UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

O SUPERGRUPO ESPINHAÇO NA CHAPADA DIAMANTINA CENTRO-ORIENTAL, BAHIA: SEDIMENTOLOGIA, ESTRATIGRAFIA E TECTÔNICA

Augusto José de C. L. Pedreira da Silva

Orientador: Prof. Dr. Benjamim Bley de Brito Neves

TESE DE DOUTORAMENTO

Área de Concentração: Geoquímica e Geotectônica

SÃO PAULO
1994

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

O SUPERGRUPO ESPINHAÇO NA CHAPADA DIAMANTINA CENTRO-ORIENTAL, BAHIA: SEDIMENTOLOGIA, ESTRATIGRAFIA E TECTÔNICA

Augusto José de C. L. Pedreira da Silva

Orientador: Prof. Dr. Benjamim Bley de Brito Neves

TESE DE DOUTORAMENTO

COMISSÃO JULGADORA

	nome	ass.
Presidente :	Dr. B.B.Brito Neves	
Examinadores:	Dr. F.F.Alkmim	
	Dr. C.Schobbenhaus Filho	
	Dr. C.D.R.Carneiro	
	Dr. C.Riccomini	

SÃO PAULO
1994

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

DEDALUS - Acervo - IGC

30900005644

O SUPERGRUPO ESPINHAÇO NA CHAPADA DIAMANTINA CENTRO-ORIENTAL, BAHIA: SEDIMENTOLOGIA, ESTRATIGRAFIA E TECTÔNICA

Augusto José de C. L. Pedreira da Silva

Orientador: Prof. Dr. Benjamim Bley de Brito Neves

TESE DE DOUTORAMENTO

Área de Concentração: Geoquímica e Geotectônica

Instituto de Geociências
BIBLIOTECA
T1929
U. S. P.

SÃO PAULO
1994

A meus pais, Neusinha,
Larissa e Marcos Augusto

SUMÁRIO

RESUMO, x

ABSTRACT, xi

CAPÍTULO 1: INTRODUÇÃO, 1

1.1 Proposição e Objetivos da Pesquisa, 1

1.2 Região do Estudo: Aspectos Fisiográficos e Geomorfológicos, 1
1.2.1 Superfície Pós-Gondwana, **3**
1.2.2 Superfície Sul-Americana, **3**
1.2.3 Superfície Velhas, **4**

1.3 Metodologia Básica e Terminologia, 5

1.4 Agradecimentos, 8

CAPÍTULO 2: ESTUDOS ANTERIORES E REVISÃO DA BIBLIOGRAFIA, 10

2.1 Generalidades, 10

2.2 Pré-Espinhaço, 10
2.2.1 Complexo Granulítico, **10**
2.2.2 Complexo Metamórfico-Migmatítico, **11**
2.2.3 Complexos Metamórficos, **11**
2.2.4 Rochas Plutônicas, **12**

2.3 Supergrupo Espinhaço, 12
2.3.1 Domínio do Espinhaço Setentrional, **12**
2.3.2 Domínio da Chapada Diamantina, **13**

2.4 Supergrupo São Francisco, 24

2.5 Geocronologia, 25

2.6 Geofísica, 26

2.7 Geotectônica, 26

2.8 Proveniência e Paleotectônica, 27
2.8.1 Generalidades, **27**
2.8.2 Métodos Isotópicos, **28**
2.8.3 Método Petrográfico, **29**
2.8.4 Seleção do Método, **31**

CAPÍTULO 3: ABORDAGEM METODOLÓGICA, 32

3.1 Revisão e Análise de Trabalhos Anteriores, 32

3.2 Preparação da Base Geológica, 32

3.3 Integração entre Trabalhos Anteriores, 35

3.4 Análises, 36

3.5 Revisão da Estratigrafia, 37

3.6 Interpretação Geotectônica, 38

CAPÍTULO 4: GEOLOGIA REGIONAL, 39

4.1 Generalidades, 39

4.2 Contexto Geotectônico, 39

4.3 Terrenos Granulíticos, 40
4.3.1 Domínio Jequié-Mutuípe-Maracás, **40**

4.4 Terrenos Granito-*Greenstone*, 40
4.4.1 Complexo Caraíba, **40**
4.4.2 Gnaisses de Senhor do Bomfim, **41**
4.4.3 Gnaisses do Paramirim, **41**
4.4.4 Seqüências Vulcanossedimentares, **41**
4.4.5 Rochas Plutônicas, **44**

4.5 Supergrupo Espinhaço, 44
4.5.1 Domínio do Espinhaço Setentrional, **44**
4.5.2 Domínio da Chapada Diamantina, **46**

4.6 Grupo Una, 49

4.7 Formações Superficiais, 50

4.8 Tectônica, 50
4.8.1 Terrenos Granulíticos, **50**
4.8.2 Terrenos Granito-*Greenstone* e Seqüências Vulcanossedimentares, **50**
4.8.3. Coberturas (Meta) Sedimentares Precambrianas, **51**

CAPÍTULO 5: O SUPERGRUPO ESPINHAÇO NA CHAPADA DIAMANTINA CENTRO -- ORIENTAL, 56

5.1 Estratigrafia, 56

5.1.1 Grupo Rio dos Remédios, 57
5.1.2 Grupo Paraguaçu, 58
5.1.3 Grupo Chapada Diamantina, 61

5.2 Aspectos Sedimentológicos, 65
5.2.1 Descrição das Litofácies, 65
5.2.2 Sistemas Deposicionais, 70
5.2.3 Seqüências Deposicionais, 81
5.2.4 Estratigrafia de Seqüências no Precambriano: Uma Discussão, 83

CAPÍTULO 6: OS SEDIMENTOS PELITO-CARBONÁTICOS E GLACIOGÊNICOS DAS "BACIAS" DE IRECÊ E UNA-UTINGA, 86

6.1 Introdução, 86

6.2 Formação Bebedouro, 86

6.3 Formação Salitre, 87

6.4 Interpretação, 88

6.5 Correlações Intra e Interbasinal, 88

CAPÍTULO 7: CARACTERIZAÇÃO DAS ÁREAS-FONTE DOS SEDIMENTOS, 89

7.1 Generalidades, 89

7.2 Paleocorrentes, 89

7.3 Petrografia dos Arenitos, 90
7.3.1 Classificação, 90
7.3.2 Petrofácies e Paleotectônica, 91

7.4 Discussão, 95

CAPÍTULO 8: INTEGRAÇÃO GEOTECTÔNICA, 97

8.1 Introdução ao Tema, 97

8.2 Geocronologia, 97

8.3 Geofísica, 97

8.4 Classificação da Bacia, 98
8.4.1 Sistema Global de Classificação da Bacia, 99
8.4.2 Critérios Geodinâmicos, 100

8.4.3 Discussão, **100**

8.5 Implicações do Modelo Proposto, 104
8.5.1 Geologia Econômica, **104**
8.5.2 Estratigrafia, **105**

CAPÍTULO 9: CONCLUSÕES, 106

CAPÍTULO 10: BIBLIOGRAFIA CITADA, 109

FIGURAS

Figura 1.1 - Mapa da região oriental do Brasil mostrando a área de afloramento do Supergrupo Espinhaço e a sua divisão em domínios, **1-2**

Figura 1.2 - Área da pesquisa e localidades citadas no texto, **1-2**

Figura 1.3 - Esboço geomorfológico da área da pesquisa, **2-3**

Figura 2.1 - Secções geológicas levantadas na área da pesquisa por Kegel (1959) e Maack (1963), **16-17**

Figura 2.2 - Mapa geológico de parte da Chapada Diamantina Ocidental, **17-18**

Figura 2.3 - Holoestratótipo da Formação Guiné no caminho para Patís, **20-21**

Figura 2.4 - Principais trabalhos relativos aos sistemas deposicionais do Supergrupo Espinhaço na Chapada Diamantina, **21-22**

Figura 2.5 - Unidades deposicionais da parte central da Chapada Diamantina, segundo Souza & Guerra (1986), **22-23**

Figura 2.6 - Sistemas deposicionais e estratigrafia de seqüências do Espinhaço Setentrional no sudoeste do Estado da Bahia, **24-25**

Figura 2.7 - Distribuição de composições detríticas modais de arenitos para diferentes tipos de proveniência representados em diagramas ternários, **29-30**

Figura 3.1 - Mapas e imagens utilizados na compilação do Anexo I, **33**

Figura 3.2 - Classificação e hierarquia das unidades litoestratigráficas, **37**

Figura 4.1 - Esboço geológico do Cráton do São Francisco e área da pesquisa, **39-40**

Figura 4.2 - Mapa geológico regional, **39-40**

Figura 4.3 - Zona de colisão continente-continente marcada pela Faixa Jacobina / Contendas- Mirante, no embasamento oriental da Chapada Diamantina, **44-45**

Figura 4.4 - Evolução tectônica do Complexo Paramirim; A e B: modificado de Jardim de Sá et al., 1976; C: modificado de Uhlein & Pedreira, 1989, **50-51**

Figura 4.5 - Domínios estruturais da Chapada Diamantina e do Espinhaço Setentrional, **52-53**

Figura 5.1- Coluna estratigráfica do Grupo Rio dos Remédios, **57-58**

Figura 5.2 - Coluna estratigráfica da Formação Ouricuri do Ouro, **59-60**

Figura 5.3 - Coluna estratigráfica da Formação Mangabeira, **59-60**

Figura 5.4 - Coluna estratigráfica da Formação Guiné, **60-61**

Figura 5.5 - Coluna estratigráfica de referência da Formação Tombador, **61-62**

Figura 5.6 - Coluna estratigráfica da Formação Caboclo, **63-64**

Figura 5.7 - Coluna estratigráfica da Formação Morro do Chapéu, **64-65**

Figura 5.8 - Principais litofácies do Supergrupo Espinhaço na Chapada Diamantina Centro-oriental, **65-66**

Figura 5.9 - Coluna estratigráfica simplificada do Supergrupo Espinhaço na Chapada Diamantina Centro-oriental, mostrando a relação entre as unidades litoestratigráficas e os sistemas deposicionais, **70-71**

Figura 5.10 - Associações de litofácies dos sistemas de leque aluvial da Formação Tombador e fluvial da Formação Mangabeira, **70-71**

Figura 5.11 - Percentagem relativa de cada tipo de clasto em uma população polilitológica limitada de clastos submetidos a abrasão, **71-72**

Figura 5.12 - Variação da granulometria máxima *versus* distância de transporte no paleodeclive para vários cascalhos aluviais, **71-72**

Figura 5.13 - Associações de litofácies do sistema fluvial nas formações Tombador e Morro do Chapéu, **71-72**

Figura 5.14 - Associações de litofácies do sistema desértico na Formação Mangabeira, **73-74**

Figura 5.15 - Associações de litofácies do sistema desértico nas formações Guiné,Tombador e Morro do Chapéu, **76-77**

Figura 5.16 - Associações de litofácies do sistema litoral das formações Guiné e Caboclo, deltáico da Formação Guiné e marinho da Formação Caboclo, **77-78**

Figura 5.17 - Estratigrafia de Seqüências do Supergrupo Espinhaço na Chapada Diamantina, **81-82**

Figura 6.1 - Colunas estratigráficas da Formação Bebedouro nas "bacias" de Irecê e Una-Utinga, **86-87**

Figura 6.2 - Colunas estratigráficas da Formação Salitre nas "bacias" de Irecê e Una-Utinga, **87-88**

Figura 7.1 - Paleocorrentes medidas na área do estudo, **89-90**

Figura 7.2 - Composição dos arenitos (*l.s.*) do Supergrupo Espinhaço na Chapada Diamantina Centro - oriental segundo a classificação de Mc Bride (1963), **93-94**

Figura 7.3 - Diagrama Qm - F - Lt dos arenitos (*l.s.*) do Supergrupo Espinhaço na Chapada Diamantina Centro - oriental, indicando a provável natureza de suas áreas-fonte. Diagrama segundo Dickinson (1988), **93-94**

