

"Made available under NASA sponsorship
in the interest of early and wide dis-
semination of Earth Resources Survey
Program information and without liability
for any use made thereof."

79-10231
CR-158795

Geological Fault ON A MILLIONTH SCALE -
SAN FRANCISCO RIVER

MMM

(E79-10231) GEOLOGICAL FAULT ON A MILLIONTH
SCALE, SAN FRANCISCO RIVER (Instituto de
Pesquisas Espaciais, Sao Jose) 123 p
HC A06/MF A01

N79-30592

CSCI 08G

Unclas

G3/43 00231



CONSELHO NACIONAL DE DESENVOLVIMENTO CIENTÍFICO E TECNOLÓGICO

INSTITUTO DE PESQUISAS ESPACIAIS

1 Classificação <i>INPE-COM 3/NTE</i> <i>C D U 621.38SR 551.7</i>	2 Período	4 Critério de Distribuição
3 Palavras Chaves (selecionadas pelo autor) <i>MAPEAMENTO GEOLÓGICO</i> <i>SENSORIAMENTO REMOTO</i> <i>FOLHA RIO SÃO FRANCISCO</i>		interna <input type="checkbox"/> externa <input checked="" type="checkbox"/>
5 Relatório nº <i>INPE-1353-NTE/132</i>	6 Data <i>Setembro, 1978</i>	7 Revisado por <i>Waldino Renato Paradelia</i> <i>Waldir Renato Paradelia</i>
8 Título e Sub-Título <i>FOLHA GEOLÓGICA AO MILIONÉSIMO - RIO SÃO FRANCISCO (SC 23)</i>		9 Autorizado por <i>Parada</i> <i>Nelson da Jesus Parada</i> <i>Diretor</i>
10 Setor <i>DSR/GMT</i>	Código <i>30 311</i>	11 Nº de cópias <i>23</i>
12 Autoria <i>Paulo Roberto Meneses</i> <i>Athos Ribeiro dos Santos</i> <i>Ubiratan Porto dos Santos</i> <i>Paulo Veneziani</i> <i>Chan Chiang Liu</i>		14 Nº de páginas <i>122</i>
13. Assinatura Responsável <i>Spindes</i>	15. Preço	
16 Sumário/Notas <i>Parte componente do Projeto Folha Geológica ao Milionésimo, este trabalho versa sobre as aplicações das imagens LANDSAT no mapeamento geológico regional. Foi ele conduzido com o objetivo de estabelecer o desenvolvimento de uma metodologia de interpretação visual das imagens orbitais, e sua integração com a literatura geológica disponível, análises de mosaicos de radar (Projeto RADAM Brasil) e fotos orbitais do programa SKYLAB</i> <div style="text-align: center;"> RECEIVED BY NASA STI FACILITY DATE <i>7-26-79</i> DCAF NO. <i>202949</i> PROCESSED BY <input checked="" type="checkbox"/> NASA STI FACILITY <input checked="" type="checkbox"/> ESA - SDS <input type="checkbox"/> AIAA </div>		
17 Observações <i>Trabalho concluído em 1977</i>		

Original photography may be purchased from
EROS Data Center

Sioux Falls, SD 57198

ÍNDICE

SUMÁRIO	vi
ABSTRACT	vii
1 - INTRODUÇÃO	1
1.1 - APRESENTAÇÃO E OBJETIVOS	1
1.2 - JUSTIFICATIVA DA ESCOLHA DA ÁREA	1
1.3 - CLIMA, VEGETAÇÃO E GEOMORFOLOGIA	3
1.4 - CUSTOS	6
2 - METODOLOGIA	7
3 - ESTRATIGRAFIA	12
3.1 - PARTE OCIDENTAL - ESTADO DE GOIÁS	12
3.1.1 - PRÉ-CAMBRIANO INDIVISO COMPLEXO BASAL GOIANO	12
3.1.2 - GRUPO NATIVIDADE	15
3.2 - PARTE ORIENTAL - ESTADOS DA BAHIA E PIAUÍ	18
3.2.1 - PRÉ-CAMBRIANO INDIVISO	18
3.2.2 - GRUPO COLOMI	21
3.2.3 - GRUPO CHAPADA DIAMANTINA	22
3.2.4 - GRUPO SANTO ONOFRE FORMAÇÃO SÃO MARCOS	32
3.2.5 - GRUPO RIO PRETO	34
3.2.6 - GRUPO SALGUEIRO	36
3.2.7 - GRUPO BAMBUÍ	38
3.3 - BACIA DO PARNAÍBA	43
3.3.1 - FORMAÇÃO SERRA GRANDE	44
3.3.2 - FORMAÇÃO PIMENTEIRAS	48
3.3.3 - FORMAÇÃO CABEÇAS	50
3.3.4 - FORMAÇÃO LONGÃ	51
3.3.5 - FORMAÇÃO POTI	53

5 11 -	ÁGUA SUBTERRÂNEA ..	90
6 -	ÁREAS PROVÁVEIS DE MINERALIZAÇÃO ..	92
7 -	ASPECTOS GERAIS DA INTERPRETAÇÃO VISUAL	94
7 1 -	ROCHAS CRISTALINAS	94
7 2 -	ROCHAS SEDIMENTARES	97
8 -	CONCLUSÕES	101
	AGRADECIMENTOS	105
	BIBLIOGRAFIA	107

SUMÁRIO

A Folha Rio São Francisco (SC. 25), primeira de uma série de quatro cartas geológicas ao milionésimo, demonstra a aplicabilidade das imagens MSS do LANDSAT-1 em mapeamentos geológicos regionais.

A área teste compreende duas províncias geológicas de aspectos lito-estruturais distintos, sendo uma, parte de uma bacia sedimentar paleozóica, e outra, uma região com um variado conjunto de rochas pré-cambrianas

A região de rochas pré-cambrianas, foi geograficamente dividida em duas partes. A parte ocidental tem como embasamento as rochas do Complexo Basal Goriano, sendo superpostas pelos epimetamorfitos do Grupo Natividade. Na parte oriental, o complexo de rochas migmatítico-gnaissicas do Pré-Cambriano Indiviso, constitui o embasamento de vários grupos de rochas pré-cambrianas, de baixo grau metamórfico, formados predominantemente por quartzitos e filitos. Esses grupos constituem a seguinte sequência estratigráfica, da base para o topo: Grupo Colom, Grupo Chapada Diamantina em equivalência estratigráfica com o Grupo Santo Onofre, Grupo Rio Preto e Grupo Salgueiro

Em posição estratigráfica superior a estas unidades, tanto na parte ocidental como na oriental, ocorrem as rochas carbonatadas do Grupo Bambuí. São representadas pela Formação Paraopeba na região oeste da folha, e pelo Bambuí Indiviso, com área principal na região da Chapada Diamantina.

As formações paleozóicas e mesozóicas da Bacia Sedimentar do Parnaíba jazem discordantemente sobre rochas pré-cambrianas, com a seguinte colocação estratigráfica: formações Serra Grande, Pimenteras, Cabeças, Longã, Poti, Piauí, Pedra de Fogo, Pastos Bons, Corda e Sardinha.

Sobre parte das unidades sedimentares da Bacia do Parnaíba e das rochas cristalinas pré-cambrianas, ocorre a cobertura cretácica da Formação Urucua. A cobertura areno-argilosa da Formação Serra da Tabatinga (Terciário), os depósitos detríticos Terciário-Quaternários, os calcários Caatinga (Quaternário) e os depósitos Quaternários, recobrem áreas pré-cambrianas.

As perspectivas de bens minerais econômicos não constituem, atualmente, grande importância a esta área. A partir da análise das imagens e baseando-se em critérios estruturais, foram indicadas as áreas que possam ser mais promissoras, quanto a depósitos minerais de talco, diamante, manganês, chumbo e zinco.

REPRODUCIBILITY OF THE
ORIGINAL PAGE IS POOR

ABSTRACT

The São Francisco River Sheet, the first of a series of geological charts of one millionth scale, demonstrates the applicability of the LANDSAT-1 MSS imagery in regional geological mapping.

In view of the litho-structural differences, the test area can be ascribed to two geological provinces, one is considered as a part of the Palaeozoic sedimentary basin and the other is the extending part of the Pre-Cambrian rocks

The region of Pre-Cambrian rocks can be geographically divided into two parts. The west part exposes the Basal Goiano basement complex covered by epimetamorphic rocks of Natividade Group. In the east part the migmatitic-gneissic rock complex of the Undivided Pre-Cambrian constitutes the basement of the various groups of Pre-Cambrian rocks which are of low grade metamorphism and composed dominantly of quartzites and slates. In ascending order, the stratigraphic sequence of these groups is ranged as the Colom Group, the Chapada Diamantina Group (stratigraphically equivalent to the Santo Onofre Group), the Rio Preto Group and the Salgueiro Group.

The Bambui Group, distributed in both west and east areas and superimposed on the above mentioned stratigraphic units, is nominated as the Paraopeba Formation in the west region and as the Undivided Bambui in the principal area of the Diamantina region

The palaeozoic and Mesozoic formations of the Paraíba sedimentary basin are disconformably superimposed on the Pre-Cambrian rocks and with the following formation sequence the Serra Grande, the Pimenteirras, the Cabeças, the Longá, the Poti, the Piauí, the Pedra de Fogo, the Pastos Bons, the Corda and the Sardinha.

Parts of the sedimentary units of the Paraíba Basin and the Pre-Cambrian crystalline rocks are covered by the Cretaceous Urucua Formation. The sandy and clayey Tertiary Serra da Tabatinga Formation, the Tertiary-Quaternary detritus deposits, the Quaternary Caatinga limestone and the Quaternary deposits cover the Pre-Cambrian areas

The mineral resources in this area of study are not economically important. From the analysis of the imagery, the structural criteria may indicate that some areas are promising for talc, diamond, manganese, lead and zinc mineral deposits.

1 - INTRODUÇÃO

REPRODUCIBILITY OF THE
ORIGINAL PAGE IS POOR

1.1 - APRESENTAÇÃO E OBJETIVOS

O presente relatório acompanha o mapa geológico da Folha Rio São Francisco (SC 23), executado pelo Grupo de Recursos Minerais, da Coordenação dos Projetos de Pesquisas de Recursos Terrestre (Programa SERE, Sensoriamento Remoto), do Instituto de Pesquisas Espaciais (INPE) Integrantes, também, do Programa SERE, encontram-se em fase de execução final as folhas de Goiás (SD 22), Brasília (SD 23) e Belo Horizonte (SE 23)

A Folha Rio São Francisco, segundo a divisão da Carta Internacional ao Milionésimo, está compreendida entre os paralelos $8^{\circ}00'$ e $12^{\circ}00'$ de latitude sul, e meridianos $42^{\circ}00'$ e $48^{\circ}00'$ de longitude oeste, abrangendo partes dos estados da Bahia, Piauí, Maranhão e Goiás, num área total de 290 000 km² (Figura 1)

O objetivo principal deste trabalho consistiu no desenvolvimento de uma metodologia, baseada na interpretação de imagens multiespectrais do LANDSAT-1, para a obtenção de dados que possibilitassem um mapeamento geológico regional

Além de propor o desenvolvimento desta metodologia, que é um novo tipo de abordagem para o mapeamento geológico, pretendeu-se, sempre que possível, a integração das imagens multiespectrais (MSS) do LANDSAT-1 com trabalhos anteriores, imagens de radar (SLAR) do Projeto RADAM, e fotos orbitais (Sensor S-190A) e Programa SKYLAB da NASA.

1.2 - JUSTIFICATIVA DA ESCOLHA DA ÁREA

A Folha Rio São Francisco foi selecionada como área de trabalho, pelos seguintes motivos:

- Disponibilidade de imagens do LANDSAT-1, de boa qualidade;

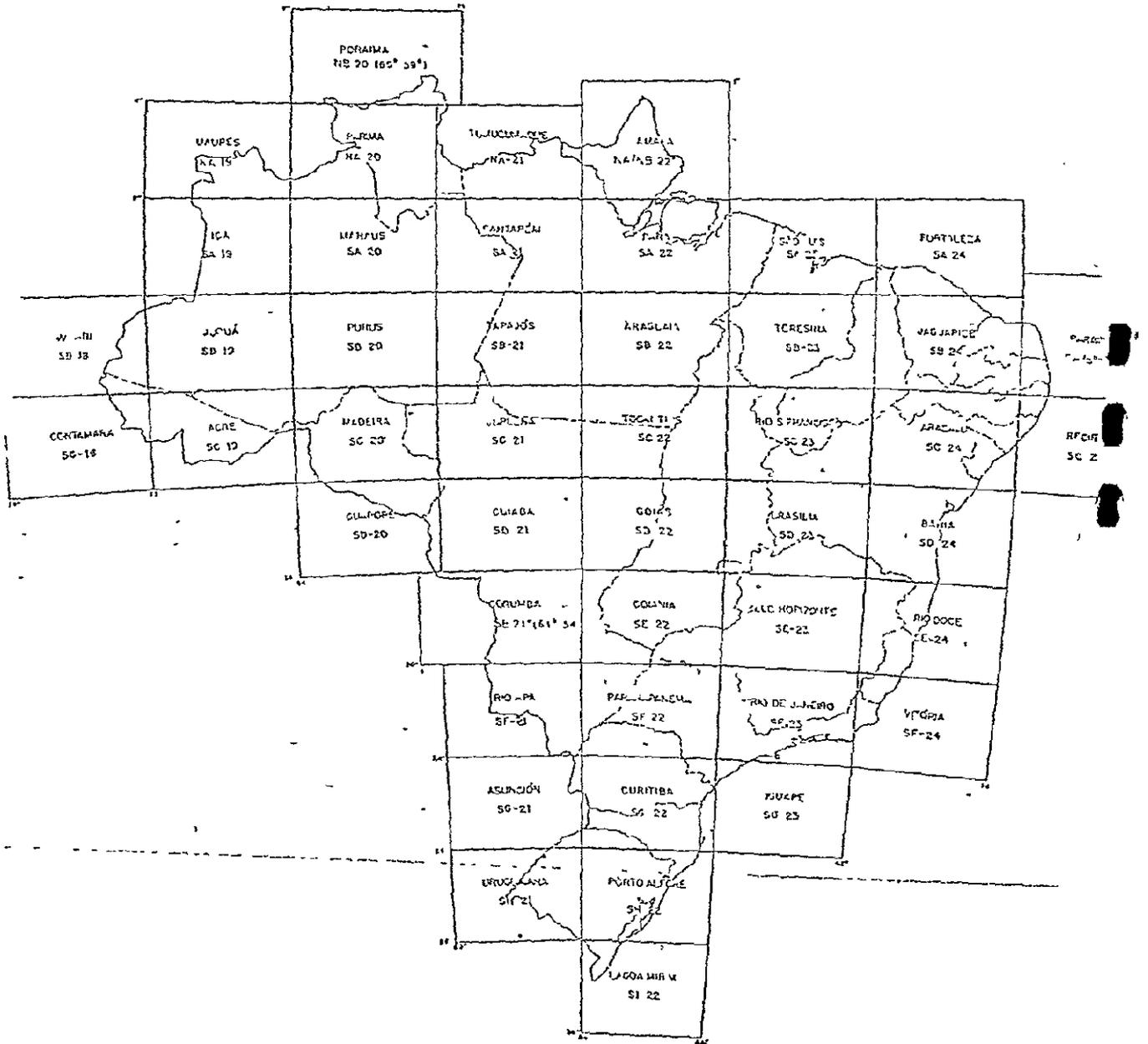


Fig. 1 - Localização da Área

- Grande variedade de situações geológicas, com ocorrências de rochas sedimentares, ígneas e metamórficas que possibilitaram uma avaliação das imagens multiespectrais para os objetivos propostos,
- Clima seco predominante, com fraca cobertura vegetal e consequente melhor exposição do terreno, condições nas quais os sensores remotos, em geral, apresentam o seu melhor desempenho,
- Superposição de vários tipos de sensores diferentes, com produtos tais como imagens do LANDSAT-1, imagens de radar do Projeto RADAM e fotos orbitais do Programa SKYLAB da NASA, os dois últimos, apenas em partes da área,
- Disponibilidade de dados prévios, obtidos por outros métodos, que permitiram uma comparação dos resultados

1.3 - CLIMA, VEGETAÇÃO E GEOMORFOLOGIA

O clima é quente, seco na parte oriental e central, passando a úmido em direção a oeste. As isoietas anuais crescem de leste para oeste-noroeste, e distinguem-se na área duas estações alternadas, que se caracterizam por um período chuvoso e curto no verão, e por um período longo e seco no inverno.

Tanto na análise do mosaico composto pelas imagens do LANDSAT-1, como nas observações de campo, foi notado o condicionamento da fisiografia e fitofisionomia às feições litológicas e estruturais, sendo colocadas em destaque quatro áreas de características homogêneas.

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 consequentes: Balsas, Alto Parnaíba, Uruçuí Preto e Gurguêia, os quais formam o rio Parnaíba para o norte. Os vales desses rios, que têm 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, desenvolvidas próximas às cabeceiras dos afluentes que drenam a margem esquerda do rio das Balsas. Esta escarpa 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 partes 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 triplicado das drenagens dos rios São Francisco, Tocantins e Parnaíba.

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

O corpo da Serra de 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 cerradão, 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 duas 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 perenidade 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 Gurguéia 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

1.4 - CUSTOS

O mapeamento da Folha Rio São Francisco envolveu, em tempo integral, cinco geólogos, durante o tempo efetivo de um ano, desde as fases iniciais até a impressão do mapa. Computando os gastos na aquisição de imagens, material de consumo e permanente, pessoal de apoio, trabalhos de terceiros, trabalhos de campo e despesas de impressão, obtêm-se um custo médio de US\$ 0.20 por km² de área mapeada

2 - METODOLOGIA

A metodologia empregada consistiu na interpretação visual de imagens obtidas pelo MSS (Multispectral Scanner) do Satélite de Recursos Naturais, LANDSAT-1. Os dados obtidos foram complementados com a análise de mosaicos de radar de visada lateral (SLAR), do Projeto RADAM BRASIL e fotografias orbitais (Sensor S 190-A) do Programa SKYLAB, para áreas onde disponíveis (ver Figura 2). Outras informações podem ser consultadas na dissertação de tese de Santos et al. (1977)

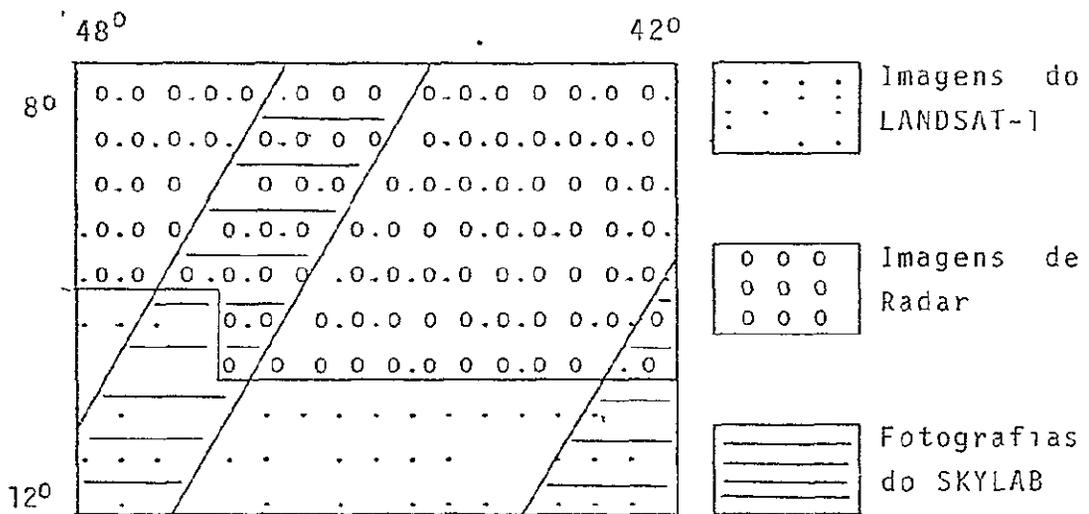


Fig 2 - Índice de Recobrimento

O Quadro 1 sumariza os principais sistemas, com seus respectivos produtos

O sistema MSS do LANDSAT-1 registra o comportamento espectral dos diferentes materiais da superfície de uma área, em quatro faixas espectrais distintas, sendo duas na região do visível e duas na região do infravermelho próximo. Os dados gravados em fitas magnéticas, compatíveis com computador, são posteriormente processados e transformados em imagens fotográficas, que permitem ampliações para escalas até 1:100.000.

QUADRO 1

SISTEMA	PRODUTO	ESCALA
LANDSAT-1 (MSS)	Imagens multiespectrais em branco e preto (papel fotográfico), na região do visível, canais 4 e 5 (500-600 nm e 600-700 nm), e infravermelho próximo, canais 6 e 7 (700-800 nm e 800-1 100 nm).	1 1.000 000 1.500 000 1 250.000
	Transparências branco e preto, nos canais 4,5,6 e 7	1 3 690 000
SKYLAB (S 190-A)	Conjunto de 4 fotografias multiespectrais em branco e preto (papel fotográfico), sendo 2 na região do visível (500-600 nm e 600-700 nm) e 2 na região do infravermelho próximo (700-800 nm e 800-900 nm)	1 1 000 000
	Fotografias em colorido normal (400-700 nm) e infravermelho falsa-cor (500-880 nm)	1 8 000 000 (aproximado)
RADAR (SLAR)	Mosaico semi-controlado em cópia fotográfica	1 1000 000-
	Mosaicos semi controlados em cópias off-set	1 250 000

Os principais suportes na preparação do mapa geológico foram as imagens nas escalas 1 1 000 000 e 1 500.000 nos canais 5 e 7, e imagens na escala 1 250.000, para observações de maior detalhe. Todo o material fotográfico é proveniente da Estação de Processamento de Imagens do Instituto de Pesquisas Espaciais, em Cachoeira Paulista, SP.

