congresso Brasileiro de Geologia*, 14, Belo Horizonte, 1961. p. 9 - 68. (Inst. Pesq. Radiativas, Publicação 15).

BRANNER, J.C. The Tombador escarpment in the State of Bahia, Brazil. *Amer. Journ. Sc.*, 30: 335 - 343, 1910.

BRAUN, O.G.P. Contribuição a estratigrafia do Grupo Bambuí. In: *Congresso Brasileiro de Geologia*, 22, Belo Horizonte, 1968. Anais. São Paulo, Soc. Bras. Geol., 1968. p. 155 - 166.

BRITO NEVES, B.B. de. Contribuição ao Lêxico Estratigráfico do Leste do Brasil. In: *Simpósio de Geologia do Nordeste*, 4, Recife, 1968.

- . Elementos da Geologia Prê-Cambriana do Nordeste Oriental. In: *Congresso Brasileiro de Geologia*, 27, Aracajú, 1973. Anais. São Paulo, Soc. Bras. Geol., 1973. V. 2, p. 105 - 139.
- . *Geologia das folhas de Upamirim e Morro do Chapéu-Ba.* Recife, SUDENE/CONESP, 1967. (SUDENE/CONESP Relatório 17).
- . Notas preliminares sobre a hidrogeologia do calcário Bambuí. *Água Subterrânea*, 1 (3): 3 - 12, 1965.
- . *Regionalização Geotectônica do Prê-Cambriano Nordeste.* Tese de Doutorado. São Paulo, Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo, 1975.
- BRUNI, M.A.L.; ALMEIDA, J.T. de; BRUNI, E.C. *Carta Geológica do Brasil no Milionésimo: Folha Rio São Francisco.* Brasília, DNPM, 1974.
- CALDASSO, A.L.S.; ENNES, E.R.; GRAZIA, C.A. *Projeto Sudeste do Piauí I.* Recife, DNPM/CPRM, 1973. Relatório Final Integrado.
- ; COSTA, A.C. da; MARANHÃO, C.M.L., LOPES JUNIOR, I.; HORIKAWA, Y. *Projeto Sudeste do Piauí II.* Recife, DNPM/CPRM, 1973. Relatório Final Integrado.
- CAMPBELL, D.F.; PLUMMER, F.B.; BRAZIL, J.J. Estados do Maranhão e Piauí (geologia). In: *Relatório Cons. Nac. Petróleo 1947.* Rio de Janeiro, CNP, 1948. p. 71 - 78.

———; SCHENCK, W.L.; GUEDES, S.V.; PONTES, N.V.; GOMES, F. de A.; SILVA, S. de O. *Relatório Preliminar sobre a Geologia da Bacia do Maranhão*. Rio de Janeiro, CNP, 1949. (CNP Bol. nº 1).

CAMPOS, C.W.M. Estratigrafia das bacias paleozóicas e cretáceas do Maranhão. *Boletim Técnico da Petrobrás*, 7 (2): 137 - 64, 1964.

CARRARO, C.C.; LIU, C.C.; YAMAGATA, S.K. *Interpretação geológica da região do alto e médio São Francisco, baseada nas imagens MSS do ERTS-1*. São José dos Campos, INPE, 1975. (INPE - 790/TPT/018).

CARTER, L.D.; STONE, R.O. Interpretation of Orbital Photographs. *Photogrammetric Engineering*, 40 (2): 193 - 197, 1974.

CLOUD, P.; DARDENNE, M. Proterozoic Age of the Bambuí Group in Brazil. *Geological Society of America Bulletin*, 84: 1673 - 1676, 1973.

CRANDALL, R. Notes on the Geology of the Diamond Region of Bahia, Brazil. *Economic Geology*, 14: 220 - 244, 1919.

CUNHA, F.M.B.; CARNEIRO, R.G. Interpretação Fotogeológica do Centro-Oeste da Bacia do Maranhão. In: *Congresso Brasileiro de Geologia*, 26, Belém, 1972. Anais. São Paulo, Soc. Bras. Geol., 1972. V. 3, p. 65 - 79.

DERBY, O.A. *Contribuição para o estudo da geologia do Vale do São Francisco*. Rio de Janeiro, Museu Nacional, 1879/81. V. 4, p. 87 - 119.

———. The Serra do Espinhaço, Brazil, *Journ. Geol.*, 14 (4): 374 - 401, 1906.

DUARTE, A. *Fósseis da sondagem de Terezina, Estado do Piauí: Brasil*. Rio de Janeiro, Serviço Geológico e Mineralógico, 1936. (Notas Preliminares e Estudos nº 2).

FUZIKAWA, K. Trabalhos de Prospecção de Urânio na Bacia do Piauí. In: *Congresso Brasileiro de Geologia*, 22, Belo Horizonte, 1968. Anais. São Paulo, Soc. Bras. Geol. p. 89 - 92.

GENERAL ELECTRIC COMPANY. *Image 100 - User Manual*. Daytona Beach, Florida, 1975.