Figura 7.4 - Mudança da percentagem relativa de feldspato total (círculos) e fragmentos de rocha (quadrados) em função da distância da fonte em ambientes fluvial entrelaçado (*wadi*) e marinho raso, **96-97**

Figura 8.1 - Perfil gravimétrico ao longo da secção A - A' do Anexo I e sua interpretação geológica, **97-98**

Figura 8.2 - Correlação entre a litoestratigrafia da Chapada Diamantina Centro-oriental, os tipos de bacia e sua tectônica formadora e modificadora, **99-100**

Figura 8.3 - Relação entre a Faixa Jacobina / Contendas - Mirante e o Supergrupo Espinhaço na Chapada Diamantina Centro - oriental, **100-101**

Figura 8.4 - Diagrama esquemático mostrando a situação estrutural para uma seqüência de clastos misturados semelhante ao membro Lavras da Formação Tombador, **103**

Figura 8.5- Diagrama esquemático mostrando a relação entre um orógeno colisional e uma bacia *foreland* periférica, **103-104**

Figura 8.6 - Admissão desigual de sedimentos pelas duas margens de bacias *foreland,* **104-105**

Figura 8.7 - Estratigrafia, sistemas deposicionais e tectônica do Supergrupo Espinhaço na Chapada Diamantina Centro - oriental, **104-105**

Figura 8.8 - Relação genética entre os grupos Rio dos Remédios, Paraguaçu, Jacobina e Chapada Diamantina em um contexto de colisão continente - continente, **105-106**

FOTOGRAFIAS

Foto 1.1- Fotografia visando sudoeste na rodovia Boninal-Mucugê : em primeiro plano, os gerais de Mucugê e ao fundo a serra do Bastião, **4**

Foto 4.1 Vale do Capão visto da estrada entre Palmeiras e Caeté-Açu. No centro do vale aflora a Formação Guiné, sotoposta à Formação Tombador que constitui as escarpas, **54**

Foto 5.1- Conglomerados polimictos do Serrano em Lençóis, compostos por clastos de quartzito verde, branco, quartzo de veio e arenito de fácies eólica. O martelo está sobre clastos dessa última litologia, **63**

Foto 5.2-Arenitos de fácies fluvial mostrando a geometria das camadas e as estratificações plano-paralelas e cruzadas, **68**

Foto 5.3 - Prováveis ondulações cavalgantes em interdunas do sistema desértico da Formação Mangabeira. Rodovia BR 242 na entrada de Seabra, **75**

Foto 5.4 - Estratificação cruzada acanalada cuneiforme. Sistema desértico, Formação Mangabeira em Seabra, **75**

Foto 5.5 - Superfície de deflação estratigraficamente acima dos conglomerados de fácies de leque aluvial da Formação Tombador. Serrano, em Lençóis, **76**

Foto 5.6 - Estratificação lenticular na fácies de planície de maré da Formação Caboclo. BA 850 próximo à ponte sobre o rio São José, na entrada de Lençóis, **79**

TABELAS

Tabela 1.1 - Subdivisão do Precambriano, **7**

Tabela 2.1 - Colunas estratigráficas da Chapada Diamantina de acordo com estudos efetuados até 1971, **18**

Tabela 2.2 - Proposta dos projetos Bahia e Sul da Bahia para a estratigrafia da Chapada Diamantina, **19**

Tabela 2.3 - Estratigrafia do Supergrupo Espinhaço na Chapada Diamantina, de acordo com o Mapa Geológico do Estado da Bahia, **20**

Tabela 2.4 - Correlação entre as "Unidades Deposicionais" de Souza & Guerra (1986) e a litoestratigrafia da Chapada Diamantina, **22**

Tabela 2.5 - Estratigrafia e ambientes de deposição do Supergrupo Espinhaço na Chapada Diamantina Oriental (Pedreira *et al.*, 1989), **23**

Tabela 2.6- Classificação e símbolos de tipos de grãos, segundo Dickinson (1985), **29**

Tabela 2.7- Principais tipos de proveniência e aspectos-chave composicionais das areias derivadas, **30**

Tabela 3.1 - Tipos líticos discriminados na contagem dos clastos dos conglomerados, **36**

Tabela 4.1 - Características litológicas e interpretações sedimentológicas das formações componentes do Grupo Jacobina, **42**

Tabela 4.2 - Características litológicas e interpretações sedimentológicas das formações componentes do Complexo (Grupo) Contendas - Mirante, **43**

Tabela 4.3 - Características litológicas e interpretações sedimentológicas das formações componentes dos grupos Oliveira dos Brejinhos e Santo Onofre, **45**

Tabela 4.4- Estratigrafia do Domínio da Chapada Diamantina, **46**

Tabela 4.5 - Características litológicas e interpretação do Complexo (Grupo) Rio dos Remédios, **46**

Tabela 4.6 - Características litológicas e interpretação sedimentológica das formações componentes do Grupo Paraguaçu, **47**

Tabela 4.7 - Características litológicas e interpretação sedimentológica das formações componentes do Grupo Chapada Diamantina, **48**

Tabela 4.8 - Características litológicas e interpretação sedimentológica das formações componentes do Grupo Una na parte central da "bacia" de Irecê (Formação Salitre) e "bacia"Una-Utinga (Formação Bebedouro), **49**

Tabela 5.1 - Estratigrafia do Supergrupo Espinhaço no centro-leste da Chapada Diamantina, **56**

Tabela 5.2 - Composição do conglomerado do Membro Lavras (Formação Tombador) na cidade de Lençóis, **62**

Tabela 5.3- Litofácies analisadas e códigos usados neste estudo, **66**

Tabela 5.4 - Composição dos conglomerados sustentados pelos clastos, **66**

Tabela 5.5 - Critérios físicos utilizados para a determinação dos limites entre as seqüências deposicionais da Chapada Diamantina Centro-oriental, **82**

Tabela 7.1 - Composições modais dos arenitos, **92**

Tabela 7.2 - Distribuição das petrofácies do Supergrupo Espinhaço na Chapada Diamantina Centro-oriental, de acordo com a classificação de Dickinson (1988), **94**

Tabela 8.1 -Comparação entre as propriedades físicas de uma plataforma e as da crosta no Bloco de Lençóis, **98**

Tabela 8.2 - Classificação da Faixa JCM de acordo com o sistema de Sengör, (1990), **102**

RESUMO

O Supergrupo Espinhaço aflora na parte oriental do Brasil nos estados da Bahia e Minas Gerais, desde o paralelo 10° na margem direita do rio São Francisco na Bahia, até o paralelo 20°, a nordeste da cidade de Belo Horizonte em Minas Gerais. Dentro desta área, o Supergrupo Espinhaço está dividido em quatro domínios denominados de norte para sul de Chapada Diamantina, Espinhaço Setentrional, Platô do Rio Pardo e Espinhaço Meridional. Suas rochas consistem essencialmente em conglomerados, arenitos e pelitos; as duas últimas litologias localmente estão metamorfisadas para quartzitos e xistos. Sobre o Supergrupo Espinhaço depositaram-se os sedimentos terrígenos e carbonáticos do Grupo Una.

Objetivando revisar a estratigrafia do supergrupo e analisar os sistemas deposicionais componentes de cada unidade litoestratigráfica, determinar a paleotectônica das áreas de proveniência dos seus sedimentos e estabelecer o modelo geodinâmico de formação da bacia, foi selecionada uma área de 16500 quilômetros quadrados na Chapada Diamantina Centro - oriental. Para essa seleção foi levado em conta que na área o metamorfismo é de baixo grau ou inexiste, a tectônica é de baixa intensidade, existem bons afloramentos e parte dela recentemente foi mapeada enfatisando os sistemas deposicionais componentes de cada unidade litoestratigráfica.

Nessa região, o embasamento do Supergrupo Espinhaço é formado por diatexitos e metatexitos na parte ocidental, (vale do rio Paramirim) e pelos complexos de Jequié, Caraíba, e Gnaisses de Senhor do Bomfim, na parte oriental. O Complexo de Jequié consiste em rochas plutônicas e supracrustais metamorfisadas na fácies granulito. O Complexo Caraíba e os Gnaisses de Senhor do Bomfim compreendem gnaisses, migmatitos bandados e metassedimentos. Suas composições são respectivamente tonalítica - granodiorítica e granítica. Separando os complexos de Jequié e Caraíba dos Gnaisses de Senhor do Bomfim, existe uma falha contracional, com transporte tectônico para oeste que posiciona aqueles complexos sobre os metassedimentos dos grupos Jacobina e Contendas - Mirante. Esses grupos afloram a nordeste e sudeste da área da pesquisa, separados por um alto do embasamento e são intrudidos por granitos leucocráticos, com idade em torno de 1,9 Ga.

O Supergrupo Espinhaço compreende os grupos Rio dos Remédios (não dividido em formações), Paraguaçu (formações Ouricuri do Ouro, Mangabeira e Guiné) e Chapada Diamantina (formações Tombador, Caboclo e Morro do Chapéu). Nessas unidades litoestratigráficas, as fácies de conglomerados, arenitos e pelitos, além de carbonatos e diamictitos, estão associadas em sistemas deposicionais continentais, transicionais e marinhos. Os sistemas deposicionais continentais são leque aluvial, fluvial e desértico, ocorrendo no Grupo Rio dos Remédios e nas formações Ouricuri do Ouro, Mangabeira, Tombador e Morro do Chapéu. Os transicionais, litoral e deltáico, concentram-se na Formação Guiné e os marinhos,-planície de maré e plataforma - na Formação Caboclo. A alternância dos sistemas deposicionais e a presença de discordâncias e concordâncias correlativas entre eles, permitiu o seu agrupamento em quatro seqüências deposicionais: as duas inferiores coincidentes com os grupos Rio dos Remédios e Paraguaçu; as duas superiores correspondentes às formações Tombador -- Caboclo e Morro do Chapëu. Esses sedimentos estão dobrados em um conjunto de anticlinais e sinclinais com eixos ondulados de direção NNW--SSE, cujo raio de curvatura aumenta de oeste para leste.

Os sedimentos terrígenos-carbonáticos das "bacias"de Irecê e Una-Utinga que afloram nas partes centro-norte e leste da área do estudo, são interpretados como depósitos de origem glácio-marinha e de planície de maré.

O estudo de 45 lâminas delgadas com a contagem de 400 grãos em cada, permitiu classificar os arenitos *(l.s.)* do Supergrupo Espinhaço como quartzo arenitos e sublitarenitos de petrofácies quartzosa, quartzo feldspática, quartzolítica e vulcanoplutônica. As paleocorrentes medidas nas fácies fluviais das formações Mangabeira, Guiné, Tombador e Morro do Chapéu , indicaram a proveniência das duas primeiras do oeste e das duas últimas do leste, isto é, da Faixa Jacobina / Contendas - Mirante. Adicionalmente, essa proveniência é enfatizada pela presença de seixos de quartzito verde do Grupo Jacobina em conglomerados da Formação Tombador. A paleotectônica das áreas - fonte foi determinada a partir da análise da composição modal dos arenitos com o diagrama Qm-F-Lt. Esse diagrama indicou a proveniência dos sedimentos de *fold-thrust belts.*

A bacia onde se depositaram o Supergrupo Espinhaço e o Grupo Una foi classificada como uma bacia sucessora polihistórica, tendo evoluído de uma fratura interior do continente através de uma depressão interior, para uma depressão de margem continental. Essa margem foi fechada por um evento tectônico do Transamazônico, de modo que a bacia retornou a condições de interior do continente.Essa evolução se concluiu pela deposição do Grupo Una em uma bacia do tipo fratura interior, deformada posteriormente. A proveniência dos sedimentos do Grupo Chapada Diamantina da Faixa Jacobina/Contendas-Mirante implica em uma relação genética entre ele e aquela faixa que foi interpretada como de origem colisional. O Supergrupo Espinhaço na Chapada Diamantina Centro-oriental estando depositado ao longo de um *fold-thrust belt,* começando por sedimentos com idade semelhante àqueles da faixa provenientes do antepaís, e terminando por sedimentos derivados da faixa colisional, é interpretado como uma bacia *foreland.*

ABSTRACT

The Espinhaço Supergroup crops out in the eastern part of Brazil in the states of Bahia and Minas Gerais, since the 10° parallel along the right bank of the São Francisco river in Bahia, down to the 20° parallel, northeast of Belo Horizonte in Minas Gerais. In this area the Espinhaço Supergroup is divided into four domains named from north to south as Chapada Diamantina, Northern Espinhaço, Rio Pardo Plateau and Southern Espinhaço. Its rocks are essentially conglomerates, sandstones and pelites; the latter two lithologies locally are metamorphosed to quartzites and schists. Terrigenous and carbonatic deposits of the Una Group, were deposited on the Espinhaço Supergroup.