Basicamente, empregaram-se as mesmas técnicas da interpretação convencional, levando-se em consideração certos aspectos em que as imagens diferem das fotografias aéreas comuns. Assim, deve ser citado o fato de que não se pode utilizar o recurso de estereoscopia, muito importante quando se considera a oportunidade de uma visão tridimensional, devido às características das imagens. Por outro lado, as imagens multiespectrais abrangem várias faixas do espectro eletromagnético, oferecendo uma maior quantidade de dados para caracterização da superfície do terreno em estudo. Além disso, o caráter sinótico e a repetitividade do sistema de imageamento (de 18 em 18 dias repete-se a mesma cena), que possibilita uma interpretação comparativa em várias épocas do ano, sob diferentes ângulos de elevação solar, permitem estudar as características de interesse, sob condições não oferecidas pelas fotos convencionais.

Experiências anteriores demonstraram que os canais 5 e 7 são os melhores para estudos geológicos. O canal 5 foi utilizado com bons resultados na interpretação das diferentes unidades litoestratigráficas, reservando-se ao canal 7, devido ao realce das características morfológicas do terreno, uma maior aplicabilidade nos estudos estruturais. O aumento ou diminuição do contraste entre os níveis de cinza, quando da confecção da cópia fotográfica das imagens, é um recurso que frequentemente facilita a interpretação geológica.

Outra abordagem na interpretação das imagens orbitais foi feita pela montagem de composições coloridas, com os quatro canais (transparências em 70 mm), no Visor Aditivo de Cores (Additive Color Viewer da I²S). Estas composições formadas com o uso de filtros são projetadas numa tela e apresentadas em uma escala de 1 2.000.000.

Precedendo a interpretação sistemática das imagens, utilizou-se exaustivamente a bibliografia disponível, visando conhecer as principais áreas problemas e procurando subsídios nos dados obtidos em mapeamentos anteriores, que pudessem auxiliar no desenvolvimento da metodologia.

Apesar da melhor precisão geométrica dos mosaicos de radar, para fins de mapeamento temático, utilizaram-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 de 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 à escala 1:250 000 em áreas que exigiam maiores detalhes.

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

A etapa de interpretação-visual dos vários produtos dos sensores foi criteriosamente elaborado, 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 à 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.

REPRODUCIBILITY OF THE
ORIGINAL PAGE IS POOR

3 - ESTRATIGRAFIA

A divisão estratigráfica adotada neste trabalho, exposta resumidamente no Quadro 2, foi elaborada através da interpretação de imagens do LANDSAT-1, auxiliada por uma análise criteriosa de trabalhos prévios e por observações de campo. Em síntese, a coluna geológica agrupa as divisões propostas por Aguiar (1960) para a Bacia Sedimentar do Parnaíba, Brito Neves (1968) e Schobbenhaus (1972) para a Chapada Diamantina e Barbosa (1971) para a área pré-cambriana do Estado de Goiás.

Os limites do Pré-Cambriano superior e médio, respectivamente em $580 \pm 15 - 1\ 900 \pm 100$ m.a. e $1\ 900 \pm 100 - 2\ 600 \pm 150$ m.a., obedecem à divisão proposta por Almeida (1971b).

A divisão da coluna estratigráfica, em área ocidental e área oriental, é devida a falta de estudos que permitam estabelecer uma correlação litoestratigráfica*.

3.1 - PARTE OCIDENTAL - ESTADO DE GOIÁS

3.1.1 - PRÉ-CAMBRIANO INDIVISO. COMPLEXO BASAL GOIANO

No Estado de Goiás, o grupo de rochas do embasamento indiviso que na região do estado separa duas faixas de dobramentos, foi denominado por Almeida (1968) como Complexo Basal Goiano. Esse complexo figura como a mais importante área do embasamento cristalino, fora das plataformas Amazônica e do São Francisco.

Fenômenos de diaftorese, intenso fraturamento, granitização local e falhamentos de empurrão indicam a remobilização sofrida por esta área (Hasuy e Almeida, 1970). Pelo método K/Ar, esses autores registraram, da análise de dezenove amostras, principalmente em anfibólitos e gnaisses, uma dispersão de resultados entre 517 e 3 067 m. As datações mais antigas podem indicar que a área foi afetada por um evento

* (SANTOS ET AL., 1977)

QUADRO 2

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 LONGÁ	Folhelhos cinza escuros com finas intercalações de arenitos finos e siltitos
	MÉDIO	FORMAÇÃO CABEÇAS	Arenitos médios a 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

PRE-CAMBRIANO SUPERIOR	Parte Ocidental	GRUPO BANBUI — FORMAÇÃO PARAPEBA Calcários e ardósias	GRUPO BANBUI — INDIVISO Calcários e xistos	Parte Oriental
			GRUPO SALGUEIRO Paragnaisses, calcários e xistos	
		GRUPO NATIVIDADE Quartzitos, micaxistos, filitos, calcários e ardósias	GRUPO RIO PRETO Quartzitos, micaxistos e filitos	
PRE-CAMBRIANO MÉDIO	REPRODUCIBILITY OF THE ORIGINAL PAGE IS POOR		GRUPO CHAPADA DIAMANTINA	GRUPO SANTO ONOFRE
			FORMAÇÃO LENÇÓIS Arenitos, siltitos e argilitos	FORMAÇÃO SÃO MARCOS Quartzitos, filitos e xistos
			FORMAÇÃO TORRO DO CHAPEU Conglomerados e arenitos	
		FORMAÇÃO CABOCLÓ Quartzitos, metassiltitos, filitos e argilitos		
		FORMAÇÃO IPUIARA Quartzitos com intercalações de metassiltitos e filitos		
		FORMAÇÃO TOMBADOR Conglomerados, ardósias e metassiltitos		
			GRUPO COLONI Dolomitos, quartzitos e itabritos	
		COMPLEXO BASAL GOIANO Migmatitos, gnáissos, anfíbolitos, micaxistos, granitos, gabros e rochas ultrabásicas	PRE-CAMBRIANO INDIVISO Gnáissos, migmatitos, granitos e xistos	

em torno de 3 000 m a , e as outras idades atestam a participação do Complexo Basal Goiano em ciclos tectônicos posteriores.

Em concordância com os trabalhos de vários geólogos que estudaram esta região, Barbosa et al (1971, 1973) referiram-se ao embasamento mais antigo como constituído predominantemente por migmatitos, rochas gnáissicas, intercalações de anfibolitos, talvez quartzitos, cataclasitos, filonitos e sequências magmáticas representadas por granitos, gabros e rochas básico-ultrabásicas. De um modo geral, os gnaisses são as rochas mais frequentes desta parte do embasamento, exibindo proeminente xistosidade e frequência de veios de quartzo. Dão origem a pequenos afloramentos arrasados ou em forma de matações, num relevo suavemente ondulado. No trecho Almas e Natividade (G), tornam-se comuns os gnaisses esverdeados, inequigranulares, biotíticos e localmente granatíferos. Gnaisses, granito-gnaisses e migmatitos associam-se intimamente

Estreitas faixas de xistos, principalmente clorita-xistos, inserem-se no gnaisses como é exemplificado no rio Palmeiras, os quais são de origem diaforética, exibindo aqui efeitos de migmatização. Ocorrências de clorita-xistos granatíferos são observados nas cidades de Dianópolis e arredores. Anfibolitos verde-escuro, com granulação média e foliação fina, são encontrados menos frequentemente que os xistos, como intercalações pouco espessas dentro dos gnaisses ou gnaisses-granitos e migmatitos

A sequência magmática é representada por pequenos corpos graníticos (anatóticos) e básico-ultrabásicos, em sua maioria não mapeáveis em pequenas escalas. No limite oeste da folha (estrada para Ponte Alta do Norte-GO), foi observado um desses corpos de composição granítica. Dois corpos principais de rochas básico-ultrabásicas 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 anfibólitos

lito-xistos. Outros corpos foram assinalados na interpretação, merecendo uma verificação sobre sua real existência, em virtude das recentes pesquisas para níquel efetuadas nesta área.

Afloramentos de cataclasitos, filonitos e milonitos, assim como extensos veios de quartzo leitoso, sustentando pequenas cristas, coincidem com falhamentos e lineamentos de direção NNW-SSE, com maior incidência na região de Almas (GO). Retratam a intensidade dos esforços diastróficos a que se submeteu o Complexo Basal Goiano.

Os rumos gerais dos lineamentos estão bem definidos a leste e a oeste da Serra da Natividade. A leste suas orientações predominantes são NNW-SSE emprestadas pelas direções de bandeamento gnáissicos, concordantes com as direções de falhamentos de empurrão, de gravidade e talvez de rasgamento, estabelecidas num período tectônico mais antigo. A oeste, as estruturas lineares são reflexos das foliações gnáissicas, e longos falhamentos que atravessam as primeiras formações sedimentares da Bacia do Parnaíba, indicando, possivelmente, a reativação de antigas falhas. A direção principal é NNE-SSW, variando para NE-SW, sendo interseccionada por fraturamentos NW-SE.

3.1.2 - GRUPO NATIVIDADE

Moore (1963) atribuiu o termo Série Natividade 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-Goias, 1969), como Grupo Araí. Em vista disso, esses autores retomaram a designação Natividade, devido à prioridade, e elevaram-na à categoria de grupo.

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

As rochas desta unidade formam um conjunto de serras escarpadas, ocorrendo principalmente entre Natividade (GO), e Pindorama (GO), com restos próximos a Almas (GO)

As rochas deste grupo foram preliminarmente agrupadas por Barbosa et al (op. cit) em três sub-unidades sem denominações. 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 unidade basal do Grupo Natividade encontra semelhanças na Formação Arraias (inferior) do Grupo Araí. De forma idêntica, pode-se correlacionar a Formação Traíras (superior) com as unidades intermediária e superior deste grupo

De acordo com a subdivisão de Barbosa et al (op. cit) e algumas observações de campo, realizadas pelos autores, o Grupo Natividade no NE de Goiás é composto pelas seguintes sequências litológicas:

A unidade basal inicia-se por metaconglomerados assentados sobre os gnaisses do complexo cristalino, seguindo sericita-quartzitos, filitos, quartzo-filitos e sericita-clorita-xistos, que gradam a quartzo-xistos e quartzitos muito finos. Sobrepõem-se finas camadas de quartzitos, calcários e calcarenitos, superpostos por sericita-quartzitos, intercalados com camadas de metaconglomerados intraformacionais e quartzitos arcoseanos.

A unidade intermediária é representada por uma sequência onde predominam finos, e é composta por filitos vermelhos e esverdeados,

ora acinzentados e grafitosos, rochas calcárias cinza-escuras, cristalinas e predominantemente dolomíticas, quartzitos sericiticos com leitos ricos em magnetita e quartzitos sericiticos de granulação fina

A unidade superior é constituída por ardósias cinza-escuras a alaranjadas, com delgadas intercalações de margas, metarcóseos e calcários dolomíticos com dezenas de metros de espessura.

As rochas do Grupo Natividade ocupam uma faixa de 30 km NNE-SSW. Este grupo reflete intensa atividade tectônica, podendo distinguir-se duas direções estruturais principais. Uma NNE-SSE, que delimita a faixa de afloramentos em sua borda ocidental, com continuidade para o norte, refletindo-se nos sedimentos paleozóicos da Bacia do Parnaíba, sendo provavelmente produto de reativação de sistemas antigos. O outro sistema de direção NW-SE possivelmente mais antigo que o anterior, afeta o Grupo Natividade, assim como o embasamento cristalino, sem adentrar nas formações sedimentares paleozóicas. Uma grande falha de rasgamento delimita este grupo em sua porção ocidental, enquanto que a borda oriental ocorre um falhamento normal de mesma direção. Falhas normais e transcorrentes de pequeno porte são comuns na direção NW-SE. Os dobramentos em sinclinais e anticlinais de direção NNE-SSW são assimétricos e fechados, mergulhando para norte e mostrando algumas vezes uma inversão do mergulho.

Suas relações de contato são discordantes com o embasamento cristalino e com as sequências sedimentares de borda erosiva da Bacia do Parnaíba.

REPRODUCIBILITY OF THE
ORIGINAL PAGE IS POOR

3 2 - PARTE ORIENTAL - ESTADOS DA BAHIA E PIAUI

3 2 1 - PRÉ-CAMBRIANO INDIVISO

Na porção oriental, a mais importante área de afloramento do embasamento cristalino situa-se no limite norte do Estado da Bahia com o Estado do Piauí. Outras áreas restritas e isoladas aparecem nas regiões das serras da Tabatinga, do Estreito e do Boqueirão, e a SW da Chapada Diamantina.

Rejuvenescimentos tectônicos que afetaram esse complexo pré-cambriano, a escassez de dados geológicos e a pequena quantidade de datações radiométricas absolutas não permitem dividi-lo com segurança.

Situado na porção norte do Estado da Bahia, no limite com o Estado do Piauí, o embasamento pré-cambriano foi considerado por Barbosa (1965, b) como a extensão ocidental do Grupo Caraíba (Barbosa et al., 1964)*. Nunes et al. (1973) empregaram esta denominação no mesmo sentido em que o fez Barbosa (op cit.), entretanto não consideraram como unidades independentes os epimetamorfitos das serras do Estreito e do Boqueirão, e da Bacia do Rio Preto, largamente referenciados como discordantes ao embasamento de rochas migmatítico-gnáissicas. Os mesmos autores relatam a idade de 1860 m.a., em uma datação radiométrica de uma amostra deste grupo. Posteriormente, Brunı et al (1974) preferem considerar o complexo migmatítico-gnáissico do embasamento, em virtude de seu pouco conhecimento, como Pré-Cambriano Indiviso, incluindo os epimetamorfitos das referidas serras no Grupo Santo Onofre. Pelos mesmos motivos expostos por Brunı et al (op cit.) e pelas amostragens de campo efetuadas na área, preferiu-se, neste trabalho, incluir no Pré-Cambriano Indiviso somente o conjunto de rochas migmatítico-gnais

* Trabalho publicado em 1970.

sicos, não abandonando a possibilidade, após futuros e intensos trabalhos de campo, de definir este conjunto de rochas como Grupo Caraíba

O Pré-Cambriano no NW da Bahia mostra um arrasamento profundo de suas rochas, e é recoberto extensivamente por sedimentos detritico-argilosos terciário quaternários. Os tipos petrográficos aflorantes constituem um conjunto de rochas gnáissicas e migmatíticas, às quais se associam comumente núcleos graníticos. Predominam os biotita-gnaisses, bastante típicos na região, de coloração cinza-clara. Apresentam variação granulométrica de média a grosseira, geralmente bastante quartzosos, com bandamento proeminente e com feldspatos brancos e róseos, algumas vezes com porfiroblastos. Veios aplítico e pegmatíticos, em padrões regulares e paralelos, são frequentes. Migmatitos associam-se aos gnaisses, apresentando iguais características petrográficas.

Os granitos afloram, em geral, na forma de pequenos lajedos; são de coloração cinza, granulação média a grosseira, com porfiros de ortoclásio e veios pegmatíticos. Considerados como granitos anatóticos, foi possível observar, ao longo de perfis, a mudança gradativa do fácies granítico para um fácies gnáissico, onde os minerais apresentam regular orientação.

As rochas desse complexo indiviso, dobradas e metamorfasadas ao fácies almandina-anfibolito, constituem o embasamento da Bacia do Parnaíba, em contato discordante com a Formação Serra Grande, assim como aos metamorfitos pré-cambrianos dos grupos Santo Onofre, Chapada Diamantina, Salgueiro e Bambuí.

Esta área pré-cambriana possui lineamentos estruturais NE-SW, condicionados por um complexo sistema de dobramentos, difíceis de serem determinados em trabalhos locais de campo e imperceptíveis nas imagens LANDSAT-1. É bastante evidente nas imagens uma inflexão na direção destes lineamentos, na região próxima às cidades de São Miguel e Poços (BA), talvez ocasionada por variações nas 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.

Na região das serras do Estreito do Boqueirão e da Tabutinga, o embasamento cristalino tem suas áreas de afloramento ao longo dos leitos dos rios

Em trabalho pioneiro, Moraes Rego (1926) estabeleceu a estratigrafia desta região, definindo o embasamento como constituído por rochas arqueanas. Outros estudos foram feitos por Kegel (1956, b) e Winge (1968). Posteriormente, Winge (1972) sugeriu a divisão do embasamento cristalino em duas grandes unidades estratigráficas. o complexo antigo, formado por gnaisses, migmatitos, granitos etc , e uma sequência mais jovem de ectinitos, desde mosozonais até epizonais Devido à escala do presente trabalho, não se procurou reconhecer esta divisão

O termo litológico dominante é o gnaisse, via de regra de granulação fina, bem bandado, com coloração variando de cinza escuro a claro, de acordo com a maior ou menor quantidade de biotita Apresenta comentes veios pegmatíticos de quartzo, com fenocristais de plagiclásio sódico. É comum associação de granito-gnaisse Os afloramentos são em número reduzido, geralmente formados por blocos bastante fraturados e alterados. Outro tipo litológico frequente é um granito de coloração cinza clara, com variações para rosa. Possui uma granulação geralmente grosseira, é bastante rico em veios de quartzo e fraturas preenchidas por feldspato Os xistos quartzosos, observados nesta área, são de coloração cinza-clara e esverdeada, com actinolita muitas vezes concentradas em pequenas lentes dentro da rocha. Veios de quartzo são indiscriminadamente paralelos ou transversais a xistosidade

O padrão estrutural destas rochas mostra uma predominância de direção para NE-SE, observada nas imagens e aferida pelas medidas de campo A tendência estrutural é refletida por falhas de empurrao, falhas normais, fraturas e xistosidade.

3 2.2 - GRUPO COLOMI

Pouco se tem estudado sobre os metamorfitos do Grupo Colomi, sendo que as primeiras notícias vêm do pioneirismo de Derby (1979), seguidas pelas observações de Lacount (1938) e Alves de Souza (1945), in Bruni et al (1974) Mais tarde, Barbosa (1965, b) descreveu estas sequências litológicas e denominou-as de Grupo Colomi, no que foi seguido por outros, sem modificações importantes

Leal (1970) mapeou pequenas ocorrências deste grupo, além do limite leste da folha, e determinou a ocorrência predominante de dolomitos com até 250 m de espessura, tendo na base dezenas de metros de quartzitos e no topo cerca de 150 m 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 acha mais provável ser o referido grupo uma simples variação de fácies da sequência basal.

O Grupo Colomi é correlacionado por Bruni et al. (1974) às sequências portadoras de magnetita da Serra das Éguas, Brumado (BA) As discordâncias desse grupo, relativas ao embasamento e ao Grupo Chapada Diamantina, segundo Bruni et al (op. cit.), permitem inferir um intervalo de idade entre 1.700 - 2 000 m a , no qual se inclui também o Grupo Jacobina.

A única exposição mapeável nesta escala de trabalho é ao sul de Remanso (BA), na margem direita do Rio São Francisco, com continuação lateral para leste, fora dos limites da folha As suas rochas formam serras alongadas e destacadas no relevo, deixando transparecer nas imagens de LANDSAT-1, através de lineamentos, uma direção estrutural N-NE.

Essa unidade constitui-se de quartzitos, dolomitos, tremolita-xistos, talco-xistos e itabiritos Predominam os dolomitos, com

lentes de magnesita e de talco-xisto. A sequência litológica do grupo parece apresentar os quartzitos na base, seguidos pelos dolomitos e estes por itabiritos, e está encravada discordantemente no complexo cristalino. 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 do grupo, como fizeram outros autores. Sua situação na coluna geológica foi estabelecida segundo os critérios de posicionamento estratigráfico relatados por Brunet al. (op. cit.)

Estes metamorfitos têm importância econômica mineral nas suas ocorrências de magnesita, que são exploradas no município de Santo Sê na região de Castelo (BA), e ainda pela presença de camadas e lentes itabiríticas.

3 2 3 - GRUPO CHAPADA DIAMANTINA

Brito Neves (1968), tendo em vista um melhor uso da nomenclatura estratigráfica, propôs a denominação Grupo Chapada Diamantina para o conjunto das formações Tombador, Caboclo e Morro do Chapêu, anteriormente denominado como Grupo Tombador, por Barbosa (1965, b)

Os estudos geológicos, ao sul da Chapada Diamantina, remontam de Derby (1906) que originalmente empregou o termo Série Lavras à unidade que contém os conglomerados diamantíferos e Série Paraguassua arenitos vermelhos, sotopostos em discordância erosiva. Para a região norte da Chapada Diamantina (Jacobina), Branner (1910) estabeleceu uma primeira estratigrafia para este conjunto. Arenito Tombador na base, Silex Jacuípe, Folhelhos Caboclo e Arenito Superior.