GROSSI SAD, J.H.; CARDOSO, R.N.; COSTA, M.T. da. Formações Cretácicas em Minas Gerais: Uma Revisão. *Revista Brasileira de Geociências*, 1 (1): 2 - 13, 1971.

HASUI, Y.; ALMEIDA, F.F.M. de. Geocronologia do centro-oste brasileiro. *Boletim da Sociedade Brasileira de Geologia*, 19 (1): 6 - 26, 1970.

HOWARD, A.D. Drainage Analysis in Geologic Interpretation: A Summation. *Bull. of the American Association of Petroleum Geologists*, 51 (11), 2246 - 2259, 1967.

JARDIM DE SÁ, E.F.; BRITO NEVES, B.B. de; Mc REATH, I.; BARTELS, R.L. Geocronologia e Modelo Tectonomagmático da Chapada Diamantina e Espinhaço Setentrional, Bahia. In: *Congresso Brasileiro de Geologia*, 29, Belo Horizonte, 1976. Resumo dos Trabalhos.

- KEGEL, W. *A estrutura geológica da Serra da Jacobina - Bahia.* Rio de Janeiro, DNPM/DGM, 1963. (DNPM/DGM Bol. 207).
- . *As incorformidades na Bacia do Parnaíba e zonas adjacentes.* Rio de Janeiro, DNPM/DGM, 1965 a. (DNPM/DGM Bol. 160).
- . *As intrusões de diabásio e a tectônica na Bacia do Parnaíba.* In: *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, Rio de Janeiro, 1956 b. V. 28, nº 3, p. 281 - 284.
- . *Contribuição para o estudo do Devoniano da Bacia do Parnaíba.* Rio de Janeiro, DNPM/DGM, 1953. (DNPM/DGM Bol. 141).
- . *Estudos geológicos na zona central da Bahia.* Rio de Janeiro. DNPM/DGM, 1959. (DNPM/DGM Bol. 191).
- ; PONTES, A.R. *A situação geológica da Serra do Tomador.* Rio de Janeiro, DNPM/DGM, 1957. (DNPM/DGM Notas Preliminares e Estudos 102).
- KNIJNIK, P.R. *Geologia da Quadrícula de Barra do Mendes, Bahia.* Recife, SUDENE, 1967. (Série Geologia Regional nº 8).
- LEAL, A. de S. *Inventário Hidrogeológico do Nordeste: Folha nº 19 - Aracajú - NO.* Recife, SUDENE, 1970 (Série Hidrogeologia nº 33).
- LISBOA, M.A.R. *The Permian Geology of Northern Brazil.* *Amer. Journal Scie.*, 37 (221): 425 - 42, 1914.

MASCARENHAS, J. de F. Roteiro Geológico à Chapada Diamantina. Região de Lençóis - Seabra. In: *Congresso Brasileiro de Geologia*, 23, Bahia, 1969 b. Roteiro das Excursões. São Paulo, Soc. Bras. Geol., 1969. (Soc. Bras. Geol. [Boletim Especial nº 2.]).

———; SEIXAS, S.R.M.; BRUNI, E.C.; MORAES, L.C.; NEVES, J. P. das. *Projeto Bahia I*. Salvador, DNPM/CPRM, 1972. Relatório da 1a. Fase, 7 V.

MELLO JR., J.L. *Geologia e Hidrologia do Noroeste da Bahia*. Rio de Janeiro, SGMB, 1938. (SGMB Boletim 90).

MELO, M.; SILVA, G.P. *Geologia do Sudoeste de São Raimundo das Mangabeiras*. Rio de Janeiro, PETROBRÁS, RENOR-DIREX, 1968. (Relatório PETROBRÁS, RENOR - DIREX 297).

MELO, U.; SILVA, G.P. *Semidetalhe da Região de Boa Esperança*. Rio de Janeiro, PETROBRÁS, RENOR - DIREX, 1968. (Relatório PETROBRÁS, RENOR - DIREX 305).

MESNER, J.C.; WOOLDRIDGE, L.P. *Maranhão Basin, Study Revision*. Rio de Janeiro, PETROBRÁS, RENOR - DIREX, 1962. (Relatório PETROBRÁS, RENOR - DIREX 205).

———. Maranhão Paleozoic Basin and Cretaceous Coastal Basins, North Brazil. *Bull. of the American Association of Petroleum Geologists*, 48 (9): 1475 - 1512, 1964.

MIURA, K. *Bacia do Maranhão: Considerações sobre o programa exploratório*. Rio de Janeiro, PETROBRÁS, DIVEX, 1972. (Relatório PETROBRÁS/DIVEX 393).