In order to revise the supergroup stratigraphy and analyse the depositional systems that make up each of the lithostratigraphic units, to determine the paleotectonics of the source areas, and to set on a firm basis the geodynamic model of the basin, was selected an area of 16500 square kilometres in the Central - eastern Chapada Diamantina. This selection took into account the low grade or absent metamorphism, the low intensity of the tectonics, the presence of good outcrops and the fact that part of the area recently was mapped emphasizing the depositional systems of each lithostratigraphic unit.

In this region the Espinhaço Supergroup basement is composed by diatexites and metatexites in the western sector (Paramirim river valley) and by the Jequié and Caraíba complexes as well as the Senhor do Bomfim Gneisses in the eastern sector. The Jequié Complex consists of plutonic and supracrustal rocks metamorphosed in the granulite fácies. The Caraíba Complex and the Senhor do Bomfim Gneisses comprise gneisses, banded migmatites and metasediments. Their compositions are tonalitic - granodioritic. Separating Jequié and Carnaíba complexes from the Senhor do Bonfim gneisses, there is a contractional fault with westward tectonic transport that thrust those complexes upon the sediments of the Jacobina and Contendas-Mirante groups. These groups crop out northeast and southeast of the area of the research, separated by a basement high and are intruded by ca. 1.9 Ga leucocratic granites.

The Espinhaço Supergroup comprises the following groups: Rio dos Remédios (not divided into formations), Paraguaçu (Ouricuri do Ouro, Mangabeira and Guiné formations) and Chapada Diamantina (Tombador, Caboclo and Morro do Chapéu formations). In these lithostratigraphic units the conglomerates, sandstones and pelites, besides carbonates and diamictites, are associated into continental, transitional and marine depositional systems. The continental depositional systems are aluvial fan, fluvial and desertic, and occur in the Rio dos Remédios Group as well as in the Mangabeira, Tombador and Morro do Chapéu formations. The transitional ones, litoral and deltaic, are concentrated in the Guiné Formation and the marine systems --tidal flat and platform-- in the Caboclo Formation. The alternance of depositional systems and the presence of unconformities and correlative conformities among them, allowed their grouping into four depositional sequences; the lower two sequences coincide with the Rio dos Remédios and Paraguaçu groups; the upper two coincide with the Tombador--Caboclo and Morro do Chapéu formations. These sediments are folded into a series of anticlines and synclines with NNW--SSE undulating axes, whose radius of curvature increases from west to east.

The terrigenous-carbonatic sediments of the Irecê and Una-Utinga "basins" that crop out in the centre-northern and eastern sectors of the study area were interpreted as glciomarine and tidal flat deposis.

The study of 45 thin sections with point count of 400 grains in each one, allowed to classify the Espinhaço Supergroup sandstones (*s.l.*) as quartz arenites and litharenites of quartzose, quartzfeldspathic, quatzolithic and volcanoplutonic petrofácies. The paleocurrents measured in the fluvial fácies of the Mangabeira, Guiné, Tombador and Morro do Chapéu formations, indicated the provenance of the former two from the west and the latter two from the east, that is, from the Jacobina / Contendas-Mirante Belt. Aditionally, this provenance is emphasized by the presence of green quartzite pebbles from the Jacobina Grroup in conglomerartes of the Tombador Formation. The paleotectonics of the source-- areas was determined after the analysis of the modal composition of the arenites with the Qm-F-Lt diagram. This diagram indicated the provenance of the sediments from fold-thrust belts.

The basin of the Espinhaço Supergroup and the Una Group was classified as a polyhistory successor basin. It evolved from a continental interior fracture type basin through a continental interior sag to a continental margin sag. This continental margin was closed by a Transamazonic tectonic event, so that the basin returned to continental interior conditions. The evolution ended with the deposition of the Una Group in a continental interior fracture type basin. The provenance of the Chapada Diamantina Group sediments from the Jacobina / Contendas--Mirante Belt implies in a genetic relationship between the Chapada Diamantina Group and that belt, that was interpreted as collisional. The Espinhaço Supergroup in the Central--eastern Chapada Diamantina, being deposited along a fold thrust belt, beginning with sediments of similar age to those of the belt with provenance in the foreland, and ending by sediments derived from the collisional belt, is interpreted as a foreland basin.

CAPÍTULO 1: INTRODUÇÃO

1.1 Proposição e Objetivos da Pesquisa

A Chapada Diamantina, situada na parte centro-leste do Brasil é um dos domínios geotectônicos onde aflora no Supergrupo Espinhaço, do éon Proterozóico (figura 1.1). Apesar de ter sido estudada desde a viagem de Spix e Martius em 1817, somente no último quarto de século teve estabelecidas a sua estratigrafia e o seus modelos geotectônico e deposicional. Esses trabalhos encontram-se distribuídos por dezenas de publicações e relatórios, alguns essenciais para o entendimento da sucessão estratigráfica do Supergrupo Espinhaço e daqueles modelos; outros os complementam, ou mesmo os contradizem. Com a implantação do Programa de Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil - PLGB, pela Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais - CPRM, tornou-se imprescindível uma unificação desses conceitos e um exame integrado dos trabalhos relativos à estratigrafia do Supergrupo Espinhaço e dos modelos de sedimentação e geotectônico da Chapada Diamantina, para aplicação à linha de produtos daquele programa.

Em vista disso, os objetivos da presente pesquisa são os seguintes:

(1) Revisão estratigráfica do Supergrupo Espinhaço na Chapada Diamantina, enquadrando as suas unidades litoestratigráficas nos conceitos dos códigos de nomenclatura estratigráfica (p.ex. Hedberg, 1976; NACSN, 1983; CENE, 1986) e abordando os seus aspectos sedimentológicos sob o ponto de vista genético;

(2) Análise petrográfica das rochas sedimentares da Chapada Diamantina através da técnica proposta por Dickinson (1988) afim de determinar a paleotectônica de suas áreas-fonte;

(3) Exame dos modelos geotectônicos propostos por diversos autores que serão citados no Capítulo 2, à luz dos novos dados sedimentológicos e sua comparação com modelos propostos e testados mundialmente, afim de se estabelecer qual ou quais os mais adequados para a Chapada Diamantina.

1.2 Região do Estudo: Aspectos Fisiográficos e Geomorfológicos

A área escolhida para essa pesquisa é o setor sudeste da Chapada Diamantina realçada na figura 1.1 e mostrada em detalhe na figura 1.2. A área é limitada pelos paralelos 12°00'-13°30' e meridianos 41°00'-42° 00', medindo cerca de 16.500km^2 . As razões para a sua seleção foram as seguintes:

(1) Nela ocorrem todas as formações componentes do Supergrupo Espinhaço na Bahia, estando representados desde o vulcanismo basal do Complexo Rio dos Remédios (Schobbenhaus & Kaul, 1971), até as rochas que encerram a sedimentação do supergrupo (Formação Morro do Chapéu; Brito Neves, 1967);

(2) A região, na sua maior parte situada a leste do Lineamento Barra do Mendes-João Correia (Jardim de Sá *et. al.,* 1976) é pouco deformada e praticamente não metamorfisada, de modo que os processos sedimentares podem ser avaliados e as medidas de paleocorrentes não necessitam correções para levar em conta basculamento ou dobramento dos sedimentos;

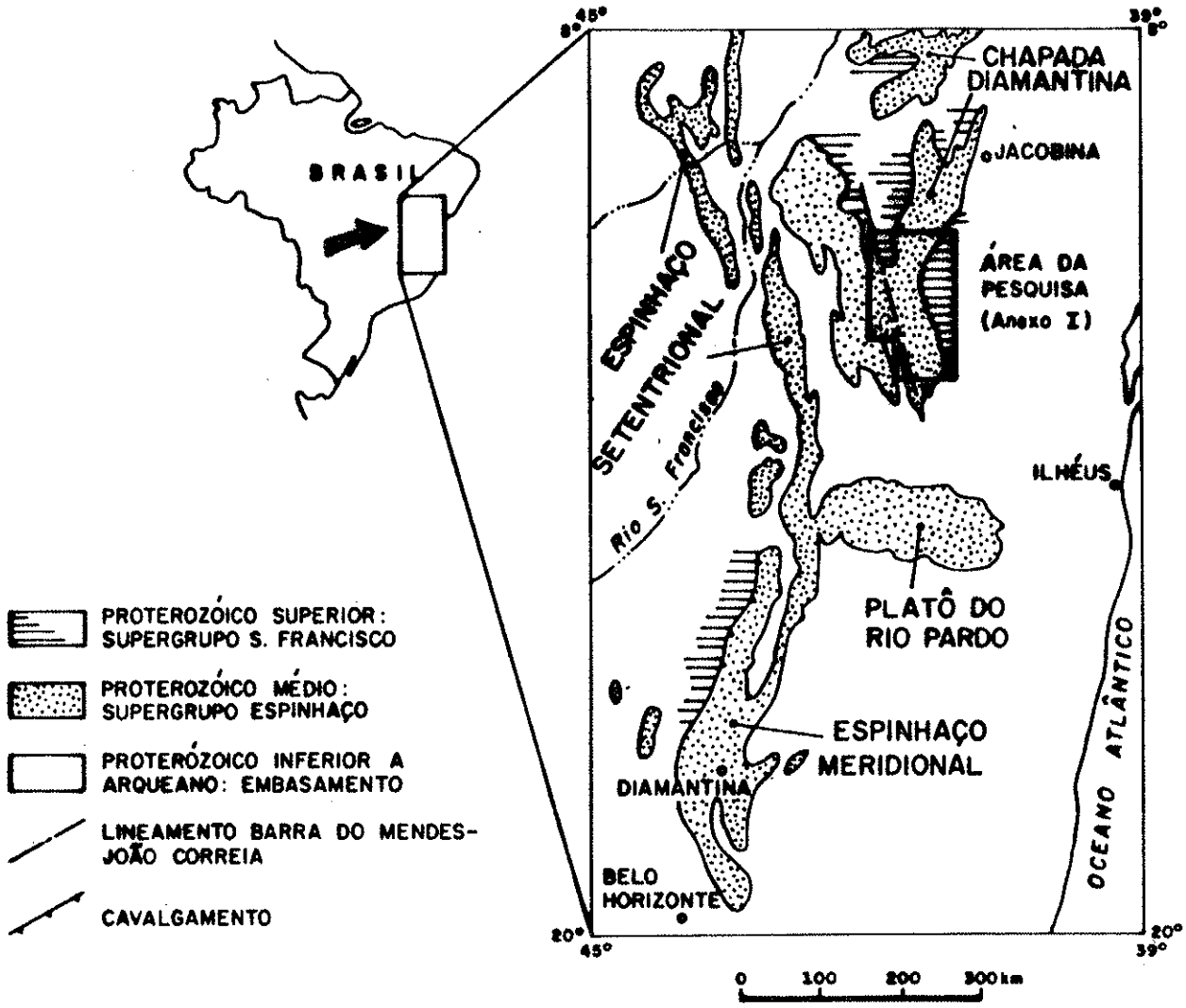


Figura 1.1 - Mapa da região oriental do Brasil mostrando a área de afloramento do Supergrupo Espinhaço e a sua divisão em domínios (Pedreira *et al.*, 1989)