Vários outros estudiosos como Crandall (1919), Moraes e Guimarães (1930), Oliveira e Leonardos (1943), Kegel (1959, 1963) Moore (1964) e Almeida (1964) in Brito Neves (1968), estabeleceram novas

colunas estratigráficas para a região da Chapada Diamantina e/ou estenderam suas denominações a regiões de Minas Gerais.

Uma definição mais precisa da estratigrafia da Chapada Diamantina foi idealizada por Barbosa (1965, b) que reuniu na denominação Grupo Tombador as formações São Pedro, Tombador, Caboclo e Lajes, para a região de Remanso e Sento Sê (BA). Os trabalhos realizados por Kujavik (1967), Barros (1967) e Brito Neves (1967) não levaram em consideração tal proposição. Brito Neves (1968) retornou à proposição de Barbosa (op cit), mudando o nome de Grupo Tombador para Grupo Chapada Diamantina, e substituindo o termo Lajes pelo termo Morro do Chapêu.

Uma estratigrafia mais detalhada foi proposta por Schobbenhaus e Teixeira Kaul (1971), para a parte ocidental da Chapada Diamantina, composta por sete unidades litoestratigráficas Complexo Rio dos Remédios, formações Ouricuri do Ouro, Mangabeira, Ipujiara, Caboclo, Morro do Chapêu e Guariba.

Mascarenhas et al (1972), no Projeto Bahia, confirmam a sequência estratigráfica de Brito Neves (1968), fazendo, para isso, as seguintes correlações mostradas no Quadro 3

Bruni et al. (1974) reúnem as formações Ouricuri do Ouro, Mangabeira e Ipujiara como Formação Tombador, e admitem a equivalência litoestratigráfica do Grupo Chapada Diamantina com os grupos Santo Onofre e Natividade, equivalência esta aceita pelos autores deste trabalho.

A estratigrafia, adotada no atual trabalho, foi definida por Brito Neves (1968), tendo-se nela incluído a Formação Ipujiara de Schobbenhaus e Teixeira Kaul (1971), e a Formação Lençóis de Mascarenhas (1969, b)

REPRODUCIBILITY OF THE
ORIGINAL PAGE IS POOR

QUADRO 3

PRINCIPAIS ESTRATIGRAFIAS PROPOSTAS PARA O
GRUPO CHAPADA DIAMANTINA

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

* Mascarenhas et al (op. cit) consideraram os membros inferior e superior da Formação Ipuirara como variações faciológicas da Formação Caboclo

A porção norte ocidental da Chapada Diamantina constitui um conjunto de serras, que é o prolongamento oriental do sistema orográfico Serra do Espinhaço. Com comportamento estratigráfico e estrutural relativamente simples, esboça no geral um extenso anticlinal com eixo de dobramento em sua região central de afloramentos. 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 observações de campo neste grupo foram dificultadas devido ao difícil acesso à área. Este problema foi superado pela perfeita concordância da interpretação das imagens com os diversos trabalhos anteriores. As descrições litológicas foram condensadas de observações de outros autores e de pontos amostrados nas áreas visitadas, durante os trabalhos de campo.

Seus tipos litológicos consistem de conglomerados, arenitos, quartzitos finos a grosseiros, metassiltitos, filitos, ardósias e argilitos, que atingem no máximo o fácies xisto-verde, sendo o metamorfismo às vezes incipiente ou mesmo ausente.

As relações de contato do Grupo Chapada Diamantina, com as áreas do embasamento na parte ocidental, estão mascaradas por extensa cobertura areno-argilosa. Na região oriental e norte este grupo é recoberto discordantemente pelas rochas do Grupo Bambuí e da Formação Caatinga.

a) Formação Tombador

Derby (1879) foi o primeiro a descrever estas sequências areníticas, entretanto coube a Branner (1910) o uso original do termo Arenito Tombador, referindo-se a sedimentos clásticos da Serra do Tombador. Seguiram-se os trabalhos de Williams (1930) in Brito Neves (1967), e de Mello Júnior (1938).

REPRODUCIBILITY OF THE ORIGINAL PAGE IS POOR

Estudos posteriores, com novas observações estratigráficas, foram feitos somente quando Kegel e Pontes (1957) viram a necessidade de classificar essa sequência sedimentar como formação (Formação Tombador). Brito Neves (1967) considerou os conglomerados da Formação São Pedro de Barbosa (1965, b), coincidentes com os da Formação Tombador, não achando conveniência em tratá-los como unidades independentes. Ao constatar o Bambuí preenchendo as sinclinais dos sedimentos clásticos, advoga-lhes uma posição pré-cambriana superior, posto que o Bambuí nesta época já fora datado em 580-630 m.a.

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).

A principal área de ocorrência da Formação Tombador na folha é na região de Brotas de Macaúbas e Ipupiara (BA), onde está depositada sobre o cristalino dobrado, sendo recoberta concordantemente, nesta área, pela Formação Ipupiara.

O conjunto litológico desta unidade inicia-se por conglomerados polimícticos, onde predominam seixos de rochas do embasamento granítico-gnáissico. Na matriz parece predominar o cimento argiloso, com variações para cimentos arenoso e arcoseano. Os quartzitos são geralmente de granulação fina a grosseira, com estratificação simples e cruzada, ocorrendo também ardósias e quartzitos finos, alternando-se ritmicamente com metassiltitos. Este conjunto, segundo Mascarenhas et al. (op. cit.), ocupa posição intermediária na Formação Tombador. São seguidos no topo por quartzito grosseiros, às vezes conglomeráticos.

A espessura desta formação é variável, de acordo com as ondulações do embasamento que, segundo Bruni et al. (op. cit.), na área da Folha Rio São Francisco, é de aproximadamente 400 m, sendo que Schobbenhaus (1972) estima uma espessura de 1.500 m para esta formação, fora dos limites da folha.

A Formação Tombador forma em toda a sua área de exposição de Brotas de Macaúbas e Ipuíara (BA), serras quartzíticas longilíneas de direção NW, que se estreitam para o sul. Suas serras orientam-se segundo o eixo do grande anticlinal, que engloba as formações do Grupo Chapada Diamantina, na sua parte oriental.

b) Formação Ipuíara

A Formação Ipuíara, proposição de Schobbenhaus e Teixeira Kaul (1971), é restrita à região de Ipuíara 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 consideram a Formação Ipuíara como uma unidade estratigráfica única.

Recorrendo-se à 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 Ipuíara de Schobbenhaus e Teixeira Kaul (op. cit.). Considerando a extensão dessa unidade, possível de ser reconhecida em imagens na escala 1:1.000.000, é de se supor que ela não represente uma simples variação faciológica da Formação Caboclo. Por este motivo, achamos necessário a permanência da Formação Ipuíara 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 Ipuíara dispõem-se nos flancos da anticlinal central da Chapada Diamantina. É capeada concordantemente pela Formação Caboclo.

c) Formação Caboclo

A designação de "Folhelhos Caboclo" foi dada por Branner (1910) à série de folhelhos e argilitos ocorrentes no centro da Bahia, na Serra do Caboclo, anteriormente denominada de Série Paraguassu por Derby (1906).

Mascarenhas et al (1972) estabeleceram a sub-divisão da Formação Caboclo em três seqüências litológicas distintas, baseados na grande variação faciológica desta unidade. Consistem principalmente de metarenitos feldspáticos, filitos, metarenitos conglomeráticos, arenitos conglomeráticos, arenitos quartzíticos e alguns níveis conglomeráticos.

A Formação Caboclo expressa-se por uma morfologia de morros, circundada pelas elevadas serras alongadas de quartzitos, que constituem a Formação Morro do Chapéu. A espessura desta unidade, segundo Schobbenhaus (1972), varia geralmente entre 100 e 500 m, podendo atingir os extremos de 0 a 1 500 m.

Em sua ocorrência na área, esta formação é representada predominantemente por quartzitos³ brancos, finos e bem laminados, com estratificação cruzada ou simples. Em níveis inferiores, intercalam-se nestes quartzitos camadas de metassiltitos, filitos e argilitos. Repetem-se

em posição superior, na sequência metassedimentar, camadas de arenitos quartzíticos com níveis conglomeráticos formados, na maioria, por seixos arredondados de 5 cm, em matriz cimentada.

A Formação Caboclo ocorre na área em estudo, formando uma faixa com fechamento para norte, no centro da grande anticlinal Gentio de Ouro, que delimita a borda ocidental da Chapada Diamantina. A Formação Caboclo repousa concordantemente sobre a unidade basal do Grupo Chapada Diamantina, a Formação Tombador. Na extremidade leste, nas cabeceiras do Riacho do Arroio, o contato desta unidade com a Formação Tombador é feito por falhamento de direção N 70°W. O contato superior com a Formação Morro do Chapêu é difícil de estabelecer no campo (Mascarenhas et al) (op. cit), devido a sua grande variação litológica.

A principal direção estrutural que se reflete nesta formação, através de longos falhamentos normais, é aproximadamente perpendicular ao eixo do anticlinal e é o resultado da fase tectônica rígida que afetou este grupo. Lineamentos e falhamentos menores, paralelos ao eixo da dobra, podem ser associados à fase de tectônica plástica. O corpo básico que ocorre a NW de Gentio de Ouro (BA), intrudido em rochas desta formação, pode ser atribuído a esta segunda atividade tectônica.

d) Formação Morro do Chapêu

REPRODUCIBILITY OF THE
ORIGINAL PAGE IS POOR

A proposição do termo Morro do Chapêu foi idealizada por Brito Neves (1965, 1967), após o estudo das exposições típicas desta formação na região homônima. Esta nova denominação veio em substituição ao termo Série Lavras, de Derby (1906), devido à 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), Almeida (1964) 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 arenitos quartzíticos médios a grosseiros, e o superior constituído por arenitos quartzíticos finos.

Conglomerados com níveis de duas dezenas de metros no máximo, contendo seixos, principalmente, de quartzito de cores variadas e quartzo leitoso, intercalam-se em camadas de arenito quartzíticos, em geral, grosseiros. Próximo à localidade de Gentio de Ouro ocorre um arenito quartzítico bem estratificado, de coloração marrom avermelhada, com delgados níveis amarelados, apresentando localmente estratificação cruzada e marcas de ondas regulares. Arenitos finos, estratificados e de cores claras ocupam posição superior nesta formação.

Em seu trabalho, Brunı et al. (1974) relatam uma espessura máxima de 500 m para esta formação, na área mapeada. Sua faixa de afloramento constitui os flancos dos dois principais anticlinais, o de Gentio de Ouro e o localizado ao sul da Barra de Mendes, ambos com direção aproximada NNW-SSE e mergulhos suaves para NE e SW. Tanto o contato superior com a Formação Lençóis, como o contato inferior com a Formação Caboclo são concordantes e gradacionais.

e) Formação Lençóis

Mascarenhas (1969, b) denominou de Formação Lençóis a uma sequência clástica, constituída de arenitos quartzíticos, arenitos feldspáticos, siltitos e argilas, superior a Formação Morro do Chapéu, aflorante na região de Lençóis, a SE da Folha Rio São Francisco.

Schobbenhaus e Teixeira Kauł (1971), na região do Rio Guariba, a leste de Ipupiara, denominaram uma nova formação de Guariba, dividindo-a em dois membros. Esses autores fizeram alusão à semelhança de litologia entre a Formação Lençóis e o membro inferior da Formação Guariba, com possibilidade de correlação entre as duas unidades. Esta

correlação foi posteriormente aceita por Mascarenhas et al. (1972) no Projeto Bahia, sendo referida como Formação Lençóis ou Guariba

A configuração de Mascarenhas et al (op cit), comprovando a identidade destas duas unidades, exige o abandono da última de nomação proposta por Schobbenhaus e Teixeira Kaul (op. cit.). Advogamos, portanto, a permanência do termo Formação Lençóis em virtude de 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, de cor cinza claro a verde, bastante compactados, onde intercalam-se camadas de arenito friável. Dão sequência à formação espessas camadas de argilitos e siltitos estratificados, agora com intercalações de calcários escuros e arenitos compostos. Arenitos quartzíticos, semelhantes aos da Formação Morro do Chapéu, apresentam estratificação cruzada e marcas de onda. Schobbenhaus (1972) reporta que "as sequências inferiores ocupam frequentemente núcleos de sinclinais, sobre os quais se desenvolveram superfícies intramontanas"

A Formação Lençóis ocorre em larga faixa de exposição, unicamente na parte oriental da Chapada Diamantina, com direção aproximada NNW-SSE, marcada por mergulhos suaves para NE. Na região de Ibiapaba e Barra do Mendes (BA), o Grupo Bambuí recobre seus sedimentos, algumas vezes preenchendo sinclinais. Ao norte seu contato é encoberto por depósitos terciário-quadernários, ou pelos calcários do Bambuí. Seu contato com a Formação Morro do Chapéu parece ser discordante, segundo interpretações com imagens LANDSAT-1.

REPRODUCIBILITY OF THE
ORIGINAL PAGE IS POOR

Contrastando com as unidades inferiores, a Formação Lençóis não foi afetada de forma intensa por movimentos diastróficos. Um expressivo falhamento de gravidade, com aproximadamente 40 km de extensão, secciona obliquadamente a Serra Azul ou das Laranjeiras, truncado ao norte por pequenas falhas

Schobbenhaus (op. cit) estima a espessura de 1 000 m, na região de Barra do Mendes (BA), para um dos membros em que divide esta formação

3 2.4 - GRUPO SANTO ONOFRE FORMAÇÃO SÃO MARCOS

A denominação Grupo Santo Onofre de Porcher (1970) refere-se às sequências ectoníticas da porção setentrional da Serra do Espinhaço, além do limite sul da Folha Rio São Francisco. Este autor, ao introduzir modificações na coluna estratigráfica de Teixeira Kaul (1970), estabeleceu a seguinte estratigrafia de base para o topo. formação Boqueira, Pajéu, Bom Retiro, São Marcos e Santo Onofre.

Estudos iniciais nas serras do Boqueirão e do Estreito foram feitos por Moraes Rego (1962) e, posteriormente, por Kegel (1968), tendo o último autor equiparado os quartzitos das serras com o Grupo Itacolomi, no Estado de Minas Gerais

Num amplo estudo regional, Pflug et al (1969) consideraram 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 esta sequência à evolução do Ortogeossinclinal Minas

Posteriormente os limites do Grupo Santo Onofre foram entendidos até as serras do Estreito do Boqueirão e da Tabatinga, por Brun et al (1974) Esses autores adotaram o conceito de equivalência estratigráfica de Pflug et al³ (op cit) e utilizaram o termo Super Grupo Espinhaço para englobar os grupos Santos 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 de 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 Morparã, 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 na área mapeada 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 cristais nas suas imediações. Em vários pontos amostrados em ambas as serras, os quartzitos exibem estratificação normal em camadas que variam de 10 a 30 cm. São frequentemente micáceos, de granulação fina, hipersilicificado e com cores cinza clara a amarelo avermelhada. Variações grosseiras de granulações tornam a rocha friável, com perda da laminação. Veios e lentes de quartzos, em diversas direções, são elementos comuns nas camadas quartzíticas. Na porção norte da Serra do Boqueirão intercalam-se quartzitos fortemente perturbados, camadas de filito grafitoso, com presença de possantes veios de quartzo e rochas miloníticas.

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 unidade inferior do Grupo Santo Onofre ou ser uma gradação de fácies das rochas do embasamento. Neste local, o grau metamórfico das rochas da Formação São Marcos atinge níveis mais altos, (mesozonal) do que o grau das sequências quartzíticas das serras (epizonal), exibindo dobras abertas.

Winge (1968) supõe que uma mobilidade maior do embasamento, permitindo uma espessa acumulação de sedimentos nesta área, com um tectonismo mais acentuado, teve como consequência uma maior intensidade de metamorfismo do que nas regiões marginais. A forte incidência de veios e lentes de quartzo estaria condicionada às fases tardias dos processos metamórficos, em zonas de descompressão.

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

As direções estruturais deste grupo alinham-se em continuidade estrutural à Serra do Espinhaço, tendo sofrido na extremidade norte a superimposição das estruturas condicionadas aos dobramentos Brasileiros (Caririanos), que originaram a discordância estrutural entre a Formação São Marcos e o Grupo Rio Preto.

Winge (1968) reconhece que esta formação ultrapassa facilmente os 1 000 m de espessura. Uma espessura de 3 000 m foi determinada por Schobbenhaus (1972), em áreas ao sul da folha

3.2.5 - GRUPO RIO PRETO

Barbosa et al. (1971) definiram como Grupo Rio Preto os mica-xistos com intercalações de quartzitos micáceos, provavelmente calcários e calco-xistos, aflorantes na região da Bacia Hidrográfica do Rio Preto. Posicionaram este grupo estratigraficamente acima dos metassedimentos que compõem as serras do Estreito e do Boqueirão.

Trabalhos mais recentes, como os de Nunes et al. (1973) e Brunı et al. (1974), divergem do de Barbosa et al. (op. cit.), pois esses autores consideram esses metamorfitos como pertencentes ao Grupo

Caraíba e ao Grupo Santo Onofre, respectivamente. 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.

A visão regional fornecida pelas imagens do LANDSAT-1 mostram claramente uma discordância estrutural, quase ortogonal, entre essas duas unidades. Em virtude da falta de dados cronoestratigráficos 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 esta unidade ocupa posição inferior a do Grupo Bambuí.

O Grupo Rio Preto é litologicamente constituído por quartzitos, mica-xistos e filitos. Barbosa et al. (op cit.) reportam a possível ocorrência de calcários e calcoxistos. Os quartzitos são de cor branca ou cinza, com granulação fina, micáceos, finamente laminados e ocorrem geralmente intercalados nos mica-xistos. Podem apresentar, ainda, porcentagens variadas de óxido de ferro, atingindo, às vezes, um caráter itabirítico. Os filitos contêm sericita, sendo às vezes quartzosos, bem laminados e geralmente físseis. Exibem coloração variegada, mais comumente são esbranquiçados a avermelhados, podendo incluir minerais de mais alto grau de metamorfismo, como turmalina e rutilo.

A direção estrutural preponderante nas rochas desse grupo é ENE-WSW, refletida principalmente através de sua xistosidade, como também pelos falhamentos e fraturas. As camadas apresentam-se, em alguns locais, fortemente inclinadas com caimento para SE, podendo passar a sub-verticais e verticais. Já em outros locais, a inclinação das camadas diminui consideravelmente, assumindo pequenos ângulos de mergulho. Uma variação tão ampla do ângulo de mergulho reflete a intensa atividade tectônica por que passou este grupo, mostrada através de falhamentos diversos e dobramentos condicionados à direção estrutural principal.

REPRODUCIBILITY OF THE
ORIGINAL PAGE IS POOR

3.2.6 - GRUPO SALGUEIRO

Barbosa et al (1970), em trabalho realizado em 1964 no "Projeto Cobre", denominaram de Grupo Salgueiro a uma faixa de mica-xistos e quartzitos, que se alonga desde Parnamirim até a localidade de Salgueiro (PE).

Caldasso et al (1973), numa tentativa de posicionar estratigraficamente o embasamento cristalino, dividem-no em três unidades distintas, A, B e C, das quais as unidades inferiores A (fácies xisto-verde) e B (fácies anfíbólitico) corresponderiam ao Grupo Salgueiro. Referiram-se, ainda, a uma maior probabilidade de correlação da unidade A com o Grupo Bambuí, em virtude de suas ocorrências de calcário.

Os limites desse grupo foram estendidos em sua porção ocidental por Nunes et al. (1973), abrangendo as cidades de Paulistana, São Raimundo Nonato, Caracol e Cristalândia (PI). Dão ao grupo uma posição estratigráfica inferior ao Grupo Chapada Diamantina, já que consideram este mais jovem que as intrusões sieníticas do Grupo Salgueiro. Datações dessas intrusões sieníticas e graníticas foram determinadas por Barbosa (1965,b) em 530 a 590 m a., tendo Nunes et al. (op. cit.) conseguido em uma amostra de dique granítico a idade de 636 m.a. Por fim, em sua divisão cronológica do Pré-Cambriano, Bruno et al (1974) consideraram o Grupo Salgueiro dentro de um intervalo de 570 a 1 000 m.a. (Pré-Cambriano A), e superior ao Grupo Chapada Diamantina.

Com base nestes valores, Brunu et al. (1974) consideram 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 tecto

nismo, 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 xisto-verde ocorrente no extremo nordeste da área, com direção NE-SW definida por lineamentos estruturais. Constituem-se de clorita-sericita-xistos, xistos a duas micas granatíferos e quartzo-filitos geralmente alterados. Próximo à Vargem Grande, na estrada de São Raimundo Nonato a São João do Piauí, na base da Formação Serra Grande encontra-se uma camada de metarcóseo com 100 m de largura de afloramento, intercalada no quartzo-filito. Estes metarcóseo, de granulação grossa e coloração avermelhada, possui cristais de feldspato e anfibólio levemente orientados.

Calcários epimetamórficos de cor cinza média, com estrutura maciça, afloram próximo a São Raimundo Nonato, associados a calcóxidos. De acordo com Caldaso et al (1973), este horizonte calcopelítico situa-se próximo à 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 anfibólitos) são observados nas proximidades de São Raimundo Nonato, por exposições de paragnaisses bandados, regularmente com caimento geral para NW. Caldaso et al (op. cit.) relatam a ocorrência de migmatitos heterogêneos formados a partir desses paragnaisses. Quartzitos com intercalações de xistos formam grandes anticlinórios com mergulho para NE, com ocorrência além do limite leste da folha.