- MONTEIRO DE OLIVEIRA, M.A. Contribuição a geologia da parte sul da bacia do São Francisco e áreas adjacentes. In: *Coletânea de Relatórios de Exploração (I)*. Rio de Janeiro, PETROBRÁS, 1967. Publicação nº 3, p. 71 - 105.
- MOORE, B. *South Central Maranhão: field project*. Belém, PETROBRÁS, 1961. (PETROBRÁS Report 168).
- MORAES, L.J. de; GUIMARÃES, D. Geologia da região diamantífera do norte de Minas Gerais. In: *Anais da Academia Brasileira de Ciências*. Rio de Janeiro, 1930. V. 3, p. 153 - 186.
- MORAES REGO, L.F. de. *Reconhecimento geológico da parte ocidental do Estado da Bahia*. Rio de Janeiro, 1926. (SGMB Boletim 17).
- NORTHFLEET, A.; MELO, M. *Geologia da região norte de Balsas, Maranhão*. s.l., PETROBRÁS; RENOR - DIREX, 1967 (Relatório PETROBRÁS, RENOR - DIREX 268).
- NUNES, A. de B.; BARROS FILHO, C.N.; LIMA, R.F. da F. *Geologia de parte das folhas SC. 23 Rio São Francisco e SC. 24 Aracajú*. Belém, DNPM/PROJETO RADAM, 1973. V. 1, p. 1 - 30.
- OLIVEIRA, A.I.; LEONARDOS, O.H. *Geologia do Brasil*. Rio de Janeiro, S.I.A., 1943.
- OLIVEIRA, F. de P. Exploração das minas de galena de Ribeirão do Chumbo, afluente do Abaeté e estudo da zona percorrida de Ouro Preto até esse lugar. In: *Anais da Escola de Minas*. Ouro Preto, 1881. V. 1, p. 39 - 105.

- PAIVA, G. de. *Estratigrafia de sondagem nº 125, anexo 6.* Rio de Janeiro, Serv. Fom. Prod. Mineral, 1937. (SFPM Boletim 18).
- PETRI, S.; FÚLFARO, V.J. Observações sobre o Siluriano do Brasil e sua Bioestratigrafia. In: *Congresso Brasileiro de Geologia*, 29, Belo Horizonte, 1976. Resumos dos Trabalhos.
- PFLUG, R.; SCHOBENHAUS, C.; FRIEDRICH, R. *Contribuição a Geotectônica do Brasil Oriental.* Recife, SUDENE, Div. de Geologia, 1969. (SUDENE Série Especial nº 9).
- PLUMMER, F.B.; PRICE, L.I.; GOMES, F. de A. Estados do Maranhão e Piauí. In: *Relat. Cons. Nac. Petróleo*, 1946. Rio de Janeiro, CNP, 1948. p. 87 - 134.
- PORCHER, C.A. *Geologia das quadrículas de Ipuçara e Oiveira dos Brejinhos, BA.* Recife, SUDENE, Div. Geologia, 1970. Relatório Interno.
- RICCI, M.; PETRI, S. *Princípios de Aerofotogrametria e Interpretação Geológica.* São Paulo, Companhia Editora Nacional, 1965.
- RIMANN, E. A kimberlita no Brasil. In: *Anais da Escola de Minas de Ouro Preto*. Ouro Preto, 1917. V. 15, p. 27 - 32.
- SCHOBENHAUS, C. *Relatório geral sobre a geologia da região setentrional da Serra do Espinhaço, Bahia Central.* Recife, SUDENE - DRN, 1972. (SUDENE/DRN Série Geol. Regional 19).

- ; RIBEIRO, L.C.; OLIVA, L.A.; TAKANOHASHI, J.T.
Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo, Folha Tocantins (SC - 22). Brasília, DNPM, 1975.
- ; TEIXEIRA KAUL, P.F. Contribuição à estratigrafia da Chapada Diamantina, Bahia Central. *Mineração e Metalurgia*, 53 (315): 16 - 20, 1971.
- SILVA, G.P. da; GOMES, H.A.; SILVA, E.F.A.; QUINHO, J. de S.; LOPES JUNIOR, I. *Projeto Gilbuês*. Recife, DNPM/CPRM, 1973. 3 V. Relatório Final.
- SILVA SANTOS, R. A idade geológica da Formação Pastos Bons. In: *Anais da Acad. Bras. Ciências*, Rio de Janeiro, 1974. V. 46, nº 3 - 4, p. 589 - 92.
- SMALL, H.L. *Geologia e suprimento d'água subterrânea no Ceará e parte do Piauí*. Rio de Janeiro, Insp. de Obras Contra a Seca, 1913. (Insp. Ob. Contra a Seca Publ. 25).
- . *Geologia e suprimento d'água subterrânea no Piauí e parte do Ceará*. Rio de Janeiro, Insp. de Obras Contra a Seca, 1914. (Insp. Ob. Contra a Seca Publ. 33).
- TEIXEIRA KAUL, P.F. *Geologia da Quadrícula de Boquira - Bahia*. Recife, SUDENE, Div. Geol., 1970. (SUDENE - Div. Geol., Relatório Interno).
- WINGE, M. *Considerações geológicas preliminares sobre o nordeste da Bahia e sul do Piauí*. Recife, SUDENE - DRN, 1972 a (SUDENE - DRN Boletim de Estudos 2).

———. *Geologia da região das serras do Estreito e Boqueirão - NW da Bahia e SSE do Piauí*. Recife, SUDENE - DRN, 1972 b. (SUDENE - DRN Série Geol. Regional 17).

APÊNDICE A

A1- Mapa Geológico

APÊNDICE B

B1- Esboço Tectônico