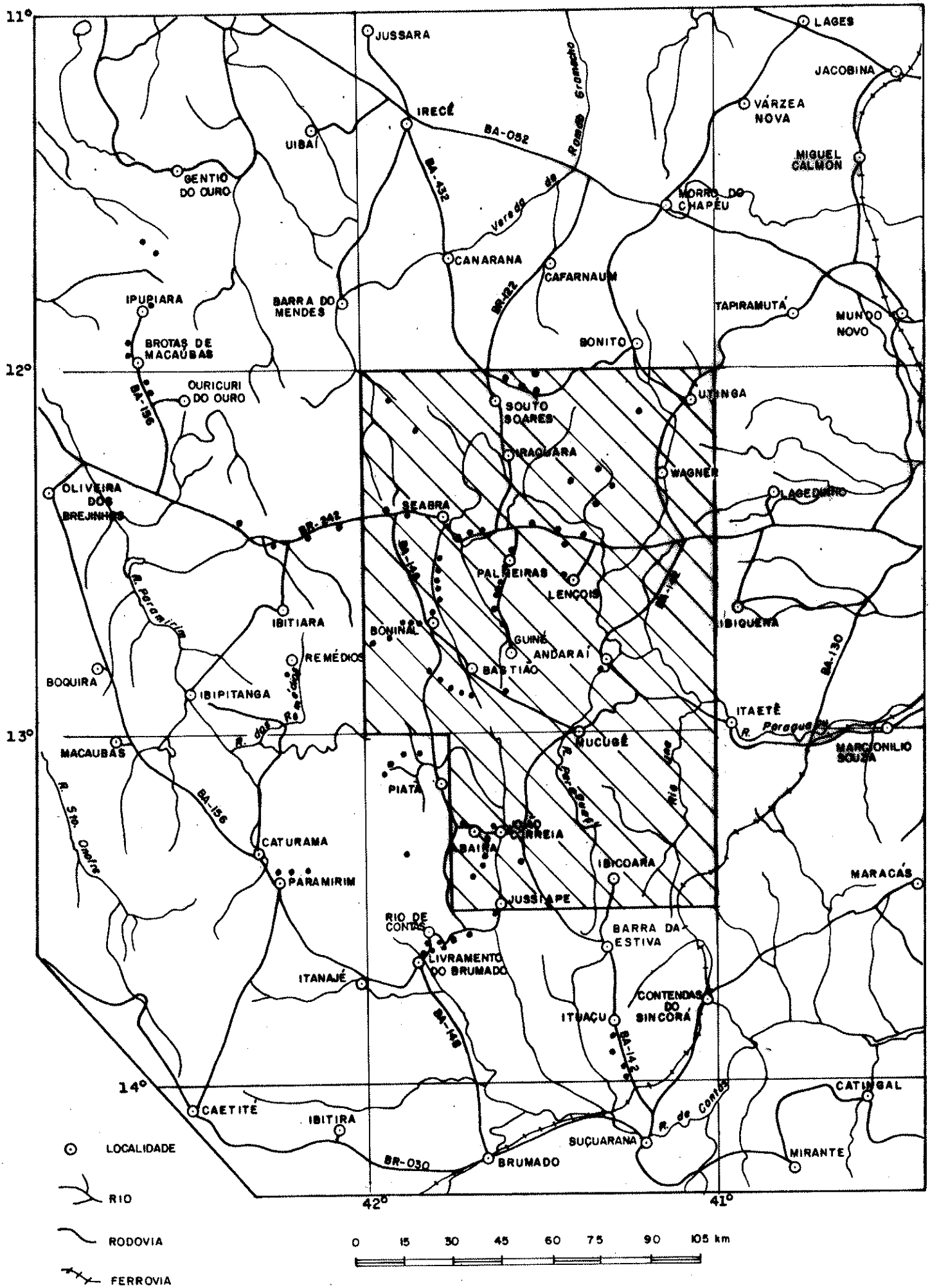


Figura 1.2 - Área da pesquisa, localidades citadas no texto e os principais afloramentos estudados (•). Os afloramentos amostrados para estudo petrográfico constam do Anexo I.

(3) A parte oriental da área, situada entre os paralelos 12°00'-13°30' e meridianos 41°00'-41°30', foi mapeada recentemente pelo Projeto Utinga-Mucugê executado pela CPRM para o PLGB, na época coordenado pelo Departamento Nacional da Produção Mineral - DNPM. Esse projeto analisou detalhadamente a sedimentologia de parte das formações componentes do Supergrupo Espinhaço e efetuou levantamentos geofísicos determinando a configuração do embasamento da Chapada Diamantina (Guimarães & Pedreira, 1990; Bomfim & Pedreira, 1990; Pedreira & Margalho, 1990);

(4) Na parte ocidental da área afloram algumas formações componentes do Grupo Paraguaçu não ocorrentes no setor citado em (3) que foram descritas por Schobbenhaus & Kaul (1971) na região de Brotas de Macaúbas (figuras 1.2 e 4.2);

(5) A área é parcialmente coberta pelo mapa geológico de Souza & Guerra (1986) que serve de "ponte" entre ela e a região estudada por Schobbenhaus & Kaul (1971) facilitando a correlação interregional.

O principal acesso à área é a rodovia BR-242, pavimentada, que a atravessa de leste para oeste na altura do paralelo 12°30'. Dela partem para norte as rodovias tambem pavimentadas BR-122 e BA-142 que a ligam às cidades de Souto Soares e Utinga respectivamente. A BA-142 continua para sul, ligando a BR-242 a Andaraí, Mucugê e Barra da Estiva, já fora do limite meridional da área. Mucugê tambem é ligada à BR-242 através de Boninal pelas BA's 245 e 148; esta última liga Boninal a Abaíra e João Correia a sul **(figura 1.2)** Além desses acessos principais existem inúmeros outros, especialmente municipais, entre as diversas cidades da região, permitindo atingir praticamente a toda a área da pesquisa.

Grande parte da área é banhada pelo rio Paraguaçu que nasce na sua região sudeste atravessando-a de sul para norte com o seu curso encaixado em sedimentos do grupo homônimo. Na altura de Mucugê esse rio passa a atravessar a serra do Sincorá em sedimentos do Grupo Chapada Diamantina, com um curso francamente torrencial. A partir de Andaraí, dirige-se para leste, cruzando a "Bacia" Una-Utinga e meandrando através da mesma. Os rios Una, Utinga e Santo Antônio são os seus principais afluentes. O rio de Contas, que banha a parte meridional da área nasce a noroeste de João Correia e, dirigindo-se para sul, passa por Jussiape, deixando a região estudada. Finalmente, apenas pequenos rios a noroeste da área são pertencentes á bacia do rio São Francisco, sendo afluentes da vereda de Romão Gramacho.

Na área do estudo, mostrada nas figuras 1.1 e 1.2 e que pode ser examinada mais detalhadamente no Anexo I, as formas de relevo são condicionadas pela litologia e estrutura combinadas (cf. figura 1.3 e Anexo I), remanescentes dos ciclos de denudação que agiram sobre a região oriental do Brasil entre o Cretáceo inferior e o Terciário médio (King, 1956). Na área da pesquisa atuaram os ciclos post-Gondwana (Cretáceo superior), Sul-Americano (Terciário) e Velhas (Terciário superior). As superfícies de aplainamento correspondentes a esses ciclos podem ser examinadas conjuntamente em dois locais da área da pesquisa: o primeiro na região de Segredo-Olhos D'Água (14 km a leste de Segredo) e o segundo na descida para Abaíra, 9 km a oeste dessa cidade. No primeiro local, o observador está sobre a superfície Sul-Americana; logo a oeste está o sinclinório de Irecê, que representa a superfície Velhas e mais a oeste, ao longe, se vêm os picos da Chapada Diamantina, cujo topo corresponde à superfície post-Gondwana. No segundo local, o observador também está sobre a superfície Sul-Americana, que corresponde aos "gerais" de Mucugê, cuja borda é vista do lado oposto do vale; a nordeste, o topo das elevações representa a superfície post-Gondwana e o vale do rio de Contas, a superfície Velhas. As grandes formas de relevo correspondentes a essas superfícies são descritas a seguir.

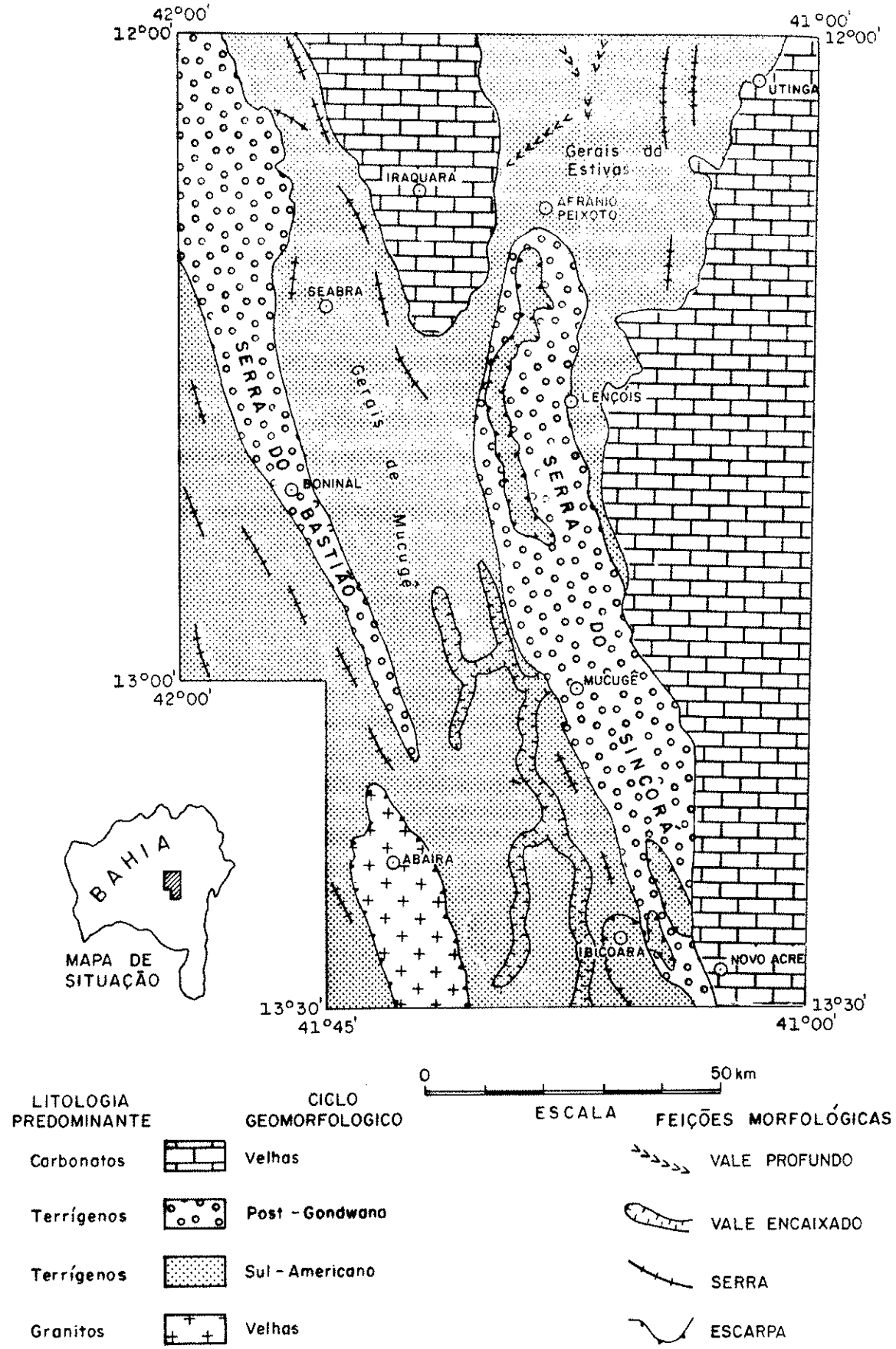


Figura 1.3 - Esboço geomorfológico da área da pesquisa

1.2.1 Superfície Post-Gondwana

A superfície post-Gondwana é preservada em poucos locais favoráveis que correspondem a terrenos acidentados situados entre as superfícies Gondwana e Sul-Americana. Dentro da área da pesquisa não são conhecidos testemunhos daquela superfície; eles existem imediatamente a sudoeste dela, na região de Catolés (30 km sudoeste de Piatã; figura 1.2): são o pico das Almas (1850 m), antes considerado o ponto culminante do Estado da Bahia e a serra do Barbado (2200 m), na verdade o pico mais alto do Nordeste (L.H. Pedreira, inf. verbal, 1993).