A sequência magmática, intrudida nos metapelitos do Grupo Salgueiro, é representada por corpos graníticos e sieníticos, e intrusivas básico-ultrabásicas com idades em torno de 580 m a , segundo Barbosa (op. cit.) Estas intrusivas estão orientadas na direção NE-SW, concordantes com as estruturas das encaixantes. O mais importante maci

ço básico-ultrabásico situa-se pouco além do meridiano de 42° , na Fazenda de Brejo Seco (PI), formado por gabro e serpentinito, e mineralizado em Ni, Co e Cu. Granitos cinza claros e róseos formam diversos núcleos próximos à borda da Bacia Sedimentar do Parnaíba. São geralmente biotíticos e levemente orientados, refletindo a direção estrutural dos encaixantes.

O Grupo Salgueiro entra em contato com os sedimentos paleozóicos da Bacia do Parnaíba, em flagrante discordância angular (estrada São Raimundo Nonato a São João do Piauí, na base da Serra de Capivara). De forma semelhante, seu contato inferior possui discordância angular com o complexo cristalino.

3.2.7 GRUPO BAMBUÍ

A primeira utilização do termo Bambuí foi feita por Rimmann (1917), seguindo sugestão de Horace Williams, para caracterizar os calcários ocorrentes na cidade de Bambuí (MG).

Vários autores estudaram estas rochas calcárias, cabendo as primeiras observações sobre esta unidade a Spix e Martius (1817-1820), in Brito Neves (1968). Posteriormente, outros estudiosos, tais como Derby (1879), Branner (1910), Moraes Rego (1926) e Freyberg (1932) contribuíram para o conhecimento do Grupo Bambuí, mas foram Branco e Costa (1961) os primeiros a propor uma divisão estratigráfica.

O Quadro 4 correlaciona as primeiras estratigrafias propostas para o Grupo Bambuí. A de Branco e Costa (1961) foi proposta para a parte sul da Bacia do São Francisco, em uma base mais compatível com a variedade litológica e estrutural do grupo. Para esta mesma área, Monteiro de Oliveira (1967) propõe uma nova divisão, cujas formações podem ter caráter meramente local. A coluna proposta por Barbosa (1965) apresenta falhas devido à ausência de mapeamentos regionais em toda a extensão do grupo, pois o autor baseou-se em perfis geológicos. Por último, a estratigrafia de Braun (1968) tem um caráter mais representativo.

QUADRO 4

PRINCIPAIS ESTRATIGRAFIAS PROPOSTAS PARA O GRUPO BAMBUÍ

BRANCO e COSTA (1961)		MONTEIRO de OLIVEIRA (1967) *		BARBOSA (1965, a)	BRAUN (1968)	LITOLOGIA
Formação Rio Paraopeba	Membro Serra da Saudade	Grupo Superior	Formação Três Marias Membro Serra da Saudade	Formação Três Ma rias	Formação Três Ma rias	ardósias, siltitos micáceos, grauvas siltíticas
	Membro Três Marias					
	Membro Lagoa do Jacaré	Grupo São Francisco	Formação Lagoa do Ja caré	Formação Lagoa do Jacaré	Formação Paraopeba fácies Sete Lagoas, fácies Lagoa do Ja caré, fácies Samburã	Calcários, margas, ardósia (fácies Se te Lagoas), calcá rios oolíticos (fá cies Lagoa do Jaca ré), molassas (fá cies saburã)
	Membro Serra Santa Helena		Formação Serra Santa Helena	Formação Serra da Gineta		
Formação Sete Lagoas	Formação Sete Lagoas		Formação Sete La goas			
Formação Carrancas		Formação Vila Chapada Membro sem designação	Formação Paranoã	Formação Paranoã	Formação Paranoã	quartzitos, filitos e metassiltitos intercalados
		Membro Carrancas	Formação Samburã	Conglomerado basal fácies Carrancas		

* Trabalho concluído em 1962

REPRODUCIBILITY OF THE
ORIGINAL PAGE IS POOR

em âmbito regional, sendo possível de ser utilizada em trabalhos de campo. No mesmo sentido de Braun (op. cit.), foi utilizada a divisão do Grupo Bambuí na Folha Rio São Francisco.

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

Existem ainda divergências quanto à posição do Grupo Bambuí em relação ao tempo geológico. Amaral e Kawashita (1967), utilizando-se de cinco amostras de folhelho da Formação Sete Lagoas, em área restrita, obtêm através do método Rb/Sr idades de 600 ± 50 m.a. para o Grupo Bambuí. No entanto, esta idade é contestada por Cloud e Dardene (1973), que atribuem a idade Rifeano Médio (950 - 1.350 m.a.) ao Grupo Bambuí, baseando-se em correlação paleontológica com rochas da União Soviética.

A grande bacia de deposição do Grupo Bambuí inicia-se na cidade de Piauí, em Minas Gerais, estendendo-se por toda a Bacia do Rio São Francisco até atingir o NW da Bahia. Esta sedimentação do Pré-Cambriano Superior encobre toda a borda ocidental da Plataforma do São Francisco, em discordância com as formações mais antigas da cobertura plataformai. Sobre a plataforma, as formações do Grupo Bambuí estão afetadas por dobramentos suaves, entretanto as depositadas na borda ocidental, sobre a Faixa de Dobramentos Brasília, apresentam dobramentos cerrados e falhas de empurrão.

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 Terciário/Quaternárias escondem a extensão real de sua bacia de deposição, que provavelmente se estenderia até os sedimentos paleozóicos da borda SE da Bacia do Parnaíba. No lado goiano, o Grupo Bambuí é representado pela Formação Paraopeba, que mostra

uma direção estrutural NW-SE, contrastando com as primeiras exposições no noroeste da Bahia, cujos lineamentos orientam-se para NE-SW. Toda a área de afloramento do Bambuí na região baiana ainda permanece indivisa

No Estado de Goiás, o Grupo Bambuí compreende uma única área de afloramento, na região sudoeste da Folha Rio São Francisco, localizada a sudoeste da cidade de Dianópolis, na altura do meridiano $46^{\circ}30'$. São as exposições terminais da Faixa de Dobramentos Brasília, com seus contatos norte e leste encobertos pelos sedimentos continentais da Formação Urucua. Na borda ocidental, o contato se faz discordantemente com o embasamento por uma falha de empurrão de direção NNW-SSE estando encoberto em alguns locais por sedimentos terciário/quaternários

A Formação Paraopeba, que representa o Grupo Bambuí nesta área, é caracterizada em sua seção típica, segundo Braun (op cit), por uma heterogeneidade litológica, sendo a margá o elemento mais comum. Ocorrem também siltitos, calcários, argilitos, ardósias, arenitos e arcóseos, nem todos presentes na área de estudo. Os tipos litológicos mais comuns são calcários cinza escuros, cristalinos e fraturados, e ardósias geralmente alteradas, intensamente fraturadas e de coloração vermelha a marrom. Com menor frequência, intercalam-se metassiltitos e filitos junto às camadas ardósianas

Estruturalmente predomina a direção NNW-SSE, citando-se como a mais importante feição um falhamento de empurrão que jogou as rochas do Pré-Cambriano Indiviso sobre o Bambuí, no sentido de oeste para leste.

No Estado da Bahia, a principal litologia do Grupo Bambuí é um calcário de cor cinza escura, bastante rico em material carbonoso, e cinza claro quando alterado, devido à perda deste material por lixiviação. É comum a presença de veios calcíferos granoblásticos, em

contatos suturados. Ocorrem também filitos de coloração esverdeada ou arroxeada, bastante físseis e com alterações que lhes dão uma aparência de folhelhos.

Na região de Barra Mendes, diversos autores observaram arenitos e conglomerados basais sobrejacentes à Formação Lençóis notando-se, frequentemente próximo ao contato, intercalações centimétricas silítico-argilosas no calcário. Brun et al (1974) citam a ocorrência de metassiltitos calcíferos, metarcôseos com cristais de pirita disseminados e metagrauvascas. Na região que antecede a confluência dos rios Grande e Preto, interpretaram-se áreas contendo inúmeras dolinas calcárias, sob a extensa cobertura terciária/quaternária.

O Grupo Bambuí, na região leste da Chapada Diamantina, exhibe relações de contato marcadas por um contraste estrutural com as sequências clásticas da Formação Lençóis. As orientações preferenciais dos eixos das dobras estão aproximadamente 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 anticlinalis de pequena amplitude, como é exemplificado na região de Central (BA). Krijnik (1967), para a área noroeste da Quadrícula Barra do Mendes, relata perturbações restritas que ocasionaram uma subverticalização das camadas.

O padrão estrutural do Grupo Bambuí, próximo ao contato com as escarpas areníticas da Formação Urucuia, mostra uma direção NE-SW, concordante com as direções dos grupos mais antigos. Duas falhas inversas, com planos mergulhantes para NW, atingem 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 Grupo Bambuí, como é referido em várias interpretações anteriores. Nas proximidades do falhamento, encontraram-se intercalações de arenito quartzítico e calcário em perfeita concordância, e levemente inclinados para NW,

sendo que, devido a diferença petrográfica com as rochas do Bambuí existentes nesta região, estas rochas foram interpretadas como pertencentes à base da Formação Rio Preto. Outro falhamento inverso ao sul do Riachão das Neves, que afeta unicamente rochas do Grupo Bambuí, é descrito na bibliografia como um contato de rochas calcárias com metarcôseos.

É interessante notar a concordância estrutural que existe bem as rochas do Grupo Bambuí em ambos os lados da Formação Urucuaia, com áreas pré-cambrianas mais antigas. Estas rochas estariam provavelmente condicionadas às direções estruturais das faixas de dobramentos Brasília e Caririana.

3.3 - BACIA DO PARNAÍBA

A segunda província geológica da Folha Rio São Francisco compreende as formações sedimentares da Sinéclise do Parnaíba, uma típica bacia intracratônica. O Siluriano Inferior (?) inaugurou a era das invasões marinhas sobre uma plataforma estável, refletida pela pequena espessura de suas formações, localmente não excedendo 3.500 m, segundo Almeida (1967). Essas invasões processaram-se por todo o Devoniano, fazendo-se presente, em parte, no Carbonífero e cessando no Permiano, onde prevaleceram condições de sedimentação predominantemente continentais.

A Bacia do Parnaíba ocupa uma área aproximada de 50% da Folha Rio São Francisco, sendo limitada em quase toda a sua extensão por rochas pré-cambrianas. Sua sedimentação é de caráter principalmente detrítico, e exibe um tectonismo modesto, manifestado pela monotonia e semelhança litológica de suas formações, e com um magmatismo básico de pouca expressão quando comparado ao da Sinéclise do Paraná. A configuração semi-circular ao sul da bacia 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 conservadas atualmente. Após Small (op. cit.), muitos trabalhos foram realizados, mas foi com o advento da Petrobrás que se iniciaram os trabalhos sistemáticos, abrangendo toda esta área sedimentar.

Aguiar (1969) correlacionou e interpretou todos os dados obtidos através dos trabalhos realizados pelos geólogos da Petrobrás, e elaborou uma coluna estratigráfica para a Bacia do Parnaíba, que é ainda hoje a mais geral e completa (Quadro 5). Nunes et al. (1973) propuseram uma nova coluna estratigráfica com um número menor de unidades que a de Aguiar (op. cit.), suprimindo várias formações, além de unir outras anteriormente independentes (Quadro 6). Esta 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 por Nunes et al. (op. cit.), não foi reconhecida na área, sendo restrita, segundo Aguiar (op. cit.), à parte norte da bacia, além dos limites da folha.

3.3.1 - FORMAÇÃO SERRA GRANDE

O termo "Série Serra Grande" foi usado pela primeira vez por Small (1913), para designar os espessos leitos que formam a Serra Grande, entre os estados do Ceará e Piauí, na margem leste da Bacia do Parnaíba. Posicionou esses arenitos primeiramente no Cretáceo e, posteriormente, no Permiano.

Plummer et al. (1948) e Campbell et al. (1949), estudando os mesmos sedimentos descritos por Small (op. cit.), os colocam no Cretáceo Superior e Carbonífero, respectivamente. Somente Blankenagel (1952) veio a estabelecer a posição correta para a Formação Serra Grande, posicionando-a na base da sequência sedimentar da bacia, logo abaixo da Formação Pimenteiras. Mesner e Wooldridge (1962) dividem-na em dois membros: o inferior arenítico e o superior constituído por folhelhos.

QUADRO 5

COLUNA GEOLÓGICA DA BACIA DO PARNAÍBA

PROPOSTA POR AGUIAR (1969)

ERA	UNIDADES				LITOLOGIA	
	CROONSTRATIGRÁFICAS		LITOSTRATIGRÁFICAS			
	SISTEMA	SÉRIE	GRUPO	FORMAÇÃO		
CENOZÓICA	QUATERNÁRIO				Areias e argilas	
	TERCIÁRIO	MIOCENO INFERIOR	SÃO 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		COBÓ	Folhelhos pretos ou cinza-esverdeados, betuminosos, com leitos de calcário e andrita	
				GRAJAU	Arenitos branco-amarelados, finos a grosseiros, com estratificação cruzada	
			SARDINHA	Basalto preto, amigdalóide		
	JURÁSSICO			CORDA	Arenitos cinza-arroxeados a marron-avermelhados, finos a grosseiros, intercalações de folhelho arroxeados e leitos de sílex	
	TRIÁSSICO	SUPERIOR	NEARIN		PASTOS BONS	Arenitos cinza-esverdeados, finos a grosseiros, argilitos com intercalações de "m cstones" e calcários
		MÉDIO			MOSQUITO	Basalto preto, geralmente alterado para arroxeados, amigdaloidal, com intercalações de arenitos vermelhos e siltitos com bancos de sílex
		INFERIOR			SAMBAIBA	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 andrita 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-médios-grosseiros, micáceos Intercalações de siltitos cinza-esverdeados-arroxeados, muito micáceos Lentes de "mudstone" na parte superior e conglomerados na inferior
SILURIANO		SUPERIOR			LONGÁ	Folhelhos e siltitos cinza-esverdeados, micáceos, com intercalações de arenito na parte média
					CABEÇAS	Arenitos branco-amarelados, finos a grosseiros, grãos subangulares, com intercalações no topo de paraconglomerados amarelados-amarronzados, com estrutura de escorregamento
		MÉDIO			PIENTEIRAS	Folhelhos e siltitos cinza-esverdeados, laminados, micáceos, com arenitos creme-esverdeados, finos, argiláceos e ólitos piritosos
			INFERIOR			SERRA GRANDE

REPRODUCIBILITY OF THE ORIGINAL PAGE IS POOR

QUADRO 6

COLUNA GEOLÓGICA DA BACIA DO PARNAÍBA (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		SAMBAÍBA	Arenito fino a médio, com grandes estratificações cruzadas
PERMIANO		PEDRA DE FOGO	Arenitos, siltitos e folhelhos, com leitos de sílex e calcários
CARBONÍFERO		PIAUI	Arenitos finos com intercalações de folhelhos carbonosos
DEVONIANO	SUPERIOR	LONGÃ	Folhelhos cinza-escuros a pretos
	MEDIO	CABEÇAS	Arenitos médios a grosseiros, com estratificações cruzadas
	INFERIOR	PIMENTEIRAS	Folhelhos e siltitos cinza-arroxeados com níveis de óólitos piritosos
SILURIANO-DEVONIANO		SERRA GRANDE	Arenitos grosseiros com leitos de conglomerado oligomítico

A Formação Serra Grande, para a área estudada, é constituída de conglomerados, arenitos grosseiros, algum folhelho e finas intercalações de siltito. O conglomerado apresenta maiores espessuras na parte inferior da formação, logo após as camadas de arenito grosseiro da base. As melhores exposições dessa unidade encontram-se na Serra da Capivara, próxima a São Raimundo Nonato (PI), formando escarpas proeminentes de até 50 m de altura. Os conglomerados, tipo oligomítico, são de coloração vermelha clara com matriz arenosa, parcialmente silicificada. Os seixos são sub-arredondados, com diâmetros variando desde milímetros até 20 a 30 cm. Na Lagoa de Parnaçuã o conglomerado apresenta aspecto brechóide, refletindo esforços diastróficos.

Os arenitos, geralmente grosseiros e com finos níveis conglomeráticos, são de cores claras, de cinza claro a bege, algumas vezes avermelhados. São mal selecionados, caolínicos, com seixos de tamanhos milimétricos, exibindo estratificação normal e cruzada, esta de pequeno porte, em média de 40 a 50 cm de espessura. Em alguns locais, apresentam-se pobremente estratificados ou mesmo maciços. O cimento, que é muitas vezes silicoso, torna a rocha compacta e pouco friável. Intercalações de pequenas camadas de siltito e folhelho são comuns, principalmente na metade superior da formação. Os folhelhos são de cores avermelhadas ou arroxeadas, siltico-arenosos, às vezes bem acamados e outras vezes com aspecto maciço, enquanto que os siltitos ocorrem como lentes dentro dos arenitos.

De uma maneira geral, a Formação Serra Grande forma uma estreita e contínua faixa de afloramentos, limitando a borda sudeste da Bacia do Parnaíba, sendo encoberta na região da Lagoa de Parnaçuã, por depósitos areno-argilosos, onde conservam alguns morros testemunhos. Entretanto, na borda sudoeste esta formação ocorre em menor escala, em um relevo bastante arrasado, sob a forma de morros testemunhos, o que torna impossível o seu mapeamento em alguns locais, nessa escala de trabalho. De um modo geral, a Formação Serra Grande possui uma largura média de afloramento de 10 km e espessuras superiores a 250 m, obtidas no poço Violetto, no Vale do Rio Gurguêia (Nunes et al., op. cit.)

Os sedimentos da Formação Serra Grande jazem discordantemente sobre o embasamento cristalino, apresentando uma certa variação no ângulo de mergulho de suas camadas, acompanhando as irregularidades do substrato, mas, de uma maneira generalizada, apresentam mergulhos da ordem de 10° na borda, diminuindo em direção ao centro da Bacia. Seu contato superior com a Formação Pimenteiras é concordante. As estruturas que puderam ser observadas nessa formação são constituídas de dobramentos suaves e locais, resultantes provavelmente de acomodamento de camadas. Pequenas falhas normais seccionam suas camadas na borda leste.

Muller (1962), in Aguiar (1971), baseado em estudos paleontológicos, 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 Serra 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.

3.3.2 - FORMAÇÃO PIMENTEIRAS

A denominação Pimenteiras foi empregada originalmente por Small (1913), para as camadas de folhelhos cinza arroxeados, ocorrentes na cidade de Pimenteiras, no Estado do Piauí. Nesta época, Small os considerava como pertencentes à sua Série Piauí, subjacentes à Série Serra Grande, invertendo em 1914 a posição estratigráfica das duas séries.

Plummer et al (1948), em exposições próximas à cidade de Picos, definiram esses folhelhos como Formação Pimenteiras, subdividindo-a nas camadas Oitis (inferior) e Picos (superior), esta última com fauna marinha e restos de peixes e plantas, incluindo-as no Devoniano. Kegel (1953) aceitou o termo Formação Pimenteiras, entretanto explicou que a fauna colhida no local típico do Membro Oitis é mais moderna que a do Membro Picos, e pertence ao Membro Passagem da Formação Cabeças. Kegel (op cit) abandonou o termo Oitis e dividiu a Formação

REPRODUCIBILITY OF THE
ORIGINAL PAGE IS POOR

Pimenteiras nos membros Itaim (inferior) e Picos (superior), pertencentes ao Devoniano Inferior, proposição esta de aceitação atual. Devido à escala, adotou-se neste trabalho uma única unidade denominada Formação Pimenteiras

A litologia que caracteriza o fácil reconhecimento desta formação é um folhelho siltítico, com oólitos piritosos, bem laminado, de coloração arroxeada e vermelha escura, que ocupa posição superior na formação, correspondente ao Membro Picos. Na porção oeste da folha, os folhelhos siltíticos estão lateritizados, com excessiva impregnação de óxido de ferro. O início desta formação é marcada por camadas de arenitos micáceos, vermelhos e marromavermelhados, de granulação fina a média, com alguma estratificação cruzada e, por vezes, com pequenos seixos de quartzo. Intercalam-se no arenito folhelhos e siltitos bem consolidados e finamente acamados.

Na margem leste da bacia, após cruzarem-se as escarpas proeminentes da Formação Serra Grande, a Formação Pimenteiras constitui um extenso chapadão coberto por solo arenoso. Nas bordas deste chapadão são encontrados afloramentos de folhelhos, às vezes piritosos, que são a camada guia da Formação Pimenteiras. As camadas da Formação Pimenteiras ocorrem em faixas contínuas entre as formações Serra Grande e Cabeças, ao longo da margem leste e oeste da bacia, sendo que em ambos os lados ela apresenta a sua extremidade sul encoberta por depósitos cretácicos da Formação Urucua. Sua largura de afloramentos na folha varia de 5 a 40 km e a espessura atinge 250 m no poço de Violetto (Bruni et al., 1974).