Esses terrenos acidentados são as serras do Sincorá e do Bastião, mostradas na figura 1.3. A primeira estende-se desde o paralelo de Iraquara com direção norte-sul até a altura da localidade de Guiné, onde inflete para SSE até Novo Acre, no canto sudeste da área (Anexo I). Suas altitudes alcançam até 1.700m e ela se desenvolve sobre sedimentos da Formação Tombador compostos por arenitos e conglomerados muito bem consolidados. A serra do Sincorá forma uma dobra anticlinal parcialmente flanqueada a oeste por um sinclinal. As ondulações do eixo do anticlinal são representadas por janelas erosivas onde aflora a Formação Guiné (topo do Grupo Paraguaçu), como acontece em Mundo Novo, Vale dos Patís (a leste de Guiné) e no morro do Pai Inácio, ao longo da BR-242.

A serra do Bastião é formada pelas cristas que limitam um sinclinal também da Formação Tombador (arenitos e conglomerados). Começando no canto noroeste da área, a serra se estende como duas cristas paralelas cujas altitudes alcançam até 1.200m, por cerca de 125km na direção SSE. A extensão e o paralelismo das cristas é condicionado pelo lineamento Barra do Mendes-João Correia que se desenvolve imediatamente a oeste da crista ocidental.

Além desses sistemas orográficos dominantes, cujos elementos componentes tomam diversos nomes locais, existem serranias isoladas, como a serra da Tromba a sudoeste da do Bastião; na metade norte da área, elas consistem de morros testemunhos das formações Tombador e Morro do Chapéu.

1.2.2 Superfície Sul-Americana

A superfície Sul-Americana, de acordo com King (1956), foi o elemento fundamental para a formação do cenário da região oriental do Brasil. Ela foi aplainada entre o final do Cretáceo e o início do Mioceno, atualmente formando chapadas que se elevam sobre sistemas de vales e planícies onduladas. Na área da pesquisa ela é representada por vastas áreas planas com coberturas arenosas que sustentam uma vegetação do tipo cerrado. Essas áreas planas tomam a denominação local de "gerais"; os principais da área da pesquisa são os gerais da Estiva e de Mucugê.

Os gerais da Estiva estendem-se desde a localidade Afrânio Peixoto até próximo ao limite norte da área do estudo (paralelo 12°00'). Estão desenvolvidos sobre sedimentos sub-horizontais da Formação Caboclo, compostos por arenitos e argilitos e sobre arenitos de fácies eólica da Formação Tombador. Suas altitudes variam entre 900 e 1.000m, as últimas ocorrendo a norte, em direção à cidade de Bonito, fora da área. Os rios que drenam esses gerais na área onde predomina a Formação Caboclo possuem vales com encostas íngremes que entalham profundamente essa formação, em alguns casos chegando a expôr a Formação Tombador (a noroeste de Wagner, no Anexo I).

Os gerais de Mucugê estão entre as serras do Sincorá e do Bastião (foto 1.1). Trata-se de uma área eminentemente plana com altitudes em torno de 1.000m que aumentam suavemente para

1.200m em Barra da Estiva, a sul da área (figura 1.2). Essa superfície se desenvolve sobre arenitos de atitude subhorizontal da Formação Mangabeira, geralmente pouco consolidados. Os rios que drenam esses gerais possuem vales largos com fundo plano. Em direção a sul, próximo à escarpa da serra do Sincorá, o rio de mesmo nome possui um vale mais amplo e mais profundo expondo uma secção mais extensa da Formação Mangabeira. Os gerais de Mucugê são contínuos entre as serra do Sincorá e do Bastião até a altura do paralelo 13°00'. Daí para sul o seu limite ocidental é uma escarpa íngreme, no sopé da qual aflora o embasamento cristalino na região de Abaíra-João Correia, com altitudes em torno de 600m.

Foto 1.1 Fotografia visando sudoeste na rodovia Boninal-Mucugê : em primeiro plano, os gerais de Mucugê e ao fundo a serra do Bastião

1.2.3 Superfície Velhas

A superfície Velhas, do Terciário superior não chega a atingir a fase de aplainamento generalizado (King, 1956). Na área da pesquisa essa superfície está representada em dois domínios: "Bacias" Carbonáticas e vale do rio de Contas.

O domínio das "Bacias" Carbonáticas é representado pelas "bacias" de Irecê (centro-norte) e Una-Utinga (leste). O relêvo nas mesmas é plano a suavemente ondulado e as altitudes variam entre 700-800m na primeira e 500-600m na última. Como conseqüência da maior precipitação atmosférica e circulação de água subterrânea nessas bacias é comum nelas o desenvolvimento de relevo karstico, formando inúmeras grutas e dolinas.

Finalmente, no vale do rio de Contas afloram granitos que ocupam uma faixa a sudoeste da área. Trata-se de uma região que, embora tectonicamente elevada é topograficamente deprimida, sendo limitada a leste pelos Gerais de Mucugê e a norte e oeste por regiões planas de onde sobressaem as serras da Tromba e do Bastião. O seu relevo é essencialmente causado pela erosão diferencial em zonas de cisalhamento que cortam os granitos.

1.3 Metodologia Básica e Terminologia

Para atingir os objetivos dessa pesquisa relacionados no item 1.1, foram desenvolvidas as seguintes atividades:

(1) Mapeamento geológico da área situada entre os paralelos 12°00' - 13°30'S e meridianos 41°00' - 42° 00' W Greenwich;

(2) Amostragem complementar dos arenitos e conglomerados e análises petrográficas tanto dos primeiros, como da matriz dos últimos;

(3) Revisão das determinações de paleocorrentes efetuadas anteriormente e análise das medidas efetuadas durante o mapeamento geológico supracitado;

(4) Análise das determinações geofísicas, especialmente gravimétricas efetuadas durante a execução do Projeto Utinga-Mucugê e sua integração com dados mais recentes (A.C. Motta, inf. verbal, 1992) e comparação com exemplos da literatura mundial;

(5) Análise integrada desses dados, com os resultados que serão discutidos no Capítulo 8.

Para atingir esses objetivos, serão utilizadas três abordagens distintas:

(1) Uso de métodos consagrados, quais sejam a análise bibliográfica e compilação de dados de trabalhos anteriores, como foi feito para a obtenção da base geológica;

(2) Introdução de métodos modernos ainda pouco usados ou em fase de testes, tais como a utilização de imagens de satélite TM (Thematic Mapper) como base para os trabalhos de campo;

(3) Reinterpretação de dados anteriores sob um novo ponto de vista, exemplificada pela execução de análises modais tanto em lâminas delgadas de amostras coletadas por projetos anteriores, como nesta mesma pesquisa e integração entre os dados geofísicos e sedimentológicos.

Ao longo do texto serão feitas diversas referências a conceitos sedimentológicos, que nem sempre são definidos precisamente. As definições abaixo são as utilizadas aqui.

Fácies. De acordo com a definição original de Gressly (1838):

> *Fácies (ou aparência de uma unidade estratigráfica) tem duas particularidades : (1) um certo aspecto litológico de uma unidade estratigráfica é relacionado em todos os lugares à mesma associação paleontológica; (2) em tal associação paleontológica, gêneros e especies comuns em outras fácies estão invariavelmente excluídos* (Selley, 1988).

No caso presente, onde associações paleontológicas inexistem, é preferível utilizar a definição de Tucker (1982):

> *Um determinado conjunto de atributos sedimentares: litologia, textura, elenco de estruturas sedimentares, (conteúdo fóssil), geometria, padrão de paleocorrentes, etc.*

Na concepção dos sistemas deposionais, um dos objetivos desta pesquisa, o termo fácies é usado no sentido de processo-resposta, isto é, como produto da atuação de processos físicos no ambiente sedimentar. Uma vez que cada ambiente é dominado por diferentes processos sedimentares e ao mesmo tempo um mesmo processo sedimentar pode atuar em ambientes diversos, a simples interpretação de uma fácies não leva necessariamente à interpretação do ambiente de sedimentação e sim das condições hidrodinâmicas da sua deposição (Strand, 1988).

Sistema deposicional. Conforme definido por Fischer & McGowen (1967) um sistema deposicional consiste em:

> *Uma unidade tridimensional constituída por uma associação de fácies específica gerada por processos atuantes nos ambientes de uma mesma província fisiográfica ou geomorfológica.*

Os sistemas deposicionais são tantos quantos são as províncias fisiográficas do presente (Gama Jr., 1989): fluvial, desértico, lacustre, leques aluvial e costeiro, delta, baía ou estuário, planície costeira e de maré, complexo barreira-laguna, plataforma e talude continentais e leque submarino.

Outro conceito que se deve ter em mente é a natureza **tridimensional** dos sistemas deposicionais. Como as províncias fisiográficas do presente são feições **bidimensionais**, a terceira dimensão é adicionada pelo tempo geológico de persistência do sistema na bacia, o que se traduz pela sua espessura (Gama Jr., 1989). Na área da pesquisa esse conceito é claramente expresso através de espessura dos sistemas deposicionais, à medida que eles se repetem ao longo da coluna geológica (figuras 5.1 a 5.16 exceto 5.8, 5.11 e 5.12).

A unidade genética de hierarquia superior aos sistemas deposicionais é a seqüência deposicional. Uma seqüência deposicional implica em que a sedimentação se processa em episódios de duração variável mas discretos no tempo, intercalados por períodos de erosão, não deposição ou sedimentação passiva (Gama Jr., 1989) As divisões hierárquicas da estratigrafia de seqüências são as seguintes:

Seqüência. Uma sucessão relativamente conforme de estratos geneticamente relacionados, limitados por discordâncias ou suas concordâncias correlativas. As seqüências são o elemento básico desse conceito estratigráfico e são o produto de mudanças relativas do nível do mar ou do nível base. Essas mudanças podem ter como causa, tectônica local ou glaciação (Mitchum Jr. *et al.* 1977; Krapez, 1993).

Superseqüência. Compreende uma fase individual de preenchimento de uma bacia composta ou preenchimento total de uma bacia simples (Krapez, 1993).

Megasseqüência. Segundo o autor acima, as megasseqüências são as respostas a Ciclos de Wilson ou Ciclo de Supercontinente, estudados por Nance *et al.* (1988).

Essas três categorias de unidades compreendem no Fanerozóico c ciclos de 3ª ordem (seqüências), 2ª ordem (superseqüências) e 1ª ordem (megasseqüências) com durações respectivas de 1-10Ma, 10-80Ma e 225 a 300Ma A partir de datações bioestratigráficas, podem ser determinadas unidades de maior ordem, como parasseqüências.

Os limites entre as seqüências deposicionais são de dois tipos: o tipo 1 se refere à incisão da plataforma por rios formando vales preenchidos por sedimentos fluviais; no tipo 2 há uma

transgressão marinha, de modo que depósitos de planície costeira jazem sobre sedimentos continentais (Christie-Blick *et al.* 1988).

Cronoestratigrafia do Precambriano. A cronoestratigrafia adotada nessa pesquisa é a de Cowie *et al.* (1989), mostrada na tabela 1.1.