O seu contato com a Formação Serra Grande é notavelmente uniforme, e o superior com a Formação Cabeças é gradacional.

Mesner e Wooldridge (1964) estabeleceram, com base em estudos paleontológicos, que o Membro Itaim (inferior) é pertencente ao Devoniano Inferior e o Membro Picos (superior) posiciona-se no limite

do Devoniano Inferior com o Médio, devido à presença do peixe *Machaeranthus*, e dos trilobitas *Homolonotus* e *Asteropyge*

3.3.3 - FORMAÇÃO CABEÇAS

A denominação desta formação coube a Plummer et al (1948), ao referirem-se aos arenitos quartzosos cinzentos que constituem uma seção geológica quase completa desta unidade, na antiga localidade de Cabeças, hoje Dom Expedito Lopes (PI). Em sua coluna geológica, Plummer et al (op cit.) posicionaram-na no Carbonífero, e subdividiram-na, do topo para a base, em Camadas Ipiranga, Camadas Oeiras e Camadas Passagem

Posteriormente Blankennagel (1952), estudando esta mesma formação e adotando a nomenclatura original, propôs a idade devoniana média. Essa proposição foi ratificada em trabalhos posteriores, sendo aceita atualmente como correta

A Formação Cabeças compreende, principalmente, espessos leitos de arenitos com finas e escassas intercalações de siltitos e folhelhos. Os arenitos são de cores claras, variando de cinza claro a médio, creme e bege, e quando intemperizados adquirem, via de regra, uma coloração avermelhada. São de granulação média a grosseira, geralmente mal selecionados e atingindo, às vezes, um caráter conglomerático. São bem e regularmente acamados ou mesmo maciços. É comum a estratificação cruzada de pequeno porte, com espessura centimétrica. Os arenitos contêm seixos de quartzo angulosos a sub-angulosos de tamanhos variáveis, desde milímetros até cerca de 5 cm. Em alguns locais apresentam-se micáceos, pouco a bastante friáveis, e com quantidades de óxidos de ferro variáveis, que podem atingir altas percentagens ou estarem ausentes. A matriz é muitas vezes calcífera.

Esses arenitos apresentam-se, predominantemente, sob a forma de placas em pequenos afloramentos, mas podem também constituir escarpas proeminentes de até 30 m de altura, como a que ocorre próxima à

estrada de São João do Piauí a Canto do Buriti, na região do Povoado de Salinas (PI). O folhelho ocorre intercalado no arenito, em finas camadas bem estratificadas, de coloração cinza a arroxeada. Os siltitos o correm sob a forma de pequenas lentes.

A Formação Cabeças tem sua área de ocorrência em uma faixa que acompanha a borda da Bacia do Parnaíba, tanto na porção leste como oeste, sendo limitada pelas formações Pimenteiras e Longã. Sua maior largura de afloramento situa-se na borda SE da bacia, onde atinge em mêdia 60 km. Sua espessura atinge 300 m no poço Violeta.

Esta unidade jaz concordantemente em contato gradacional com os sedimentos da Formação Pimenteiras, e o seu contato superior com a Formação Longã é também concordante.

De acordo com Mesner e Wooldridge (1964), a Formação Cabeças originou-se em ambiente marinho e deltaico. O conteúdo fossilífero que posiciona esta formação no Devoniano Médio, segundo Kegel (1953), é representado principalmente por crinóides, *Derbyana*, *Asteropyge cf partuna*, e *Chonetes cf. syrtalis*.

3 3 4 - FORMAÇÃO LONGÃ

Albuquerque e Dequech (1926)* 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 Blankenagel (1952) estabelecer a posição litoestratigráfica correta da Formação Longã, colocando-a acima dos Arenitos Cabeças e abaixo dos sedimentos do Carbonífero.

REPRODUCIBILITY OF THE
ORIGINAL PAGE IS POOR

* Publicado em 1946

A formação é representada por folhelhos escuros, originados em ambiente redutor, com delgadas intercalações de arenitos finos e siltitos. Os afloramentos no vale do Rio Gurguêia consistem predominantemente de folhelhos cinza escuros, arroxeados e às vezes castanhos, finamente laminados e frequentemente micáceos. São siltíticos, moderadamente duros, quebradiços, e guardam uma semelhança com os folhelhos da Formação Pimenteiras. Nos afloramentos, os folhelhos formam camadas de 5 a 10 m, antes de ocorrerem as intercalações areníticas e siltíticas. Estão fortemente diaclasados na direção N50 - 60°W.

Os arenitos que se intercalam nos folhelhos são geralmente de cores claras, com granulação média predominante, algumas vezes calciníticos, e exibem estratificação cruzada de baixo ângulo. Os siltitos, em finas intercalações, são cinza claros, muitas vezes micáceos, e juntamente com os folhelhos podem exibir um certo grau de oxidação, ocasionando concreções ferruginosas.

A Formação Longã aflora continuamente ao longo do vale do Rio Gurguêia, sendo que, em Canto do Buriti (PI), aflora em faixas não superiores a 20 km de largura. Na parte oeste, as suas bordas são irregulares e amplamente erodidas, estendendo-se na direção N-S.

Vários poços para irrigação foram perfurados ao longo da estrada de Eliseu Martins a Cristino Castro (PI), no vale do Rio Gurguêia, encontrando-se uma espessura de 60 m em Bom Jesus, 50 m em Cristino Castro e 54 m em Violeta, in Brun et al. (1974).

A formação é recoberta concordantemente pelos sedimentos da Formação Poti, como foi observado na margem leste da Bacia Contudo, na região entre Correntes e Gilbuês (PI), os sedimentos jurássicos da Formação Corda recobrem-na discordantemente. Na margem oeste, localmente, seu contato com a Formação Poti é por falha normal. O contato inferior com a Formação Cabeças é também concordante.

Kegel (1953) encontrou, na estrada de Elesbão Veloso a Valença (PI), camadas com espécies da época devoniana, representadas por *Lamelibranchios*, *Asteropyge*, *Kloedenia*, *Primitia*, *Schuchertella*, *Orbiculoridea*, *Lingua*, *Pentaculites* 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. São comuns vestígios deixados por vermes, com formas geralmente circulares e elipsoidais, muitos em posição vertical aos estratos, indicando sedimentação em mar raso.

3 3 5 - FORMAÇÃO POTI

REPRODUCIBILITY OF THE
ORIGINAL PAGE IS POOR

A denominação Poti foi originalmente utilizada por Lisboa (1914), para designar os arenitos com finos leitos do vale do rio Poti. Paiva (1937) fez uso desse termo para a sequência de camadas areníticas e siltíticas, perfuradas a uma profundidade de 219-516 m, no poço nº 125, em sondagem executado pelo então Serviço Geológico Federal, em Teresina. Posteriormente, Campbell et al (1948, 1949) também adotaram, para a mesma série de camadas, a designação de Formação Poti, mas foi Kegel (1953) que, após estudos paleontológicos, colocou a referida formação no Carbonífero Inferior.

Nunes et al (1973) reuniram as duas unidades carboníferas (Poti e Piauí) na Formação Piauí, julgando impraticável uma separação, "pois seus limites não são reconhecíveis nem no campo e muito menos nas imagens de radar". Na compilação geológica da Folha Rio São Francisco, realizadas por Brunı et al (1974), as duas formações aparecem distintas, entretanto estão mapeadas unicamente na porção oeste da folha.

A litologia dominante da Formação Poti são arenitos, intercalando-se siltitos e folhelhos. Os arenitos são geralmente de granulção fina e às vezes média, de cores claras, cinza claro e branco, friáveis, ora finamente acamados, ora maciços. Menos frequentemente são micáceos e grosseiros, com níveis conglomeráticos contendo seixos

arredondados, geralmente da ordem de 2 cm. Intercalam-se mais comumente delgadas camadas de folhelho cinza claro 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.

As camadas da Formação Poti ocorrem na margem oeste da bacia, na direção N-S, cobertas ao sul pelos sedimentos da Formação Uruçua. Na porção central, afloram na bacia do Rio Gurgueia, recobrendo as camadas superiores da Formação Longã. Para o sul, próximo a Gilbuês (PI), desaparecem sob o Jurássico Corda. Sua largura de afloramento varia de 25 a 60 km, sendo geralmente mais estreita ao longo da margem oeste, e com espessuras variáveis de 80 a 235 m. A Formação Poti recobre concordantemente a Formação Longã, e seu contato superior com a Formação Piauí é também concordante, podendo localmente ser discordante.

A sedimentação da Formação Poti iniciou-se com camadas marinhas, passando a depósitos continentais e deltaicos (Mesner e Wooldridge, 1964).

3.3.6 - FORMAÇÃO PIAUÍ

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

Duarte (1936), estudando os testemunhos do poço nº 125 (SGF) para água em Teresina, e baseando-se em estudos paleontológicos, determina nesta unidade uma sequência superior marinha do Pensilvaniano Superior, e uma sequência inferior continental do Pensilvaniano Médio. Oliveira e Leonardos (1943), de posse dos dados de Duarte (op. cit.), restringem a "Série Piauí" à sequência marinha superior. Dequech in

Blankennagei (1952) designou de Formação Piauí os sedimentos situados entre a Formação Pedra de Fogo (superior) e a Formação Poti (inferior). Baseados em critérios citados anteriormente (ver Formação Poti), Nunes et al (1973) consideraram como Formação Piauí toda a sequência carbonífera

Litologicamente a Formação Piauí é representada na área, principalmente por um arenito de coloração clara, geralmente creme, bege ou cinza clara, bem selecionado, de granulação fina a média, feldspático, friável e com grãos angulosos a sub-angulosos. Apresenta geralmente uma estratificação normal a paralela. Em perfis realizados nas escarpas que se estendem por toda a margem oeste do Rio Guguêia, encontram-se, na base, arenitos rosa avermelhados, médios, regularmente selecionados, muito friáveis, com estratificação cruzada e com dezenas de metros de espessura. Mais acima, ocorre um siltito avermelhado, com aspecto rítmico em níveis de coloração avermelhada e marrom. Pode ocorrer, acima, um arenito grosseiro a conglomerático e com material calcínico. Pequenas lentes de conglomerado intraformacional associam-se ao nível do arenito conglomerático. A granulação diminui deste nível para o topo, onde prevalecem siltitos vermelhos silificados.

Em afloramento próximo à localidade de Monte Alegre (PI) intercalam-se, em arenitos finos, níveis de arenito conglomerático com seixos de quartzo de tamanhos milimétricos. Aguiar (1969) descreve também a presença de siltitos verde acinzentados, folhelhos e arenitos com algumas lentes de calcário.

As principais áreas de ocorrência da Formação Piauí, dentro do mapa apresentado, estão localizadas na porção centro-norte da folha, em área próxima a Gilbuês (PI), e em estreita faixa ao longo do Alto Rio, Parnaíba. A largura de afloramento varia de 10 a 150 km.

As relações estratigráficas dessa formação mostram, segundo Aguiar (op. cit.), discordâncias apenas locais com a unidade

inferior que é a Formação Poti, sendo no geral concordante. Seu contato superior é aparentemente concordante com a Formação Pedra de Fogo.

Estudos paleontológicos demonstraram ser a Formação Piauí a parte final da sedimentação carbonífera, estando assim colocada cronologicamente no Carbonífero Inferior, constituindo um pacote sedimentar da ordem de 300 m de espessura, segundo Barbosa et al (1973). A Formação Piauí, segundo Kegel (1956), representa uma unidade de fácies francamente marinho, e com fauna de trilobitas, braquiópodes, gastrópodos, etc.

3.3.7 - FORMAÇÃO PEDRA DE FOGO

Esta formação foi primeiramente estudada por Lisboa (1914), sendo denominada de "Série Parnaíba" e colocada no Permiano, devido à presença da madeira fóssil "Psaronius". A denominação Formação Pedra de Fogo foi dada por Plummer et al (1948) aos folhelhos, siltitos, arenitos e camadas de sílex ocorrentes no vale do Riacho Pedra de Fogo, ao longo da estrada Pastos Bons a Nova York, no Estado do Maranhão. Nunes et al (1973) incluem na Formação Pedra de Fogo a Formação Motuca (Permiano) e a Formação Pastos Bons (Jurássico), considerando-as apenas como variações faciológicas da Formação Pedra de Fogo.

Esta formação é litologicamente constituída por arenitos com folhelhos intercalados, siltitos e camadas de sílex oolítico, psolítico e concrecionário, conglomerados intraformacionais, além de algumas camadas de calcário e anidrita no topo da unidade. Os arenitos são de cores claras e de granulação fina, enquanto que os folhelhos são avermelhados.

Na Folha Rio São Francisco, a Formação Pedra de Fogo tem grande área de ocorrência, correspondendo quase que a toda região centro-norte do mapa. Esta unidade forma um relevo de extensos chapadões, constituindo uma região bastante plana e tendo sua extensão lateral

interrompida apenas nos vales dos grandes rios, como Balsas, Parnaíba e Urucui Preto, onde afloram formações mais antigas, Foram medidos mais ou menos 350 m de espessura no Poço do Riachão (MA)

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 Rapadura, situa-se um "poço" 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, em caráter local, de gabros granatíferos. Como descrito por Silva et al (op cit), "a estrutura forma uma depressão aproximadamente circular, com desnível 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, à 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.)

O contato inferior desta unidade é concordante com os sedimentos carboníferos da Formação Piauí, enquanto que superiormente é discordante dos sedimentos transgressivos jurássicos

A Formação Pedra de Fogo apresenta camadas marinhas em sua parte basal, mas a maior parte de seus sedimentos tiveram origem em ambiente marinho fechado, com frequentes ciclos evaporíticos, além de depósitos continentais, eólicos e fluviais (Mesner e Wooldridge, 1964)

O conteúdo fóssilífero desta formação é representado, entre outros, por ostracóides, *Ctenacanthus*, *Pteurocanthus*, *Psaronius*, etc

3.3 8 - FORMAÇÃO PASTOS BONS

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 Melancieiras, esta denominada e posicionada no Cretáceo por esses autores Campbell et al. (1945) 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

A sua litologia é composta por um arenito de granulação média a fina, vermelho, marrom ou zinza claro a creme. O arenito apresenta-se em alguns locais bem estratificado, sendo comum a estratificação cruzada. Já em outros, é pobremente estratificado a maciço. Geralmente é friável e bem selecionado, às vezes micáceo e com intercalações de siltito e folhelho. Os siltitos são de coloração vermelha, finamente laminados e moderadamente friáveis. Os folhelhos, menos comuns, formam níveis delgados e possuem cores avermelhadas.

Esta formação tem pequena representatividade superficial na Folha Rio São Francisco, estando restrita a duas principais áreas de ocorrência, uma ao sul de Monte Alegre (PI), englobando a cidade de Gilbuês, e a outra a sudeste de Santa Filomena (MA). Sua espessura não é bem determinada.

Silva Santos (1974), através de dados paleontológicos, determinou a idade jurássica média para a Formação Pastos Bons. Segundo

este autor, o conteúdo fóssilífero desta unidade é representado pelos peixes das famílias *Semionotidae*, *Pleurophoridae* e *Macrosemidae*

Seu contato inferior, na área em questão, é discordante e transgressivo sobre os sedimentos das formações Piauí e Pedra de Fogo. O contato superior com os sedimentos jurássicos da Formação Corda é concordante

3 3 9 - FORMAÇÃO CORDA

Lisboa (1914) utilizou originalmente o termo Corda para designar os arenitos vermelhos sotopostos aos derrames basálticos de Grajaú (MA). Em concordância, Campbell et al. (1949) denominaram de Formação Corda, do Cretáceo Inferior, a sequência clástica discordante e superior aos basaltos, composta pelos membros Iguatins, Macapã e Camadas Indivisas, antes englobadas na Formação Grajaú.

Posteriormente, Moore (1961), Northfleet e Melo (1967) e M. Melo e Silva (1968) mapearam continuamente os arenitos vermelhos de Lisboa (op. cit.), desde Barra do Corda até São Raimundo das Mangabeiras (MA). U. Melo e Silva (1968) estendem o mapeamento até a localidade de Pastos Bons (MA), onde eles reaparecem concordantemente sobre a Formação Pastos Bons. Aguiar (1969) encontrou os mesmos níveis estratigráficos para as formações Corda e Pastos Bons, na região central da folha Cunha e Carneiro (1972) consideraram a Formação Corda de idade jurássica constituindo, com a Formação Pastos Bons, unidades isomórficas.

São predominantes em seus sedimentos camadas de arenitos, em geral branco amarelados e avermelhados, finos, homogêneos, micáceos e com cimento argiloso. Quando de cor branca e muito fino, ele é consideravelmente caolinítico. As camadas apresentam, frequentemente, estratificação cruzada de poucos metros de espessura e intercalações de camadas de folhelho vermelho. Na estrada de Gilbuês a Correntes (PI), ocorrem folhelhos completamente perturbados, com foliação verticalizada e

cortados verticalmente por veios com material caolínico e quartzo, sendo esses efeitos provavelmente provocados por uma intrusão não aflorante e que originou uma estrutura circular em suas imediações.

Sotopõe-se discordantemente aos basaltos da Formação Sardinha, e seu contato inferior é concordante com a Formação Pastos Bons. Entretanto, esta unidade recobre formações mais antigas, como o Permiano Pedra de Fogo e o Carbonífero Piauí Aguiar (op. cit.) comenta 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 Urucua.

A ausência de fósseis na Formação Corda não permite uma datação segura, sendo contudo considerado como Jurássico superior, por recobrir concordantemente a Formação Pastos Bons na área da F R S F.

3.3.10 - FORMAÇÃO SARDINHA

Moore (1961) mapeou basaltos ocorrentes a sudoeste do povoado de Sardinha, na margem esquerda do Rio Corda, no Estado do Maranhão, e colocou-o entre as formações Corda e Itapecuru Mesner e Wooldrige (1964) posicionaram a Formação Sardinha entre as Formações Corda e Codó Cordani (1967) in Aguiar (1971) datou-a como Cretáceo Inferior.

Aguiar (1969) distingue duas unidades basálticas, sendo a primeira a Formação Mosquito e a segunda a Formação Sardinha. Segundo Aguiar (op. cit.), a Formação Sardinha, na área mapeada por Moore (op. cit.), é equivalente ao basalto próximo a Lizarda Nunes et al. (1973) englobam sob o nome de Formação Orozimbo as duas unidades de Aguiar (op. cit.), colocando-as entre as formações Sambaíba e Itapecuru. Esses autores citam datações para basaltos da Formação Orozimbo, de 120 a 150 m.a. (Jurássico Superior e 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.

Os basaltos afloram intermitentemente na região de Lizarda, acompanhando em parte a borda da Formação Urucua. Tanto o contato inferior como o superior, respectivamente com as formações Corda e Urucua, são discordantes. Estima-se uma espessura aproximada de 50 m para a Formação Sardinha, na região de Lizarda.

3.4 - FORMAÇÃO URUCUA

A designação de "Arenito do Urucua" foi dada por Oliveira (1926), in Moraes Rego (1926), aos sedimentos da Chapada do Urucua, em Minas Gerais. Esses arenitos, situados no divisor das bacias dos rios São Francisco e Tocantins, haviam sido anteriormente estudados por Derby (1879) e Oliveira (1881), entre outros. Moraes Rego (op. cit.) correlacionou o "Arenito do Urucua" com os chapadões arenosos ("Arenito das Chapadas") da parte ocidental do Estado da Bahia, aceitou a designação original de Oliveira (1926), e posicionou-o no Cretáceo.

Monteiro de Oliveira (1967) propôs a divisão da Formação Urucua nos membros Geribá (folhelhos) e Abaeté (arenitos). Barbosa et al. (1969) propuseram a troca de denominação Formação Urucua para a Formação Serra Negra, já que o Rio Urucua margeia ou corta rochas do Grupo Bambuí. Entretanto, Grossi Sad et al. (1971) alegam que o termo está consagrado pelo uso e acham desnecessária a eliminação deste, somente por não ocorrer a litologia mencionada no Rio Urucua, mas sim em seus afluentes.

REPRODUCIBILITY OF THE
ORIGINAL PAGE IS POOR

Northfleet e Melo (1967) e Aguiar (1969) correlacionaram a Formação Urucua com a Formação Itapecuru, de Lisboa (1914). Nunes et al. (1973) estenderam a denominação Itapecuru aos arenitos e folhelhos ocorrentes ao sul da borda da Bacia Parnaíba, na Folha Rio São Francisco, eliminando assim a denominação Urucua. 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 é usado há muitos anos na literatura geológica.

A Formação Urucuaia, que é constituída por dois níveis de escarpas proeminentes dentro da área em estudo, é formada principalmente por um arenito de coloração bastante variada, predominando a rósea, cinzenta, vermelha, amarela e esbranquiçada. A granulação é fina, com grãos de quartzo rolados. O cimento pode ser argiloso ou silicoso, o que determina o grau de friabilidade desta rocha, que é bastante variável. É comum a estratificação cruzada, atingindo 30 m de espessura, na parte basal das escarpas, na borda oeste. O arenito é, em alguns locais, bem selecionado, passando em outros a mal selecionado. As concreções são comuns no arenito, e na maioria são silicosas (sílex, chert e opala). O arenito é regularmente acamado e às vezes maciço, com pequenas intercalações de folhelho vermelho, marrom, amarelo ou esverdeado. Apresenta camadas conglomeráticas, com seixos de tamanhos variáveis, geralmente menores que 4 cm. Os seixos são de quartzo, sílex (10 cm), arenito e feldspato caolinizado. Em menor escala, ocorrem intercalações de leitos centimétricos de argilitos e siltitos.