Tabela 1.1 - Subdivisão do Precambriano

EON	ERA	PERÍODO	IDADE (Ma)
PROTEROZÓICO	Neoproterozóico	"Neoproterozóico III"	650
		Cryogeniano	850
		Toniano	1000
	Mesoproterozóico	Steniano	1200
		Ectasiano	1400
		Calymmiano	1600
	Paleoproterozóico	Statheriano	1800
		Orosiriano	2050
		Rhyaciano	2300
		Sideriano	2500
ARQUEANO			

As denominações dos períodos são derivadas do grego, com os seguintes significados (Cowie *et al.*, 1989):

Cryogeniano *Cryos=gelo; Genesis=nascimento: "Glaciação global"*

Toniano *Tonos=estirar*

Steniano *Stenos=estreito:"Faixas estreitas de metamorfismo e deformação intensos"*

Ectasiano *Ectasis=extensão:"Expansão subsequente de coberturas de plataforma"*

Calymmiano *Calymma=cobertura:"Coberturas de plataforma"*

Statheriano *Statheros=estável, firme:"Estabilização de crátons, cratonização"*

Orosiriano *Orosira=cadeia de montanhas (do grego moderno):"Período orogênico global"*

Rhyaciano *Rhyax=corrente de lava:"Injeção de complexos acamadados"*

Sideriano *Sideros=ferro: "Formações ferríferas bandadas*

1.4 Agradecimentos

Os meus primeiros agradecimentos vão para o Prof. Dr. Benjamin Bley de Brito Neves, pela sua orientação e estímulo no decorrer dessa pesquisa e pelas suas acuradas correções às diversas versões do texto. Do mesmo modo, agradeço ao Prof. Dr. Armando Márcio Coimbra pela orientação acerca das análises petrográficas e sobre a identificação de algumas fácies e sistemas deposicionais na própria Chapada Diamantina, durante os Seminários de Campo da USP em 1991 e 1992.

Agradeço imensamente ao colega e amigo Edilton José dos Santos e gostaria de faze-lo ao amigo José Henrique Godoy Cíguel — prematuramente falecido — a acolhida hospitaleira no CRUSP e a orientação nos meandros burocráticos da universidade. Fiz inúmeros amigos na USP, que me auxiliaram de diversas maneiras no decorrer dessa pesquisa. Ao cita-los todos eu correria o risco de cometer graves omissões. Assim escolho para representa-los a colega Rosely Imbernon, amiga desde o primeiro teste de seleção: agradecendo a ela, o faço a todos.

Durante a compilação do mapa geológico da Chapada Diamantina Centro-oriental, tive o apoio do colega Paulo César Brito (SGM/Bahia) que forneceu as fichas de descrição de afloramentos e petrografia do Projeto Bahia (base GEOLOGO), a quem agradeço. A Ana Lúcia Mata Pires e Gisélia Bispo De Victa, bibliotecárias da CPRM em Salvador, ao Dr. Jim K. Lee da Universidade de Princeton e aos colegas Diógenes A. Campos e P.F.T. Kaul, agradeço a obtenção de mapas, imagens e material bibliográfico, muitas vezes inédito. Os colegas da CPRM Luiz Bomfim e J. Torres Guimarães forneceram dados de suas cadernetas de campo, essenciais para a compilação daquele mapa. O colega João Batista A. Arcanjo e os geofísicos Dr. A. C. Motta e Paulo Gomes também da CPRM colaboraram, o primeiro revisando a interpretação de algumas fotos aéreas convencionais e os últimos fazendo a interpretação de um perfil geofísico através da Chapada Diamantina; a eles, meus agradecimentos.

No decorrer dos trabalhos de campo realizados desde 1989, tive o prazer de contar com a companhia dos seguintes colegas, a quem agradeço o apoio e os esclarecimentos advindos de diversas discussões: Alexandre Uhlein (UFMG), José Cândido S. de Sales (UFBA), Reginaldo A. dos Santos (CPRM), Fernando F. Alkmin (UFMG), Antônio J. Dourado Rocha (CPRM), Ângela B. Menezes (USP) e J.M. Landim Dominguez (UFBA).

Para a preparação das amostras, agradeço o apoio do colega Luiz Ferradans Mato (Petrobrás), que conseguiu a impregnação de algumas delas, excessivamente friáveis. No tedioso trabalho de contagem de pontos e sua identificação nas lâminas delgadas tive a colaboração dos colegas Olívia Maria C. de Oliveira, Lourdes Rosa, Ivon S. Moura e Jorge Pla Cid, da UFBA. Agradeço a eles e aos colegas Geraldo Vianney V. de Souza (CPRM) e Benedito Célio E. Silva (DNPM), que descreveram parte das lâminas. Ao Dr. W. R. Van Schmus da Universidade do Kansas, USA, agradeço a datação de uma amostra de rocha vulcânica do Grupo Rio dos Remédios o que contribuiu sobremaneira para o posicionamento do Supergrupo Espinhaço no tempo geológico.

O desenho final do mapa geológico e das figuras que ilustram o texto devem-se respectivamente a Emanuel V. Macedo e Hélio Bispo; também colaboraram nessa última tarefa as desenhistas Juraílda Sacramento e Vera Nilda Santos, todos eles da CPRM em Salvador e a quem agradeço. A Neuza A. Souza que digitou as várias versões do texto e tabelas e cuidou da sua apresentação, ultrapassando suas atividades normais na CPRM, os meus maiores agradecimentos. A editoração dos originais deve-se à Gerência de Publicações da Companhia Baiana de Pesquisa Mineral - CBPM, à qual agradeço nas pessoas de Dr. Moacyr M. Marinho e Magali C. M. de Menezes.

Essa pesquisa foi possível graças a diversas entidades, cujo apoio agradeço: Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq), através de bolsa de doutoramento vigente entre Março de 1990 e Fevereiro de 1994; Universidade de São Paulo entre 1990 e 1994 e através do COSEAS, durante o primeiro ano, quando residi no CRUSP e por fim, à Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais-CPRM.

Agradeço a essa empresa nas pessoas do seu Superintendente Regional de Salvador, José Carlos V. Gonçalves e do Gerente de Recursos Minerais, João Dalton de Souza, a cujo apoio entusiástico devo a oportunidade de ter levado a efeito essa pesquisa. Graças a esse apoio consegui a liberação parcial das minhas atividades e o suporte financeiro para viagens a São Paulo e ao campo. Também agradeço à CPRM o privilégio que tive, desde 1973, de trabalhar na Chapada Diamantina.

CAPÍTULO 2: ESTUDOS ANTERIORES E REVISÃO DA BIBLIOGRAFIA

2.1 Generalidades

Para a execução dessa pesquisa foi necessáro recorrer a inúmeras fontes, listadas ao final da tese. Grande parte delas se refere aos estudos efetuados desde o século XIX na Chapada Diamantina. Outros, ligados à proveniência de rochas, paleotectônica, geotectônica, etc., não têm ligação com esse segmento da crosta terrestre. Mas, como será visto ao longo do texto, aplicam-se perfeitamente ao tema da pesquisa. Essa revisão é iniciada pelos estudos anteriores feitos na Chapada Diamantina e suas adjacências e as primeiras descrições das unidades litoestratigráficas correlacionáveis com as aflorantes na Chapada Diamantina Centro-oriental. A partir do ítem 2.8 serão revisados os trabalhos de cunho conceitual, tais como as técnicas utilizadas para a determinação da proveniência das rochas que preenchem uma bacia e a paleotectônica de suas áreas-fonte, geocronologia, geofísica e geotectônica, nos quais se baseou a abordagem utilizada na pesquisa.

2.2 Pré-Espinhaço

O termo Pré-Espinhaço foi proposto em 1974, para designar as associações de rochas mais antigas que o Supergrupo Espinhaço, compostas por diversas unidades e complexos metamórficos de baixo e alto grau, e metamórficos-migmatíticos. A proposição foi feita durante uma reunião para integração regional, entre os executores dos Projetos Bahia, Sul da Bahia e Leste do Tocantins-Oeste do São Francico, projetos esses que mapearam na escala 1:250.000 quase todo o Estado da Bahia (CPRM-PROSPEC-DNPM, 1974).
Até a publicação do Mapa Geológico do Brasil na escala 1:5.000.000 pelo DNPM em 1971, o Pré-Espinhaço na região oriental da Bahia era uma vasta região de cor rosa, onde se distinguiam apenas os metassedimentos do Grupo Jacobina. Pedreira *et al.*(1975), fizeram a primeira compartimentação dessa região, distinguindo os granulitos, charnockitos, granulitos migmatizados, gnaisses, diatexitos e metatexitos, complexos Contendas-Mirante e Brumado, etc. A partir dessa compartimentação, o Pré-Espinhaço foi dividido nos complexos Granulítico, Metamórfico-Migmatítico e Metamórfico.

Nos anos subsequentes, foram feitos diversos trabalhos em áreas menos abrangentes de cada um dos complexos, que em certos casos permitiram o descarte da denominação "complexo", aprofundando o seu conhecimento através de técnicas mais modernas e sofisticadas. No entanto, apesar de todo este progresso, nenhuma das divisões e modelos geotectônicos anteriores foi contestado.

2.2.1 Complexo Granulítico

Os principais trabalhos relativos a esse complexo realizados desde 1986, foram integrados por Barbosa *et al.*(1992). Esses autores dividiram o Complexo Granulítico nos domínios de Jequié-Mutuípe-Maracás, Ipiaú e Costa Atlântica, abrangendo principalmente rochas da fácies granulito e, secundariamente, da fácies anfibolito. Figueiredo (1989), também se refere a esse complexo, especialmente sob o ponto de vista de sua evolução geoquímica.

2.2.2 Complexo Metamórfico-Migmatítico

O Complexo Metamórfico-Migmatítico corresponde aos gnaisses de Itaberaba de Kegel (1963) e ao Complexo Paramirim de Jardim de Sá *et al.* (1976). Pedreira.(1976) o descreveu como formado por gnaisses, xistos, quartzitos e anfibolitos, intrudidos localmente por gabros, dioritos, rochas básicas e ultrabásicas. Mais recentemente, as rochas desse complexo foram estudadas por Figueiredo (1989). Este autor deu ênfase a sua divisão em Complexo Caraíba e faixa gnáissica de Senhor do Bonfim, analizando a sua evolução geoquímica.

2.2.3 Complexos Metamórficos

Os complexos metamórficos estudados por Pedreira *et al.* (1975) compreendem o Grupo Jacobina, o Complexo Contendas Mirante e o Complexo de Brumado (atualmente denominado Ibitira-Brumado).

Os primeiros estudos relativos ao atual Grupo Jacobina devem-se a Branner (1910 a). A partir de secções geológicas na serra, ele propõe três modelos para explicar a sua situação atual: um baseado em dobramento sinclinal e dois em falhamentos.

Leo *et al.* (1964) denominaram o Grupo Jacobina e o dividiram nas formações Bananeiras, Serra do Córrego, Rio do Ouro e Cruz das Almas, tendo Griffon (1967) acrescentado mais duas formações ao mesmo: Serra do Meio e Água Branca. Couto *et al.* (1978) na impossibilidade de correlacionar as litologias que afloram mais a leste com as formações da serra propriamente dita, criaram o Complexo Itapicuru, restringindo o Grupo Jacobina às formações Serra do Córrego e Rio do Ouro (Baptista *et al.*, 1984). Recentemente Mascarenhas & Silva (1994), a partir da identificação de *pillow lavas* no Complexo Itapicuru, o reinterpretaram como um *greenstone belt.* A geometria atual repetindo as litologias do Grupo Jacobina foi determinada por Griffon (1967) como devida à atuação de dobras-falha, embora Molinari (1983) a considere resultante de basculamento.