No lado leste, em nível inferior, são comuns as camadas de folhelhos e argilitos claros, predominantes sobre os arenitos, os quais ocupam o nível superior da borda oeste. Estes dois níveis do Cretáceo Urucuaia talvez correspondam aos membros Geribá (inferior) e Abaeté (superior), de Monteiro de Oliveira (op. cit.).

A Formação Urucuaia forma extensos chapadões, constituindo partes das Chapadas das Mangabeiras e Serra Geral ou Grande, nos estados de Goiás e Bahia. É limitada a leste e oeste pelos grupos de rochas pré-cambrianas, e a norte pelos sedimentos da Bacia do Parnaíba. Esta Formação é transgressiva, jazendo discordantemente sobre rochas pré-cambrianas de várias épocas, como as dos grupos Bambuí, Rio Preto, Pré-Cambriano Indiviso, ou ainda recobrimdo discordantemente uma parte do sul da Bacia de Parnaíba.

Segundo Almeida (1967), a cobertura cretácica da Formação Urucua pode ser atribuída à Reativação Waldeniana, que propiciou a sedimentação de unidades correlatas, como as formações Bauru, Corda, Codô e Itapecuru. Sua principal feição estrutural é a chamada Falha de Lizarda, numa extensa falha normal de direção NE-SE que corta a porção NW desta unidade, atingindo também as formações paleozóicas subjacentes da Bacia do Parnaíba. A Formação Urucua, na sua parte leste, originou-se em ambiente sub-aquático, enquanto que na parte oeste os seus sedimentos são de origem eólica.

3.5 - FORMAÇÃO SERRA DA TABATINGA

Winge (1968), em seu trabalho sobre a geologia das serras do Estreito e do Boqueirão, relata a presença, na Serra da Tabatinga e áreas adjacentes, de depósitos residuais com níveis lateritizados. O mesmo autor identifica, nessa região, uma superfície de aplainamento de idade Cretáceo Superior a Terciário Inferior, que teria dado origem a esses sedimentos, em um altiplano de 700 m de altitude média. Nunes et al (1973) denominaram esses depósitos de Formação Serra da Tabatinga, em alusão à serra do mesmo nome, onde a ocorrência dessa formação é típica. Sua espessura é variável e atinge, no máximo, algumas dezenas de metros.

Segundo Nunes et al (op cit), 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.

REPRODUCIBILITY OF THE
ORIGINAL PAGE IS POOR

3.6 - TERCIÁRIO-QUATERNÁRIO

A cobertura Terciário-Quaternário, representada por uma extensa área nas porções leste a sudeste do mapa, é constituída por sedimentos detrítico-lateríticos, geralmente de pequena espessura, sobre as rochas pré-cambrianas dos grupos Bambuí, Santo Onofre e Pré-Cambriano.

Indiviso Esta cobertura, na região das serras do Estreito e do Boqueirão, excluindo-se a Serra de Tabatinga, constitui-se predominantemente de canga laterítica e de uma cobertura arenosa, enquanto que, nas proximidades do rio São Francisco, é formada por material areno-argiloso, estando a laterita ausente ou em quantidades subordinadas. Na região da Chapada Diamantina, a cobertura Terciário/Quaternário é condicionada pelas formações subjacentes, constituindo depósitos coluvionares conglomerados com pequenos fragmentos de quartzitos e subordinadamente metassiltitos, em uma matriz areno-argilosa.

Esta unidade aparece em toda a área pré-cambriana de floresta, recobrando pediplanos, platôs e terraços.

Sua espessura atinge, em alguns locais, dezenas de metros, mas de maneira geral é inferior a 10 m. Foi desprezada como área mapeável na porção sudoeste, devido à sua pequena espessura e descontinuidade lateral.

3.7 - FORMAÇÃO CAATINGA

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 (Bambuí). Baseando-se em fósseis, Branner (op cit) estabeleceu uma idade miocênica e pliocênica para a parte inferior e recente para parte superior destes calcários.

Moraes Rego (1926), examinando fósseis em calcários ocorrentes em Xique-Xique (BA), conferiu-lhes uma idade igual à estabelecida por Branner (op cit). Mello Júnior (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, 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).

Este calcário caracteriza-se, sempre, por uma coloração branca e cinza clara, compacto, sem exibir qualquer estriação. A rocha é formada por fragmentos, rigidamente consolidados, numa textura microcristalina. Sua estrutura maciça permite o seu uso comercial como mármore, que é explorado em Morro do Chapéu e outras localidades. Variações faciológicas silítico-argilosas e fâceis conglomeráticos polimíticos excepcionais são encontrados no município de Juazeiro e nos terraços superiores a Jaguaracy, além dos limites da folha, onde blocos poliedricos do calcário Bambuí inserem-se em cimento branco, junto com quartzo e filito, segundo a descrição de Brito Neves (1967).

O conteúdo fóssil, determinado por vários autores nesta formação carbonática quaternária, é formada por algas, gasterópodos do gênero *Strophocheilus* e das espécies *Bromphalaria*, *Bulimulus* e *Lamelibrânquios*.

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

REPRODUCIBILITY OF THE
ORIGINAL PAGE IS POOR

A origem deste calcário, segundo Moraes Rego (op cit) e outros autores, deve-se à lixiviação do calcário Bambuí e sua subsequente reprecipitação e deposição.

Sua área de ocorrência está localizado ao longo da bacia do Rio Verde, ao norte da Chapada Diamantina. Sobrepõe-se discordantemente ao Grupo Bambuí, embasamento cristalino e Grupo Chapada Diamantina.

3 8 - DEPÓSITOS QUARTERNÁRIOS TERRAÇOS HOLOCÊNICOS E TERRAÇOS PLEISTOCÊNICOS

Moraes Rego (1926) definiu como Formação Vazantes o conjunto de areias e argilas das margens do Rio São Francisco e seus afluentes, e encontrou restos de mamíferos pleistocênicos dos gêneros *Megatherium* e *Mastodon*. Vários autores mapearam-na ao longo do Vale do rio São Francisco, até o Estado de Minas Gerais.

Leal (1970) adota a denominação anterior de Moraes Rego (op. cit.), e comenta que sua origem é devida à formação de uma extensa planície de inundação, ocasionada pelo rebaixamento da região, resultante de movimentos regionais. Segundo o autor, sua espessura não ultrapassa 10 m.

O termo Formação Vazantes não é aceito neste trabalho, por não estar de acordo com o Código de Nomenclatura Estratigráfica, pois não caracteriza uma localidade típica.

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, impregnadas 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 até o rio São Francisco, equivalem aos terraços pleistocênicos. Os depósitos eólicos constituem um grande número de dunas não consolidadas e em movimentação pelos ventos, assim como dunas fósseis. Segundo Barbosa et al. (1973), são dunas do tipo barcana, com direção de vetor de formação WNW-ESE e sentido leste para oeste, que é a razão da inexistência de dunas na margem direita do rio São Francisco.

4 - 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.

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.

4.1 - NOROESTE DO CRÁTON DO SÃO FRANCISCO

Almeida (1967) definiu a unidade cratônica do São Francisco como uma plataforma de consolidação, que atuou como antepaís dos geossinclinaes marginaes, durante o Pré-Cambriano Superior.

O noroeste deste cráton engloba as exposições de rochas pré-cambrianas, situadas na porção sudeste da folha, tendo o seu limite setentrional próximo à borda da Bacia do Parnaíba. Já o seu limite oriental 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 Cráton do São Francisco" (1977, inédito).

O embasamento exposto na parte noroeste do cráton é constituído por rochas de fácies almandina-anfibólito, complexamente dobradas na direção NE-SE, para as quais são admitidas idades do Ciclo Transamazônico ou mesmo mais antigas, com rejuvenescimentos isotópicos de

ciclos mais recentes. Porém, as suas áreas de exposição são bastante restritas, principalmente devido à extensa cobertura detrítica Terciária/Quaternária

Durante o Pré-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 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 à borda oeste da Chapada Diamantina

A discussão de um modelo evolutivo para o Espinhaço, a partir de uma geossinclinal ou de uma faixa rejuvenescida 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 geossinclinal, de Pflug et al. (op cit)

Os recentes dados geocronológicos, obtidos por Jardim de Sá et al (1976), forneceram para a área da Chapada Diamantina idades de metamorfismo e/ou tectonismo de 1 250 a 910 m a , e para a área de Boquira, Espinhaço Setentrional, uma idade mínima de metamorfismo de 920 m a. Portanto, esses fenômenos foram antecedentes aos processos tectogênicos do Ciclo Brasileiro

Por outro lado, os resultados obtidos por Hasui et al (1976), nos migmatitos de Guanhães, parte integrante da área eugeossinclinal de Pflug et al (op cit), definem uma isócron de 2 000 m a (Ciclo Transamazônico) Contrariando também as suposições de Cordani, as idades radiométricas obtidas no vale do Rio Paramirim fornecem valores de 2 600 m a

Tal intervalo temporal não é característico de áreas que envolveram por processos geossinclinais, como supuseram Pflug et al (op cit), ao unirem 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 Serra do Espinhaço ou Faixa de Dobramentos Espinhaço representaria a mais nova faixa de dobramentos do embasamento do Cráton de São Francisco As datações, acima mencionadas, situam o desenvolvimento desta faixa durante a primeira metade do Pré-Cambriano Superior Segundo Almeida, esta 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 o 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 metamorfizada 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, na 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 de metamorfismo 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 constituíram 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 ao 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 de São Francisco.

A leste da Serra do Espinhaço está a mais antiga 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 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 $N 20^{\circ} W$, 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 à 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, ocasionando surgimento de falhas e fraturas nas direções aproximadas $N 40^{\circ} W$ e subordinadamente N-S. Os falhamentos mais extensos e mais notáveis orientam-se na direção $N 40^{\circ} W$, 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 discontinuidades 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-Jacaré, que se separa do Bambuí na Bacia do São Francisco, pelo Espinhaço e pela própria Chapada Diamantina.

As deformações desta cobertura plataformal mais nova (brasíliana), segundo Brito Neves (1968), são mais acentuadas 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 adaptadas às direções estruturais do Grupo Chapada Diamantina.

Na região de Riachão das Neves o Grupo Bambuí ostenta direções estruturais NE-SW, bem visível 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.

REPRODUCIBILITY OF
ORIGINAL PAGE IS POOR

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° 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 à 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 Espinhalço, pois que elas têm 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 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 sequências do Grupo Rio Preto são de idade brasileira, e indicam a proximidade do limite do cráton. Porém, permanece em dúvida se a evolução tectônica deste grupo poderia caracterizá-lo como uma faixa de dobramentos, ou como uma cobertura plataformal dobrada.

Como foi comentado anteriormente, as exposições de rochas do Grupo Bambuí, levemente metamorfizadas na região de Riachão das Neves, mostram direções de foliações NE-SE que são concordantes com as do Grupo Rio Preto. Essas direções retratam a influência do tectonismo brasileiro e poderiam ser atribuídas 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 Urucuaia.

4.2 - NORDESTE DO MACIÇO CENTRAL DE GOIÁS

REPRODUCIBILITY OF THE
ORIGINAL PAGE IS POOR

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 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 anfíbolito. 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 diaforese, 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 leste da Serra da Natividade. Em ambas as 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 Parapeba, sugerem uma ligação com o desenvolvimento do Ciclo Brasileiro.

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-SE, descritos anteriormente, seccionam as suas camadas e fazem o limite ocidental de sua área de exposição. Brunı 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 Araxá. Esta proposição não é aceita por

Almeida (1976), que admite a existência da discordância Araxá-Araí, mas 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-SE, 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 flancos 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.

4.3 - SINÉCLISE DO PARNAÍBA

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

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 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 à 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 Itacajá

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 Longá

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 emba

samento. Destaca-se, ainda, a presença de alguns corpos graníticos no Grupo Salgueiro e que se situam junto à 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 Urucua, 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-SE, localizados no extremo sudoeste da folha, e que se prolongam para as áreas pré-cambrianas. Destas, a falha de Lizarda corresponde à 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 Urucua. Esse falhamento tem direção $N 40^{\circ} - 50^{\circ} E$, 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.

5 - RECURSOS MINERAIS

Os recursos minerais existentes na Folha Rio São Francisco restringem-se a pequenas ocorrências, e não apresentam contribuição apreciável ao desenvolvimento econômico da região, quer pela sua reduzida quantidade, quer pelos métodos de extração empregados. Some-se ainda a própria condição geológica da área, formada em grande parte por uma bacia sedimentar sem grandes variações litológicas ou expressivas formas estruturais, que pudessem condicionar alguns depósitos importantes.

As ocorrências minerais distribuem-se principalmente em áreas pré-cambrianas e são mais frequentes os depósitos de diamante, cristal de rocha, talco, ouro e ocorrências locais de chumbo e manganês. A maior incidência dos depósitos minerais está na Chapada Diamantina, uma área que pode apresentar condições geológicas mais favoráveis à mineralizações. De forma semelhante, citam-se outras áreas serranas que possuem espessas sequências metamórficas, como o Grupo Natividade no sudoeste da folha, e os grupos Santo Onofre e Rio Preto, na região das Serras do Estreito e do Boqueirão. A área Pré-Cambriana Indivisa, coberta quase que totalmente pelos depósitos terciário-quadernários, e ainda não devidamente conhecida, poderá conter ocorrências representativas de talco ou manganês.

Diversas ocorrências de ferro, manganês, rutilo, etc., em várias áreas não representam concentrações com possibilidades econômicas, como têm demonstrado as pesquisas neste sentido.

Na região da Bacia do Parnaíba são conhecidas ocorrências de diamante com certa importância, na área de Gilbuês e Monte Alegre (PI), e depósitos de carvão sem qualquer esperança econômica.

REPRODUCIBILITY OF THE
ORIGINAL PAGE IS POOR

5 1 - MANGANÊS

Um número significativo de pequenas ocorrências de manganês está situado no Grupo Chapada Diamantina, na Formação Morro do Chapéu, e ao norte da Serra da Tabatinga, na região central da folha. Nas proximidades das serras do Estreito, do Boqueirão e da Tabatinga, Winge (1972) sumariou a amostragem de diversas ocorrências. Nesta área, as ocorrências de manganês representam concentrações supergênicas (depósitos primários), principalmente de criptomelano, sob a forma de preenchimento de fraturas, associados com veios de quartzo ou com mineralizações residuais de canga manganésifera, estas podendo se estender por muitos quilômetros, como ao longo da Serra de Tabatinga. A leste da Serra do Estreito, são comuns os blocos de minério de manganês (criptomelano) com aspecto brechóide e veios de quartzo e calcedônia, que poderiam indicar uma concentração supergênica em zonas de falhamentos. A concentração singenética dessas várias ocorrências está condicionada, preferencialmente, aos níveis basais dos sedimentos dos grupos Santo Onofre e Rio Preto.

Na Chapada Diamantina, próximo ao município de Iupuiara (BA), concentrações supergênicas, constituindo carapaças manganésiferas no topo de pequenos morros, formam um importante jazimento, com teor de minério próximo a 45%. Outras ocorrências dessa forma existem sobre os metassedimentos da Formação Lençóis, originadas de migração de óxido de manganês, que foi concentrado ou disseminado nos metassedimentos deste grupo de rochas.

Schobbenhaus (1972) descreve, no município de Brotas de Macaúbas (BA), nas localidades de Santa Cruz e Barro Duro, pouco ao sul do limite da folha, crostas manganésiferas onde predominam minerais do grupo da pirrosita e psilomelano. Na primeira localidade foi inferida uma reserva de 15 000 toneladas, com teores entre 42 e 45% de manganês e, na segunda, uma reserva de 61 000 toneladas, sendo que ambos os jazimentos já foram explorados por companhias minerais.

5.2 - FERRO

As poucas ocorrências de minério de ferro conhecidas na área estão presentes nas unidades mais antigas do Pré-Cambriano, no Grupo Colômi e no Grupo Salgueiro

Sem grande importância econômica, o ferro ocorre em itabiritos do Grupo Colômi, que atingem 150 m de espessura, em áreas próximas à folha

Na área do embasamento cristalino, no povoado de Pedra Comprida, município de Campo Alegre de Lourdes (BA), Caldasso et al (1973) encontraram uma expressiva ocorrência de minério de ferro, encaixada em quartzitos que provavelmente constituem partes remanescentes do Grupo Salgueiro naquela área. Formam pequenas colinas isoladas e confinadas pela cobertura Terciária/Quaternária

O minério, segundo os próprios autores, é de cor preta quando ocupa o topo das colinas, e vermelho pela oxidação quando ocupa as encostas. É fortemente magnético e grosseiro, com grânulos de magnetita

Nas partes superiores, o minério é mais enriquecido em Fe_2O_3 , devido à lixiviação da canga e, na parte basal, é constituído pela alternância de faixas de magnetita titanífera e hematita, com leitos de silicato alterado. No tocante à sua origem, a análise de algumas amostras sugere, como fonte inicial, rochas básicas intrusivas

O alto volume do minério de ferro, estimado em 100 milhões de metros cúbicos, e os elevados teores de TiO_2 e V_2O_5 conferem a esta ocorrência algumas possibilidades econômicas

REPRODUCIBILITY OF THE
ORIGINAL PAGE IS 2000

5.3 - CHUMBO

Os municípios de Morporã, Ibipêba e Barra do Mendes (BA) possuem as mais importantes mineralizações de chumbo, na Folha Rio São Francisco

As ocorrências da Fazenda Mourão, no município de Morporã, foi descrita por Schobbenhaus (1972) Segundo esse autor, a galena ocorre em veios de quartzo leitoso, num corpo de rocha básica (diabásio e gabro), bastante alterado, que secciona os quartzitos basais da Formação Tombador. A galena é encontrada sob a forma de lentes e bolsões dentro dos veios, cujas espessuras estão entre 0,5 a 0,7 m, com direção N30°E, e 20° a 25° de mergulho para NW. Estão associados ao minério a covelita, a malaquita e óxidos hidratados de ferro. É uma promissora ocorrência, mas com trabalhos de pesquisa insuficientes para avaliar a sua potencialidade. A idade de 585 ± 50 m a. foi determinada pelo método isotópico em Pb, por Cassedane e Lassère (1969) in Schobbenhaus (op cit.)

A mineralização de Morro do Gomes, no município de Ibipêba (BA), localiza-se nas imediações do calcário Bambuí e dos quartzitos da Formação Lençóis, num filão encaixado em falha vertical de direção NNE-SSW, com forte mergulho para sul, com espessura média de 80 cm e 10 m de comprimento. Nesse jazimento filoneano primário predominam esfalerita e galena, associadas a uma ganga de quartzo e calcita. Cassedane e Lassère (1970) in Schobbenhaus (op. cit.), em análise isotópica pelo método Pb, consideraram a idade de 485 ± 45 m a para a galena. Anteriormente Kirjnik (1967) já descrevia essa ocorrência com um preenchimento fissural nas camadas do calcário Bambuí, cujas análises feitas em várias amostras não mostraram teores altos, tanto para as rochas encaixantes, como para aquelas com minério disseminado. Ocorrências de Zn e Cu foram detectadas neste local. A exploração mineral ficou a cargo da Mineração Boquira S.A, que extraiu 600 toneladas, paralisando posteriormente suas atividades.

Condições de mineralização, semelhantes a de Morro do Gomes, são encontradas na localidade de Colina, a nordeste de Barra do Mendes (BA), onde a galena encaixa-se em veios associados a quartzo citrino e hialino Knijnik (op cit) considera esses tipos de jazimentos no calcário Bambuí como bolsões hidrotermais mesotermais

5 4 - OURO

As regiões auríferas, conhecidas dentro da folha, estão localizadas em duas áreas principais, sendo a mais importante aquela situada na Chapada Diamantina, e que compreende os municípios de Barra Mendes, Gentio de Ouro, Ipupiara e Central (BA) A outra área de ocorrência situa-se no Estado de Goiás, na região de Dianópolis e Almas, e constitui-se de leitos de quartzo aurífero nas rochas do embasamento cristalino Não se registrou, nos dias atuais, nenhuma atividade de garimagem, posto que a produção cada vez menor forçou a retirada dos garimpeiros desta região.

Knijnik (1967) reporta que na década de 40 houve um afluxo muito grande de garimpeiros para o município de Gentio de Ouro (BA), devido às descobertas de ouro naquela região Estas atividades decresceram bastante, estando hoje restritas a faiscas esporádicas, de produtividade irrisória

Associação de veios auríferos, com metassedimentos do Grupo Chapada Diamantina, principalmente na Formação Caboclo, parecem estar relacionada com as intrusões básicas at existentes (Bruni et al., 1974)

5 5 - RUTILO

A primeira e única descrição sobre a ocorrência de rutilo nas serras do Estreito e do Boqueirão coube a Winge (1972) Sua extração sempre esteve limitada aos métodos de catação, de maneira bastan

te rudimentar, onde o minério era extraído principalmente das localidades Fazenda Canabrava, Lagoa do Mato e Veredão, nos municípios de Parnaguã e Curimata (PI), e transportados para o sul do país. Esta forma primária de extração não proporcionou uma produção considerável e racional, que permitisse o total aproveitamento dos depósitos, encerrando-se em fins de 1967, não tendo a exploração durado mais que uma década

O minério encontra-se, comumente, espalhado sobre as superfícies dos "tabuleiros", em associação com as coberturas residuais de cascalhos, na forma de cristais soltos e pouco rolados, ou incrustados em quartzo, ambos classificados como depósitos eluviais. Possuem uma cor amarelo avermelhada, podendo estar maclados, e o peso mais comum dos cristais está em torno de 100 gramas

A ocorrência original do rutilo, segundo verificações de Winge (op. cit.), está condicionada à parte basal dos metamorfitos das serras do Estreito e do Boqueirão, onde estão inclusos em "veeiros ou lentes de quartzo segregado de quartzitos e filitos, e com porfiroblastos em quartzo"

O autor discute ainda a possibilidade de que a origem primária do titânio tem como fonte rochas de fácies básico, por ele encontradas no embasamento das sequências "Itacolomi" (hoje Grupo Santo Onofre), podendo concentrar-se mecanicamente (placers) e quimicamente nos metassedimentos, que também podem conter ocorrências de manganês.

A grande distribuição de ocorrências pela área e o seu teor em 96,3% de TiO_2 são motivos justos para incentivar as pesquisas na região, que segundo Winge (op. cit.) poderia se constituir numa província titanífera

5 6 - DIAMANTE

A Chapada Diamantina foi uma das regiões diamantíferas mais importantes do Brasil, até a metade do século passado, tendo hoje uma produção insignificante. As principais ocorrências, no entanto, estão localizadas fora dos limites da folha, a leste e a sudeste. Dentro da folha, pode-se citar como zona diamantífera, na Chapada Diamantina, os municípios de Barra do Mendes, Gentio de Ouro e Central (BA). Segundo Brunet et al (1974), esses diamantes, dispersos em aluviões e coluviões nos leitos dos rios, provieram da desagregação dos níveis conglomeráticos da Formação Morro do Chapéu. No entanto, a sua gênese primária é conhecida.

A região de Gilbuês, no Estado do Piauí, tornou-se uma zona de afluxo de garimpeiros, a partir de 1946, com a descoberta de um diamante na Fazenda Goianinha. A chaminé "quimberlítica" do Redondão e as outras estruturas ultrabásicas, mapeadas por Silva et al. (1972) no Projeto Gilbuês (DNPM/CPRM), sugerem a origem primária destes diamantes.

Silva et al. (op cit) classificaram os depósitos diamantíferos de acordo com a sua posição estratigráfica, em depósitos cretácicos, depósitos terciários e depósitos quaternários.

Não existem informações precisas sobre a produção de diamantes nesta região, entretanto dados colhidos por Silva et al (op cit) em 1971 indicam que em Boqueirão, Monte Alegre e São Dimas (PI), durante três meses, para um total de 400 garimpeiros, foram extraídas gemas que somadas atingem 246,1 quilates.

5 7 - TALCO

REPRODUCIBILITY OF THE
ORIGINAL PAGE IS POOR

Ocasionalmente encontram-se inseridas, nas faixas de clorita-actinolita-xistos ou paragnaisses, pequenas ocorrências de talco.

que não demonstram grande valor econômico, quer pela sua localização, quer pela sua ordem de reserva.

Uma mina de talco, no Km 58 do trecho Ramanso, São Raimundo Nonato (PI), a 8 kms da margem direita da estrada, é tida como a mais importante ocorrência na Folha Rio São Francisco. É um talco compacto (esteatito), de cor verde, que ocorre associado a uma clorita-actinolita-xistos, guardando restos de paragnaisses, semelhantes ao encontrado em São Raimundo Nonato. O mineral é explorado de forma rudimentar, em escavações retangulares de 5 por 10 m e profundidade de 5 a 8 m, sendo encontrado, no máximo, abaixo de 1m de solo. O talco é exportado para São Paulo, mas atualmente as atividades exploratórias estão quase paralizadas.

Ocorrências de pequenas dimensões localizam-se a sudoeste de Cristalândia do Piauí, junto com os xistos contendo feixes de cristais de actinolita de 10 cm de comprimento, na associação actinolita-talco-antofilita. Esteatitos, com características de afloramento iguais a de outras ocorrências, encaixam-se nos paragnaisses localizados a 15 km a noroeste de Anísio de Abreu (PI). Esses esteatitos não apresentam qualquer possibilidade econômica.

5.8 - CRISTAL DE ROCHA

As principais ocorrências de cristal de rocha estão localizadas na parte ocidental e setentrional da Chapada Diamantina, na porção sudeste da folha, sendo as mais significativas aquelas existentes nos municípios de Gentio de Ouro e Barra do Mendes (BA). O cristal de rocha ocorre formando bolsões e veios, de forma e tamanho irregulares, cortando as rochas do Grupo Bambuí e principalmente os metassedimentos do Grupo Chapada Diamantina.

A exploração do cristal de rocha nesta região é feita manualmente por garimpagem, sendo que atualmente as atividades exploratórias

rias são irrisórias. Durante a Segunda Guerra Mundial, a produção atingiu o seu auge, tornando importantes zonas produtoras os municípios de Brumado, Conquista, Oliveira dos Brejinhos, Xique-Xique, Açuruã, Campo Formoso e Sento Sé (BA). Em muitos desses garimpos, onde se exploravam cristais de quartzo para fins industriais, com principal utilização na eletrônica, tem hoje suas atividades voltadas para a obtenção de "lascas", que são utilizadas na fabricação de vidro.

Segundo Knijnik (1967), essas mineralizações são formadas, provavelmente, por soluções silicosas ascendentes que se orientaram segundo as linhas de fraqueza e se cristalizaram lentamente.

A exploração de ametista e quartzo citrino nesta região da Bahia foi realizada intensamente até o fim da década de 60, estando hoje praticamente abandonada.

5.9 - CALCÁRIO E MÁRMORE

REPRODUCIBILITY OF THE
ORIGINAL PAGE IS POOR

As rochas calcárias e dolomíticas compreendem uma vastíssima distribuição espacial e, portanto, poderiam ser consideradas como o recurso mineral mais importante da Folha Rio São Francisco. Compreendem as deposições calcárias do Grupo Bambuí, da Formação Caatinga e do Grupo Salgueiro.

Os calcários do Bambuí apresentam teores baixos em magnésio, e outras qualidades que possibilitam a sua utilização no fabrico de cal e cimento. Foi calculada através de várias análises químicas, por diversos geólogos, uma média aproximada de 50% de CaO e teor de MgO não superior a 2,5%. Os calcários brancos Caatinga, maciços, firmemente compactados e bastante puros chegam a permitir sua exploração como mármore, nas cidades de Juazeiro, Jacobina e Morro do Chapéu (BA), a leste dos limites da folha.

No grupo Salgueiro intercalam-se, nos micaxistos, lentes ou camadas de calcário cristalino metamórfico, de considerável espessura e aflorantes nas proximidades de São Raimundo Nonato (PI). Nas fácies metamórficas mais altas, estão parcialmente recristalizados e assemelham-se a mármore.

Estes calcários têm sido aproveitados, por vários anos, para o fabrico de cal, produzidos nos fornos "caieiras" (1 ton/forno/mes) e utilizados pelos moradores locais, em pequena escala. Sua melhor utilização, em benefício da região, seria na forma de corretivos para solos.

5.10 - PETRÓLEO

A existência de várias formações da Bacia de Parnaíba, que contém em suas sequências camadas porosas, torna esta grande área sedimentar potencialmente capaz de acumular óleo e gás, apesar de não terem sido obtidos, até os dias atuais, resultados positivos através das perfurações já realizadas. Segundo Aguiar (1969), a espessa seção de folhelhos negros da Formação Longa é, potencialmente, a que apresenta melhores características geradoras de petróleo, apesar de não se ter encontrado nenhum indício positivo.

5.11 - ÁGUA SUBTERRÂNEA

A água subterrânea é o fator mais importante no desenvolvimento sócio-econômico desta região, essencialmente agro-pastoril, que durante a época das estiagens sofre o problema de sua escassez.

Brito Neves (1972), na divisão das Províncias Hidrogeológicas da Bahia, caracterizou os depósitos aquíferos da Chapada Diamantina como sendo de condições modestas, com poços exploratórios condicionados aos baixos estruturais e topográficos, e os aquíferos confinados aos calcários do Grupo Bambuí como tendo valores de produção altos, com água de boa qualidade para consumo urbano.

As sequências sedimentares devonianas da Bacia do Parnaíba constituem as principais unidades produtoras. Mente et al. (1966) in Caldasso et al. (1973), em estudos de água subterrânea no município de São José de Piauí, indicaram a Formação Serra Grande como confinadora dos principais aquíferos, sendo que conferiram à Formação Cabeças o segundo lugar. A noroeste de Caracol (PI) um único poço foi perfurado, com aquífero localizado na Formação Serra Grande.

No vale do rio Guruguêia vários poços perfurados pelo DNPM, DNOCS e CPRM, com a finalidade de irrigação, mostraram que o aquífero localizado na Formação Cabeças tem grande vazão, indicando ser esta unidade a mais produtiva.

REPRODUCIBILITY OF THE
ORIGINAL PAGE IS POOR

C-2

C-2

6 - ÁREAS PROVÁVEIS DE MINERALIZAÇÕES

Na Folha Rio São Francisco, como foi anteriormente mencionado, as ocorrências minerais conhecidas e o próprio condicionamento litológico-estrutural não mostram maiores possibilidades de descobertas de jazidas de grande importância econômica. Assim sendo, procurou-se, neste trabalho, baseando-se principalmente no condicionamento estrutural, indicar algumas áreas que possam merecer uma pesquisa mais detalhada e que tenham possibilidades de fornecer, no futuro, alguma contribuição econômica para a região.

Na parte sul da Bacia do Maranhão, as ocorrências de diamante na região de Gilbuês e Monte Alegre (PI) constituem o mais importante bem mineral explorado nesta área. A ocorrência de rochas quimberlíticas no corpo de Redondão pode sugerir, segundo Nunes et al (1973), que este corpo é o responsável pelos depósitos diamantíferos aluvionares. A estrutura do Redondão e outras ocorrências entre Correntes e Gilbuês (não aflorantes) são coincidentes com o lineamento reverso "Testa Branca", proposto por Mura (1972), e indicam a formação de um eixo estrutural nesta direção, que propiciou a injeção de corpos ultrabásicos. É sugestiva, portanto, a proposição de Mura (op. cit.) deste lineamento reverso de dimensões continentais, coincidentes com as estruturas circulares desta região. Desta maneira, um estudo de prospecção voltado para a procura de novos corpos circulares nesta parte da bacia, abrangendo uma faixa de direção NW-SE, que engloba esta lineamentos, poderia trazer luz ao conhecimento sobre a origem de tais ocorrências diamantíferas e conduzir a novas descobertas.

As mineralizações de chumbo, zinco e fluorita, conhecidas no Grupo Bambuí como preenchimento em zonas de fraturas e falhas, são relatadas como condicionadas às direções estruturais preferenciais deste grupo.

Várias destas ocorrências, ainda não avaliadas economicamente, são conhecidas na região da Chapada Diamantina e Riachão das Neves (BA). Informações colhidas pelos autores indicam a existência de ocorrências de galena e esfalerita, em local não especificado, ao norte de Xique-Xique. Da mesma forma, na região entre Barreiras e Riachão das Neves, onde também existem camadas calcárias, teve-se informação da ocorrência de galena, com cristais de 4 cm.

Devido ao condicionamento estrutural das mineralizações do Grupo Bambuí, seria interessante conduzir-se pesquisas, junto a áreas que apresentam um denso sistema de lineações na direção $N30^{\circ}-40^{\circ}E$, que representam possíveis fraturamentos

Em vários locais do Pré-Cambriano Indiviso, ao longo do contato com a borda sudeste da bacia e em rochas do Grupo Salgueiro, foram observadas lentes de talco, associadas a faixas de actinolita-clorita-xistos, orientadas na direção aproximada $N50^{\circ}E$. Apesar de não possuir localmente qualquer expressão econômica, observada tanto em Cristalândia do Piauí como em Anísio de Abreu e a sudeste de São Raimundo Nonato (PI), sugerindo um padrão de ocorrências condicionadas litológica e estruturalmente. A localidade de Cristalândia do Piauí torna-se uma área potencial para este mineral, em virtude dos vários locais de ocorrência conhecidos nesta região

A Chapada Diamantina é a área com maiores possibilidades de jazimentos economicamente exploráveis. Contudo, o seu intenso sistema de fraturas e falhas dificultam o estabelecimento dos possíveis padrões estruturais condicionadores de mineralização. As ocorrências de manganês, situadas ao norte da Serra da Solda, nas rochas da Formação Lençóis, parecem se orientar segundo um falhamento de direção aproximada N-S, que pode ter propiciado a migração de óxido de manganês através do plano de falha, e sua concentração em superfície sob a forma de jazimentos supergênicos. Assim, um estudo estrutural mais detalhado nessa região poderia conduzir a descoberta de novos jazimentos de manganês

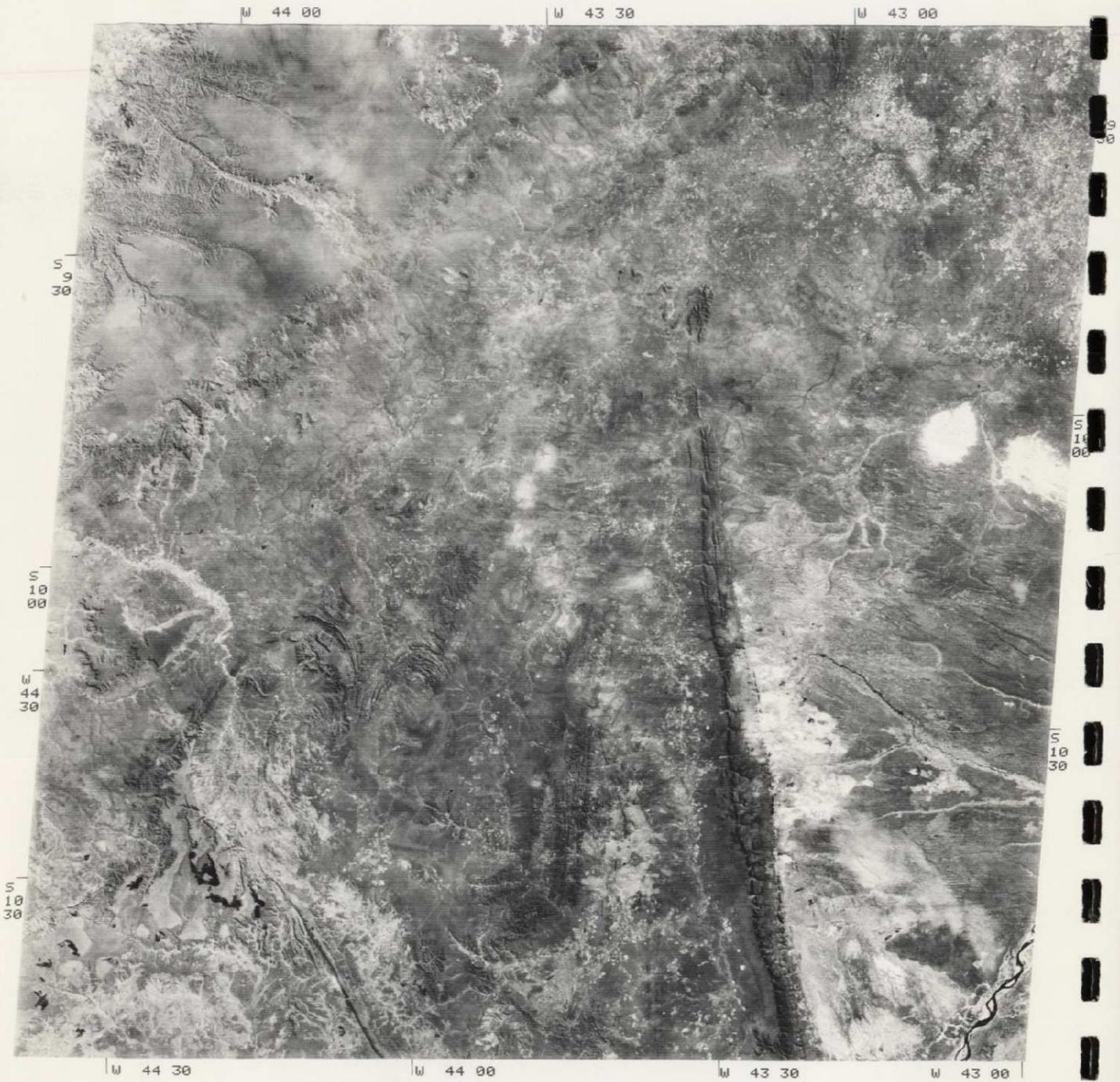
7 - ASPECTOS GERAIS DA INTERPRETAÇÃO VISUAL

Ao se analisarem as imagens do LANDSAT, nota-se, à primeira vista, uma grande distinção entre rochas sedimentares e cristalinas. Portanto, para melhor compreensão deste capítulo, optou-se por descrever estes dois grandes grupos de tipos litológicos separadamente.

7.1 - ROCHAS CRISTALINAS (IMAGEM DAS SERRAS DO ESTREITO E DO BOQUEIRÃO)

De um modo geral, as unidades constituídas por rochas metamórficas e ígneas apresentaram, nas imagens do LANDSAT, uma maior facilidade de individualização. Esta observação baseou-se, principalmente, na melhor caracterização morfológica e estrutural destas unidades. Muitos destes grupos constituem um típico relevo de serras alongadas, destacando-se do embasamento, como são os casos dos grupos Santo Onofre, Natividade, Colômbia e outros, o que os torna bem distintos dos demais. Em outros casos, como o Grupo Chapada Diamantina, um relevo montanhoso, associado a um intenso sistema de fraturamento e falhas, tornam-se características fotogeológicas marcantes, que facilitam a delimitação de unidades nas imagens do LANDSAT.

Além das formas de relevo e padrão estrutural, a textura e tonalidades de cinza também se constituíram em fatores importantes para individualização de certas unidades cristalinas. Como exemplo, pode-se citar o Grupo Bambuí, em sua faixa de afloramento, junto à Chapada Diamantina. Nessa região, esse grupo pode ser individualizado como uma unidade fotogeológica, no Canal 5, baseando-se em sua tonalidade clara e em sua textura mosqueada. O relevo suavemente ondulado desta área de ocorrência do Grupo Bambuí, apesar de se diferenciar daquelas das áreas circunvizinhas, foi utilizado como elemento de reconhecimento secundário. Isto se deve ao fato de que esta unidade é perfeitamente reconhecível por suas características de tonalidade e textura, acima descritos.



17AG073 WRS: 235/67 C: S10-04/W043-37 MSS 7 SOL: EL46 A2058 B 190 LL N CNPQ/INPE/LANDSAT 173229-122929-7
 PEF G=3 SRB: 164/19 N: S10-04/W043-31 1-05435 R03 =BRASIL= 14JUL78 CENA 008

PROCESSADO 19MAR76 CENA 008

A análise da rede de drenagem - padrão e textura - não foi de grande valia para a delimitação das unidades cristalinas. Este fato deve-se principalmente à condição climática da região, onde a rede de drenagem, bastante grosseira, não mostra, na maioria dos casos, uma variação sensível no padrão ou na textura da drenagem que auxiliem na caracterização de unidades fotogeológicas.

A maior utilidade da análise da rede de drenagem foi para a interpretação estrutural e, principalmente, para a identificação de feições de pequeno porte.