As primeiras referências aos metassedimentos situados abaixo da Chapada Diamantina na região de Contendas do Sincorá, devem-se a Maack (1963), que identificou quartzitos e siltitos brancos e ardósias cinza, os quais ele correlacionou à "Série"Jacobina e atribuiu à "Série" de Minas. Söfner (1973) os denominou Formação Livramento de acordo com Lenz (1971) e Pedreira *et al.* (1975) os representaram na folha Rio de Contas (escala 1:250.000) como um complexo vulcanossedimentar. Marinho (1982) no mapeamento das folhas Tanhaçu e Vista Nova formalizou a sua divisão em formações, descrevendo as áreas-tipo e outras características de cada uma delas, que ele reuniu em uma unidade superior (formações Areião, Rio Gavião e Mirante) e uma inferior (Formação Jurema-Travessão); a Formação Barreiro D'Anta foi descrita posteriormente (Marinho, 1991). Marinho *et al.* (1992), reformularam essa estratigrafia, dividindo o grupo em três subunidades: inferior (formações Jurema-Travessão e Barreiro D'Anta), média (formações Mirante e Rio Gavião) e Superior (Formação Areião).

As rochas aflorantes nos arredores da cidade de Brumado foram consideradas por Maack (1963) como "Série" Pré-Minas. Pedreira *et al.* (1975) denominaram os quartzitos, itabiritos, xistos, filitos e rochas carbonatadas aí aflorantes de Complexo de Brumado. A denominação Complexo Ibitira-Brumado foi dada posteriormente por Moraes *et al.*(1980).

A Formação Boquira foi denominada por Nagell (1970) e seus jazimentos de chumbo foram estudados detalhadamente por Espourteille & Fleischer (1980). Rocha (1990), a descreve como

constituída por um conjunto de metassedimentos como xistos, quartzitos, carbonatos e fácies ferríferas, que se agrupam em quatro subfácies. Baseado nas análises químicas, e avaliações isotópica e físico-química da fácies ferrífera , esse autor concluiu que a Formação Boquira foi depositada em uma bacia epicontinental de água rasa com circulação semi-restrita e atividade orgânica anaeróbica.

2.2.4 Rochas Plutônicas

As principais rochas plutônicas consistem em granitos, intrusivos tanto no embasamento do Bloco de Lençóis (Complexo Caraíba) como nos metassedimentos e rochas vulcânicas da serra de Jacobina e do Complexo Contendas-Mirante (figura 4.3). A sua colocação é sintectônica, evidenciada pelas formas dos corpos, alongadas paralelamente aos principais planos de empurrão e pela foliação magmática, paralela às zonas de cisalhamento dúcteis (Cuney *et al.* 1990).

Foram reconhecidos sete corpos leucograníticos na área de Jacobina (Couto *et al.* 1978; Celino & Sabaté, 1988) dos quais apenas dois ocorrem na parte sul da serra, mostrada na figura 4.3. Pelo menos 15 corpos de granitos leucocráticos foram identificados na área do Complexo Contendas-Mirante, tendo sido amostrados cinco deles por Cuney *et al.* (1990) - Gameleira, Caetano e Aliança, Riacho das Pedras, Lagoa Grande e Lagoinha. Esses autores determinaram a sua natureza como peraluminosa. No segmento intermediário da faixa (região de Ibiquera-Mundo Novo) o plutonismo também é peraluminoso, vizinho das condições da fácies granulito (Sabaté *et al.* 1990).

O caráter peraluminoso desses granitos sugere uma fonte magmática heterogênea (Sabaté *et al.*, 1990). De acordo com Cuney *et al.* (1990) em sua maioria eles apresentam a típica tendência evolucionária dos granitos hercinianos, isto é forte aumento do índice peraluminoso com a diminuição do conteúdo dos minerais máficos. No diagrama Rb/Nb+Y de Pearce *et al.* (1984) eles plotam no campo de granitos sin-colisionais.

2.3 Supergrupo Espinhaço

O Supergrupo Espinhaço, por ser o objetivo principal dessa pesquisa, mereceu uma análise mais aprofundada dos trabalhos anteriores, especialmente no domínio da Chapada Diamantina.

2.3.1 Domínio do Espinhaço Setentrional

No domínio do Espinhaço Setentrional afloram os grupos Oliveira dos Brejinhos e Santo Onofre, que tomam os seus nomes respectivamente da cidade onde o primeiro é bem representado e do afluente do rio São Francisco que atravessa longitudinalmente a serra do Espinhaço.

Estes grupos foram denominados originalmente por Porcher (1970) como Santo Onofre e a sua estratigrafia, conforme descrita por Kaul (1970), compreendia da base para o topo as formações Pajeú, Serra da Vereda, São Marcos e Santo Onofre. Apesar dessa divisão, Schobbenhaus *et al.* (1984) mostram no seu mapa o Grupo Santo Onofre com apenas duas seqüências: uma inferior e uma superior.

Schobbenhaus (1993) reinterpretou a estratigrafia do Espinhaço setentrional dividindo o Grupo Santo Onofre em dois: ao grupo inferior ele denominou Grupo Oliveira dos Brejinhos; para o

grupo superior foi conservado o nome Santo Onofre. O autor justificou essa divisão com os seguintes fatos:

(1) Vulcanismo básico afeta apenas o grupo inferior;

(2) O grupo superior ao longo do *strike* passa para as litologias da Formação Macaúbas, neoproterozóica.

Na figura 4.2 os grupos Oliveira dos Brejinhos e Santo Onofre correspondem à divisão feita por Schobbenhaus *et al.* (1984).

2.3.2 Domínio da Chapada Diamantina

Os estudos sobre o Supergrupo Espinhaço na Chapada Diamantina podem ser divididos aproximadamente em três fases: a fase "Pioneira" que vai do século XIX ao início do século XX, a fase "Sistemática" que vai daí até o início dos anos 80 e a fase "Genética" iniciada em 1986, que se estende até os dias atuais. Essas fases se interpenetram, de modo que os seus limites são imprecisos. Neste item serão analisados os trabalhos que trouxeram uma contribuição efetiva à estratigrafia do Supergrupo Espinhaço na Chapada Diamantina descrevendo e nomeando unidades, interpretando a sua gênese, ou mesmo contestando trabalhos anteriores, mas mesmo assim contribuindo para a evolução dos conhecimentos.

a) Fase "Pioneira"

Essa fase se inicia na segunda década do século XIX com a viagem de Spix e Martius, que compararam a paisagem da região da Vila Velha (próximo à cidade de Rio de Contas) com a região do Tijuco (MG) e referiram-se à mineração de ouro em Mato Grosso, localidade situada cerca de 12 km a norte de Rio de Contas. A estratigrafia esboçada por esses naturalistas compreende xistos argilosos na base da montanha superpostos por xistos quartzosos no alto da mesma, próximo a Vila Velha. O vale do rio Sincorá situado no sopé da serra homônima (Anexo I), também foi comparado por eles com o Tijuco. Geomorfologicamente, consideraram a serra do Sincorá como *a última irradiação nordeste do grande maciço da serra da Mantiqueira. Traça o limite entre o planalto e as baixadas da Província da Bahia.* (Spix & Martius, 1938).

A descoberta do diamante em Mucugê no ano 1844 (Catharino, 1986) deu margem a estudos relativos à Chapada Diamantina, o mais antigo dos quais é o relatório do Inspetor Geral dos Terrenos Diamantinos na Província da Bahia, Benedicto Marques da Silva Acauã apresentando ao Governo Imperial em 15 de Abril de 1847 (Acauã, 1847). Nesse relatório o autor se limita a descrever a geomorfologia da região central da Bahia, citando as serras e rios diamantíferos e/ou auríferos, estendendo as suas descrições até as regiões de Macaúbas e Boquira, no Espinhaço Setentrional (figura 1.2).

Em 25 de Dezembro de 1879, o engenheiro Theodoro Fernandes Sampaio, iniciou em Carinhanha uma viagem através do Estado da Bahia, cruzando a Chapada Diamantina a partir da vila de Minas do Rio de Contas (atual cidade de Rio de Contas) de onde tomou a direção NNE para Santa Isabel do Paraguassu (atual cidade de Mucugê). Pelo que se pode depreender da sua narrativa e do mapa que a acompanha (Sampaio, 1955, pp.200-211) ele seguiu inicialmente para leste até o arraial de Fazenda do Gado à margem do rio de Contas, tomando aí o rumo NNE até Mucugê. Embora algumas localidades citadas tenham mudado de nome, o trajeto ainda pode ser acompanhado pelas suas posições em relação aos rios de Contas e Água Suja e as serras do

Sincorá e do Gagaú (ou do Bastião; ver o Anexo I). A sua descrição da geologia refere-se às regiões mais baixas, onde afloram gnaisses com "estratificação" quase vertical, orientados para N12°E. Sobre os gnaisses estão camadas de micaxistos mergulhando 70°SE, que na descida a leste de Rio de Contas ele classificou como "talcite". Seguem-se em direção ao topo quartzitos xistisos ou "itacolumite" e finalmente, a serra do Sincorá *toda retalhada e recortada em vários sentidos* e formada por *quartzito com leitos intercalados de um conglomerado grosseiro, onde aparece o diamante.*

Embora feitas há mais 100 anos as descrições são perfeitas: o embasamento consiste em granitos que quando cisalhados se assemelham a gnaisses, sobre os quais estão os xistos verticalizados do Grupo Rio dos Remédios. Subindo para os gerais do Mucugê afloram quartzitos "xistosos", bem estratificados, do Grupo Paraguaçu e a serra do Sincorá, compreende a base do Grupo Chapada Diamantina (Formação Tombador) composta de quartzitos com leitos de conglomerado diamantífero.

Retornando de Mucugê para São Félix onde encontraria os demais membros da "Comissão Hidráulica", Theodoro Sampaio pernoitou na localidade de Giquy (atualmente Novo Acre, próximo ao limite sudeste da área da pesquisa). Entre Giquy e Almas, em um percurso de cinco léguas (30 quilômetros) na direção nordeste, ele descreveu veios de quartzo *com aspecto de pederneira* e fragmentos de calcário. As lages de *xisto calcário* empregadas em Almas para calçamento foram comparadas por Theodoro Sampaio às rochas aflorantes próximo a Januária (MG), no rio São Francisco. A partir da confirmação de moradores locais de ser tal rocha muito abundante no vale do rio Una, aquele autor sugere que o referido vale seja uma bacia calcária. Esta deve ser a primeira referência feita à "bacia" Una-Utinga, descrita 25 anos mais tarde por Derby.

Essa fase se encerra com relatório apresentado por Derby (1905b) ao Dr. Miguel Calmon Du Pin e Almeida, Secretário da Agricutura do Estado da Bahia. O autor estende-se sobre a geologia e a geomorfologia das regiões de Santa Isabel (atual Mucugê), Chique-Chique (atualmente Igatu), Andaraí, Lençóis e Palmeiras. Segundo Derby, as rochas que formam o arcabouço do alto Paraguaçu consistem em *grez duro e avermelhado que às vezes passa a conglomerado,* com espessura estimada em mais de 500m. Um nível de conglomerado com 6 a 10m de espessura divide esse pacote sedimentar em dois membros: um inferior, de arenitos não-conglomeráticos e espessura de 250m e um superior, com seixos esparsos e lentes de conglomerado, com mais de 250m de espessura. Uma observação interessante feita por ele é que os blocos do conglomerado possuem material proveniente do grupo inferior, evidenciando um período de erosão entre os dois grupos. Tal observação foi confirmada, no local denominado Serrano, na cidade de Lençóis, durante o mapeamento geológico realizado pela CPRM para o DNPM através do Projeto Utinga-Mucugê (Pedreira & Margalho, 1990).

b) Fase "Sistemática"

Durante essa fase foram descritas as formações componentes do Supergrupo Espinhaço na Chapada Diamantina, inicialmente em pontos isolados; depois foram feitas correlações, às vezes equivocadas, com outras regiões. A fase começa com o trabalho de Derby (1906), onde ele descreveu a estrutura da Chapada Diamantina no curso superior do rio Paraguaçu. Derby (1906) descreveu um anticiclinal cuja aba oriental se estende entre Chique-Chique (atualmente Igatu; Anexo I) e Lençóis sendo constituído por uma série de camadas de arenito mergulhando cerca de 30° para leste. Cruzando a crista pela estrada que vai de Chique-Chique a Santa Isabel (atualmente Mucugê; Anexo I) são observados trechos com camadas horizontais ou mergulhando para oeste, como também acontece na estrada entre Lençóis e Palmeiras. De acordo com o autor,

aparentemente a dobra principal do distrito diamantino começa com uma zona periclinal estreita a norte de Lençóis, alonga-se para sul, estreitando-se novamente próximo a Mucugê onde se confunde com outras dobras. Os vales combinados de Chique-Chique e do rio São José são escavados nas camadas superiores mais brandas do flanco oriental dessa dobra, denudando um grupo de camadas quartzíticas e conglomeráticas que ocorrem próximo ao meio da série. O membro mais proeminente desse grupo é uma espessa camada de conglomerado diamantífero e, em conseqüência da disposição topográfica das camadas, toda a frente de serra entre Lençóis e Xique-Xique é marcada por uma linha quase contínua de garimpos em atividade ou abandonados.