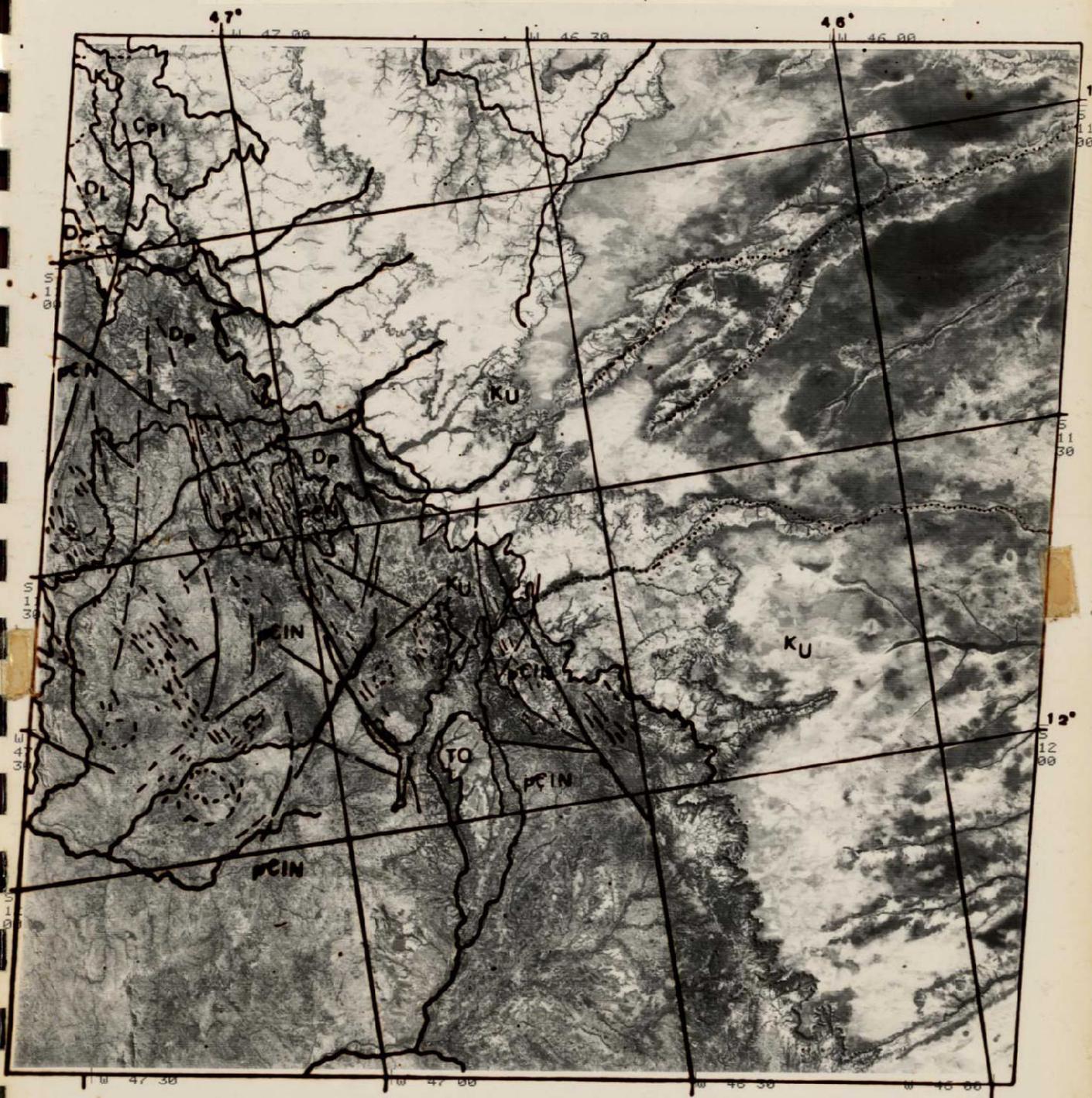
Uma das maiores dificuldades encontradas na fotointerpretação desta unidades foi ocasionada pela presença de uma extensa cobertura detrítica, de espessura variável, que diversas vezes mascarava os contatos litológicos e tornava homogênea a superfície analisada. Este problema é marcante na região centro-leste da Folha Rio São Francisco, com relação às rochas do embasamento.

7.2 - ROCHAS SEDIMENTARES - (URUCUIA E PARTE DA BACIA)

Recobrem aproximadamente 60% da área mapeada, e constituem as formações paleozóicas e mesozóicas da Bacia do Parnaíba o Cretáceo Urucua e a unidade terciária, que formam a Serra da Tabatinga.

Um dos elementos de fotointerpretação que mais auxiliou na identificação das unidades sedimentares foi a forma do relevo. Como exemplos, podem ser citadas quase todas as formações paleozóicas, mesozóicas e terciárias. Assim, delimitaram-se as formações Serra Grande e Pimenteiras, na borda leste da bacia, baseando-se em seus característicos escarpamentos. Com relação à região central, quando o relevo passa a adquirir um caráter uniforme, tabular, as formações carboníferas e permianas predominantes foram delimitadas através das diferenças de níveis topográficos, isto é, as mais novas ocupando níveis superiores. Um exemplo típico é a Formação Pedra de Fogo, que foi facilmente fotointer-

REPRODUCIBILITY OF THE
ORIGINAL PAGE IS POOR

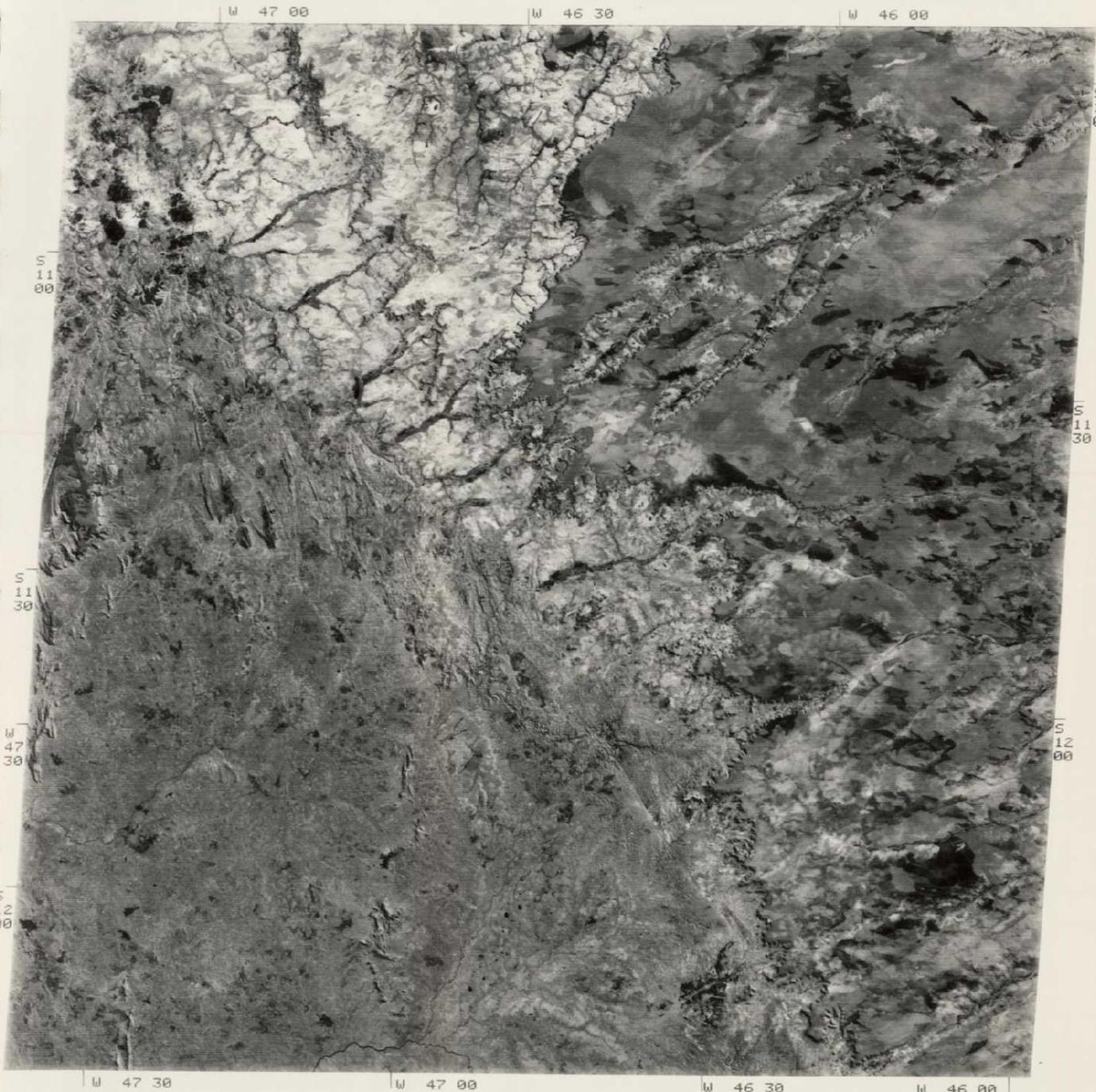


REPRODUCIBILITY OF THE ORIGINAL PAGE IS POOR

07AG077 WRS: 237/68 C: S11-36/W046-36 MSS 5 SOL: EL36 A2059 B 189 LC N CNPO/INPE/LANDSAT 277219-120707-5
 PEF G=3 SRB: 192/20 N: S11-33/W046-38 2-12937 R04 =BRASIL= 14ABR78 CENA 005

PROCESSADO 17MA175

Imagem de Parte do Urucuia e da Bacia



REPRODUCIBILITY OF THE ORIGINAL PAGE IS POOR



07AG077 WRS: 237/68 C: S11-36/W046-36 MSS 7 SOL: EL36 A2059 B 189 LL N CNP0/INPE/LANDSAT 277219-120707-7
 PEF G=3 SRB: 192/20 N: S11-33/W046-38 2-12937 R04 =BRASIL= 14ABR78 CENA 005

8 - 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, só foram definidas com a interpretação 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-los. 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 características superficiais do terreno, registradas pelos sensores remotos, nem sempre conseguiram expressar as variações das características geológicas e, portanto, foi necessário realizar um trabalho de campo para completar e confirmar os resultados da fotointerpretação.

Talvez o mais importante não seja concluir acerca da atuação e potencialidade de cada sensor individualmente, mas, sim, o método de trabalho que possibilitou uma avaliação das concordâncias e discordâncias apresentadas pela fotointerpretação, com relação aos trabalhos prévios realizados por outros métodos. Foi também importante a ten

tativa de fornecer soluções 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 distribuição espacial das unidades geológicas, com o mapa realizado pela PETROBRÁS. O mesmo não aconteceu em relação à distribuição espacial das unidades geológicas, ao mapeamento estrutural e à estratigrafia adotada pelo RADAM.

Para a área pré-cambriana, algumas modificações e novas considerações foram feitas no mapeamento da Folha Rio São Francisco, principalmente em relação aos trabalhos 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 Estreito e do Boqueirão;
- Individualização do Grupo Rio Preto, incluído nos trabalhos anteriores em outros grupos (Santo Onofre, Itacolomi, Pré-Cambriano Indiviso, etc.);
- Reconsideração sobre a existência de dois membros na Formação Ipuirara, de Schobbenhaus e Teixeira Kaul (1971). Considerou-se, sob a designação da Formação Ipuirara, unicamente o membro inferior.

No aspecto estrutural os sensores remotos propiciaram o mapeamento de um grande número de estruturas geológicas, algumas até então desconhecidas, possibilitando, devido à 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 ocorrências minerais, inferir-se sobre a existência de três áreas, possivelmente mineralizadas em talco, diamante e manganês

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, em um tempo compatível com a extensão da Folha Rio São Francisco e com a escala de trabalho

AGRADECIMENTOS

Durante a realização deste trabalho, houve necessidade de recorrer-se ao auxílio de pessoas e entidades que, de maneira direta ou indireta, colaboraram com os autores. Desta forma, expressamos aqui nossos agradecimentos ao

- Dr. Gilberto Amaral, Prof. Livre Docente do Instituto de Geociências da USP e Pesquisador principal do Projeto SERE, na área de Recursos Minerais, deste Instituto,
- Dr. Onildo João Marini e Geólogo Sebastião Maia, do Instituto de Geociências da UnB,
- 6º Distrito do DNPM, Goiânia,
- DNPM, Brasília,
- Instituto de Geociências da USP,
- Departamento de Engenharia de Minas e Metalurgia da Escola Politécnica da USP,
- Petróleo Brasileiro S.A.

BIBLIOGRAFIA

- AGUIAR G A de *Bacia do Maranhão Geologia e possibilidades de petróleo* Rio de Janeiro, PETROBRÁS/DEPEX, 1969 (Petrobrás/Depex 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, 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, 946 Anais. V 3, 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.
- . Evolução tectônica do centro-oeste brasileiro no Proterozóico Superior In *Anais da Acad Bras. Ciências*, 40.289-295, 1968
- . Mapa Geológico do Brasil Escala 1:5000000 Rio de Janeiro, DNPM, 1971
- . 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*, 7:45-80, 1976
- AMARAL, G , KAWASHITA, K Determinação da idade do Grupo Bambuí pelo método Rb/Sr In *Congresso Brasileiro de Geologia*, 21, Curitiba, 1967 Anais São Paulo, Soc Bras Geol , 1967 p 214-217.

AMARAL, G , MATTOS, J T , ALMEIDA FILHO, R , PEREIRA DA
CUNHA, R , PARADELLA, W.R. Carta Geol6gica ao Milion6simo 'da
Folha Belo Horizonte com Base na Interpreta76o de Imagens LANDSAT
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 S6, Bahia*
Petr6polis, DNPM/PROSPEC, 1965 b In6dito

———— *Geologia Econ6mica de parte da regi6o do m6dio S6o 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 Servi7os
Geogr6ficos e Geol6gicos, 1934.

———— S6rie Bambu6 In *Congresso Brasileiro de Geologia*, 19,
Rio de Janeiro, 1965 a

————, BAPTISTA, M B *Projeto Leste do Tocantins/Oeste do Rio S6o*
Francisco. Petr6polis, DNPM/CPRM/PROSPEC, 1971. Relat6rio de
Fotointerpreta76o Preliminar, Fase II 37 p

————, COSTA, L A M da *Projeto Leste do Tocantins/Oeste do Rio*
S6o Francisco. Petr6polis, DNPM/CPRM/PROSPEC, 1973. Relat6rio
de Fotointerpreta76o Preliminar, 2a. Parte, 2 V

————, BAPTISTA, M.B , BRAUN, O P.G , CARTNER-DYER, R *Projeto*
Bras6lia-Goi6s Rio de Janeiro, DNPM, 1969

BARROS, F C da Nota pr6via sobre a geologia das bacias dos rios
Verde e Jacar6 e parte do Salitre e outros, no Estado da Bahia
Engenharia Min Met , 45 (270) 260-262, 1967

REPRODUCIBILITY OF THE
ORIGINAL PAGE IS POOR

104
REPRODUCIBILITY OF THE
ORIGINAL PAGE IS POOR

- BEURLEN, K A estrutura geológica do Nordeste do Brasil. In. *Congresso Brasileiro de Geologia*, 21, Curitiba, Soc Bras Geol., 1967. Anais p. 151-158
- *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
- 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 Radiativa, Publicação 15)
- BRANNER, J.C. The Tombador escarpment in the State of Bahia, Brasil *Amer Journ Sc*, 30 335-343, 1910
- BRAUN, H.H G *Mapa geológico da Região Nordeste de Goiás e sul do Maranhão* Rio de Janeiro, DNPM/DGM, 1960 (CNPM/DGM Relatório Anual do Diretor)
- Excursão ao Norte da Chapada Diamantina Jacobina, Morro do Chapêu, Irece In *Congresso Brasileiro de Geologia*, 23, Salvador, 1969 (Roteiro de Excursões, Bol Esp, 2)
- 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.
- Excursão ao Norte da Chapada Diamantina Jacobina, Morro do Chapêu, Irecê In *Congresso Brasileiro de Geologia*, 23, Salvador, 1969 (Roteiro de Excursões, Boletim Especial, 2)

- BRITO NEVES, B B. de Elementos da Geologia Pré-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 e província hidrogeológica da Bahia In *Congresso Brasileiro de Geologia*, 26, Belém, 1973 Anais V 1 p 195-214
- *Geologia das folhas de Upamirim e Morro do Chapéu-Ba.* Recife, SUDENE/CONESP, 1967. (SUDENE/CONESP Relatório 17).
- Notas preliminares sobre a hidrologia do calcário Bambuí. *Água Subterrânea*, 1 (3) 3-12, 1965
- *Regionalização Geotectônica do Pré-Cambriano Nordestino.* Tese de Doutorado São Paulo, USP Instituto de Geociências, 1975
- BRUNI, M A L , ALMEIDA, J.T de, BRUNI, E C. *Carta Geológica do Brasil ao 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 JÚNIOR, 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 Bo1 nº 1)
- CASTER, K E Excursão Geológica ao Estado do Piauí *Min. Met.*, 12(72) 271-2, 1947

REPRODUCIBILITY OF THE
ORIGINAL PAGE IS POOR

- 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 Diamong 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 *Fósses da sondagem de Terezina, Estado do Piauí Brasil*.
Rio de Janeiro, Serviço Geológico e Mineralógico, 1936 (Notas
Preliminares e Estudos nº 2)
- FREYBERG, B von Erbgruisse geologischer Forschungen in Minas Gerais
Uma Revisão In *Revista Brasileira de Geociências*, 1, 2-13, 1971
- 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
- GUIMARÃES, S *Geologia do Brasil* Rio de Janeiro, DNPM/DFPM, 1964
(GNPM/DFPM Memória 1)
- HASUI, Y , ALMEIDA, F F M de Geocronologia do centro-oeste
brasileiro *Boletim da Sociedade Brasileira de Geologia*, 19 (1):
6-26, 1970
- JARDIM DE SÁ, E F , BRITO NEVES, B B de, Mc REATH, I , BARTELS, R L.
Geocronologia e Modelo Tectonomagnético 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 Bo1 207)
- Os lineamentos na estrutura geológica do Nordeste. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 33 25-26, 1961
- *As incorformidades na Bacia do Parnaíba e zonas adjacentes* Rio de Janeiro, DNPM/DGM, 1965 a (DNPM/DGM Bo1 160)
- As intrusões de diabásio e a tectônica na Bacia do Parnaíba In *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, Rio de Janeiro, 1965 b V 28, nº 3, p 381-284
- *Contribuição para o estudo do Devoniano da Bacia do Parnaíba* Rio de Janeiro, DNPM/DGM, 1953. (DNPM/DGM Bo1. 141).
- *Estudos geológicos na zona central da Bahia.* Rio de Janeiro DNPM/DGM, 1959 (CNPM/DGM Bo1 198)
- , PONTES, A R *A situação geológica da Serra do Tombador* Rio de Janeiro, DNPM/DGM, 1957 (CNPM/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 Sci*, 37 (221) 425-42, 1914
- MASCARENHAS, J de F Roteiro Geológico à Chapada Diamantina Região 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, 2.

REPRODUCIBILITY OF THE
ORIGINAL PAGE IS POOR

- MASCARENHAS, J de F *Contribuição à Estratigrafia da Chapada Diamantina na Região entre Itaeté e Seabra - BA* São Paulo, Soc. Bras Geol, 1969 p 59-60 (Soc Bras Geol Especial, 1)
- , 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, 205).
- Maranhão Paleozoic Basin and Cretaceous Coastal Basins, North Brazil. *Bull of the American Association of Petroleum Geologists*, 48 (9) 1475-1512, 1964
- MISI, A *As mineralizações de chumbo, zinco, fluor e bário no vale do Rio Uacaré (BA) e seu contexto geológico.* Tese (mestrado) Salvador, Univ Federal Bahia, Inst Geociências, 1973
- MIURA, K. *Bacia do Maranhão Considerações sobre o programa exploração* 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)
- . *Geological Reconnaissance of the North San Francisco Basin and adjacent areas* Rio de Janeiro, PETROBRÁS, RENOR-DIREX, 1964. (PETROBRÁS Relatório Inédito, 214)
- 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 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 A., MELO, M *Geologia da região norte de Balsas, Maranhão.* s 1, 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 Aracaju.* 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, FÜLFARO, V J *Observações sobre o Siluriano do Brasil e sua Bioestratigrafia* In *Congresso Brasileiro de Geologia*, 29, Belo Horizonte, 1976 *Resumo dos Trabalhos.*

115
REPRODUCIBILITY OF THE
ORIGINAL PAGE IS POOR

PFLUG, R , SCHOBENHAUS, C., FRIEDRICH, R. *Contribuição a Geotectônica do Brasil Oriental* Recife, SUDENE, Div. de Geologia, 1969 (SUDENE Série Especial, 9).

PLUMMER, F B , PRICE, L.I , GOMES, F de A. Estados do Maranhão e Piauí In *Relat Nac Petróleo, 1946* Rio de Janeiro, CNP, 1948 p. 87-134

PORCHER, C A *Geologia das quadriculas de Ipuirara e Oliveira dos Brejinhos, BA* Recife, SUDENE, Div Geologia. 1970 Relatório Interno

REZENDE, N M O mecanismo de intruções de diabásios das bacias paleozóicas do Amazonas e Maranhão In *Congresso Brasileiro de Geologia, 25*, São Paulo, Soc Bras Geol , 1971 Anais V 3, p 23-27

RICCI, M , PETRI, S *Princípios de Aerofotogrametria e Interpretação Geológica* São Paulo, Editora Nacional, 1965

RIMMAN, E A kimberlita no Brasil In *Anais da Escola de Minas de Ouro Preto* Ouro Preto, 1917 V 15, p 27-32

SANTOS, A R dos, MENEZES, P R , SANTOS, U P dos Sensoriamento Remoto Aplicado ao Mapeamento Geológico Regional - Folha Rio São Francisco, São José dos Campos, INPE, 1977 (INPE-111/TPT/064)

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 JÚNIOR, I *Projeto Gilbuês Recife*, DNP/CPM, 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. 589-592
- 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 subterrâneo do Piauí e parte do Ceará* Rio de Janeiro, Insp de Obras Contra a Seca, 1914 (Insp Ob Contra a Seca Publ. 33)
- SIQUEIRA FILHO, J *Geologia da Folha Castelo do Piauí* Recife, SUDENE, DRN, 1970 (SUDENE/DRN Série Geologia Regional, 15)
- SUSZCZYNSKI, E *Mapa de jazimentos Minerais do Brasil Esc 1 500 000 Local*, DNP/DEM, 1972 (DNP/DGM Boletim, 248)
- TEIXEIRA KAUL, P F *Geologia da Quadrícula de Boquirá - Bahia* Recife, SUDENE, Div Geol, 1970 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).
- *Considerações Geológicas e Preliminares sobre o Nordeste da Bahia e Sul do Piauí.* Recife, SUDENE/DRN 1972 p 19-23 (SUDENE/DRN Boletim de Estudos, 2)