A estratigrafia da seqüência quartzítica descrita por Derby (1906) consiste em uma porção inferior *flaggy* (arenitos micáceos físseis?), avermelhada bem observada nos morros dos arredores de Mucugê, sucedida por um conglomerado grosseiro que passa para um arenito esbranquiçado com seixos disseminados e lentes e camadas de conglomerado e finalmente para arenitos argilosos e folhelhos arenosos. O membro inferior da seqüência, Derby (1906) denominou de Grupo Paraguaçu, desde quando ele era especialmente desenvolvido nos arredores de Santa Isabel –ou São João– do Paraguaçu (atualmente Mucugê). O membro superior ele denominou de Grupo Lavras desde quando o seu membro conglomerático é *sem dúvida o principal, se não o único repositório dos diamantes que deram o nome popular de Lavras a todo o distrito.*

Assim, seqüência descrita compreende da base para o topo:

- Seqüência *flaggy* de côr avermelhada (Grupo Paraguaçu);
- Conglomerados grosseiros passando a arenitos esbranquiçados com lentes e níveis de conglomerado (Grupo Lavras);
- Arenitos argilosos e folhelhos arenosos (não denominados especificamente porém incluídos no Grupo Lavras).

Quatro anos mais tarde e cerca de 180km a nordeste dessa região, Branner (1910b) determinou a existência de uma série de arenitos rosados, amarelados e acinzentados, com falsa estratificação (estratificação cruzada) persistente em conjuntos de 3 ou 4m de espessura com mergulho geral suave para norte e oeste. Concordantemente sobre esses arenitos está uma série de camadas esbranquiçadas de silex e, também conformemente sobre essas camadas de silex, encontram-se folhelhos. Os folhelhos na sua parte inferior são de cor marrom claro, enquanto na parte superior são cinza claros a quase brancos, com arenitos finos interacamados. Branner (1910b) dividiu essa seqüência em três formações denominando-as da base para o topo:

- Arenitos Tombador;
- *Jacuípe Flints* (Silex Jacuípe)
- Folhelhos Caboclo.

Logo acima dos folhelhos, Branner (1910 b) descreveu uma série de arenitos que ele acreditou ser a "série" (Grupo) Lavras de Derby, já mencionada. Embora no seu trabalho Branner não cite as razões que o levaram a acreditar que esses arenitos correspondessem ao Grupo Lavras, sugere-se aqui que tenha sido à presença de diamantes associados a eles. A inexistencia de material básico contribuiu para que essa correlação fosse mantida por diversos anos, trazendo

como conseqüência uma proliferação de nomes para as mesmas unidades litoestratigráficas e a correlação entre unidades diferentes.

Essa estratigrafia foi mantida durante os anos seguintes (Branner, 1919). Em 1940 A.I Oliveira e O.H. Leonardos em sua monumental Geologia do Brasil descreveram a "Série Lavras", introduzindo o termo **formação Sincorá** como equivalente do **grupo Lavras** Derby (1906) e fazendo uma de descrição detalhada da sua litologia: ... *consta essencialmente de sedimentos arenosos e com uma tonalidade geral rósea e com mais de 200m de espessura (...) A estratificação é por vezes quase imperceptível, mas em geral é bem pronunciada, sem que a rocha se separe em lages perfeitas. Sobretudo nas camadas superiores, os arenitos apresentam estratificação cruzada.* A característica dos conglomerados da formação Sincorá é que *os seixos são quase exclusivamente de quartzitos claros brancacentos ou róseos, e arenitos róseos mais ou menos consistentes* (Oliveira & Leonardos, 1940, p. 159).

Em 1959 W. Kegel executou mais de 20 secções geológicas cobrindo uma área aproximadamente triangular da região central do Estado da Bahia com vértices em Juazeiro, Igaporã e Salvador. As 20 secções originais foram combinadas em três com direção aproximada E-W, dos quais o perfil C atravessa a área do estudo (figura 2.1A), podendo ser comparado com a secção A-A' do Anexo I. Na sua Secção 17 (Kegel, 1959; p.51), ele descreve a discordância entre o gnaisse do Paramirim e arenitos sub-horizontais, discordância essa que é marcada por um conglomerado com seixos de quartzo, quartzito, arenito e gnaisse. Esse conglomerado também é descrito a leste de Ibitiara, onde contém seixos de itabirito, e entre Olho d'Água Sêco e Sonhém. A secção 18, entre Baraúnas e Seabra (Anexo I) segue a direção das camadas. Entre Seabra e Amparo está a Secção 19 que juntamente com a Secção 17 representa um corte completo através da Chapada Diamantina (cf. a figura 2.1A e a secção A-A' do Anexo I). Nesse perfil, Kegel (1959) distinguiu três séries:

Lavras superior = Lavras no sentido original de Derby (1906);

Lavras média = Paraguaçu no sentido original do mesmo autor e,

Lavras inferior = não distinguida por Derby (1906).

No texto, Kegel se refere aos arenitos e quartzitos que afloram entre Ibitiara e Seabra, como pertencentes à série Minas e mais antigos que os arenitos e quartzitos do anticlinal de Lençois (que deve corresponder ao do Pai Inácio). Essas rochas ele colocou no Lavras inferior, embora na sua secção tal distinção não foi feita. A Formação Tombador ele determinou como mais nova que Lavras, baseado na relação errônea com o Bambuí, que ele considerou mais antigo que aquela formação. Assim Kegel (1959) determinou a seguinte estratigrafia para a zona central da Bahia; p.25):

Paleozóico:	Formação Tombador (perfís A e B, fora da área do estudo) *Discordância* Formação Bambuí
Pré-Cambriano:	Série Lavras (superior, média e inferior) Série Minas Série Pré-Minas
Arqueano:	Gnaisses e micaxistos; rochas ácidas e básicas.

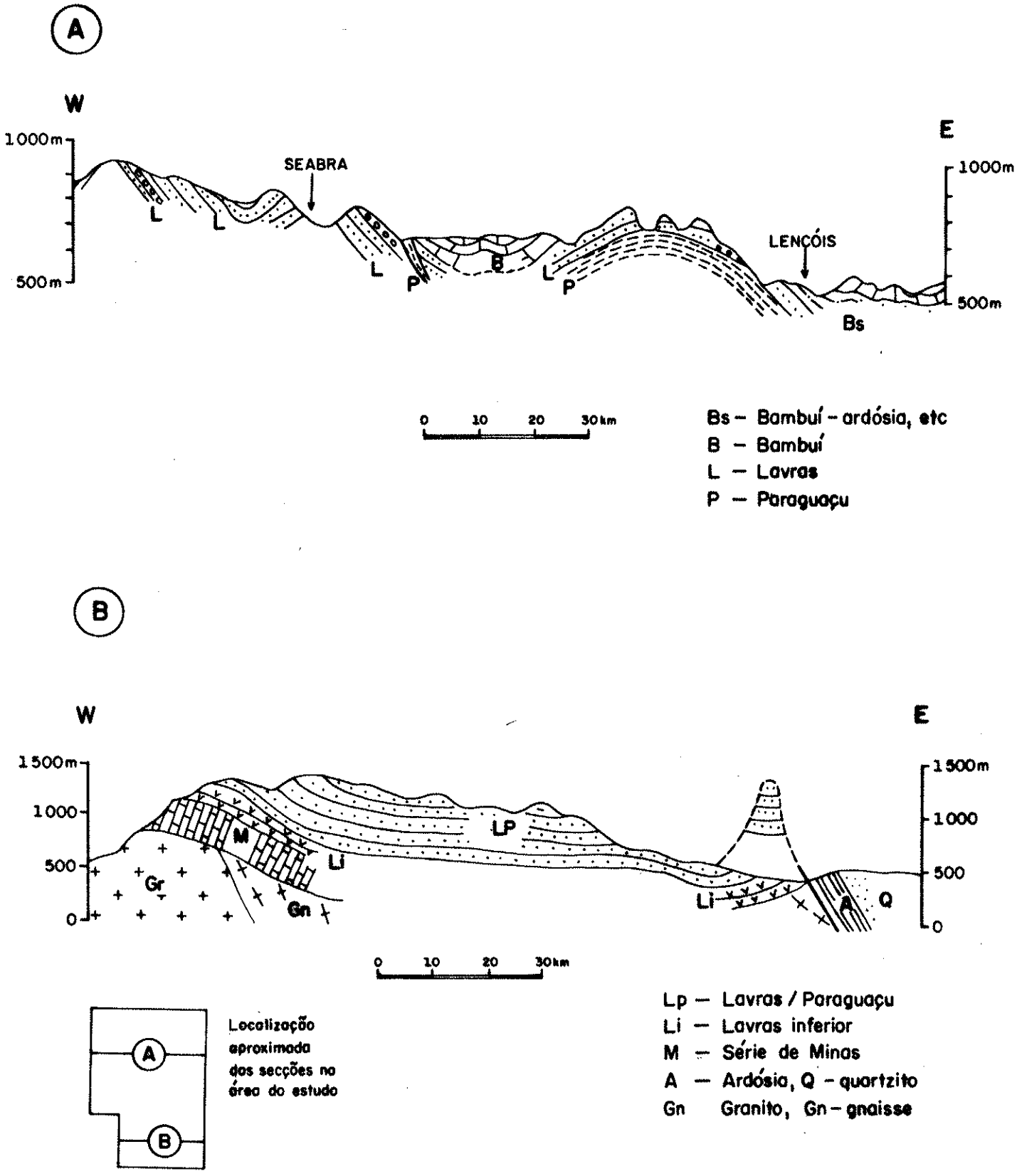


Figura 2.1 - Secções geológicas levantadas na área da pesquisa. A - Kegel (1959) e B - Maack (1963)

Embora equivocado a respeito quanto às relações entre o Bambuí e a seqüência terrígena, o trabalho de Kegel (1959) foi o primeiro a mostrar corretamente as relações estratigráficas e a estrutura dentro da área do estudo.

O mapa geológico apresentado por Maack (1963) cobre apenas a parte da área do estudo a sul de Mucugê, abrangendo o "embasamento" (Arqueano), o granito de Jussiape, a "série" Lavras (inferior e média) atribuída por ele ao Neo-Pré-Cambriano e a "série" Bambuí, do Paleozóico. Na sua secção 5 e parte da secção 6 são mostrados a "série" Minas, o Lavras inferior e o Paraguaçu (figura 2.1B; cf. secção C-C', Anexo I).

Um trabalho que, embora tenha sido feito muito a norte da área do estudo é de uma importância fundamental para o entendimento da sua estratigrafia, é o de Brito Neves (1967). Nesse trabalho ele descreveu a Formação Morro do Chapéu, cuja existência já havia sido mencionada por Branner (1910 b), sugerindo que fosse o Lavras de Derby (1906). Essa formação ocorre nas imediações da cidade de Morro do Chapéu (figura 1.2) desde as proximidades da barragem do Angelim, sendo bem desenvolvida na pedreira situada na entrada daquela cidade. A sua secção tipo foi descrita por Brito Neves (1967) na serra das Lages ou de Martim Afonso, situada a noroeste de Morro do Chapéu. Para sul, a faixa de afloramento da formação se afina gradativamente, de modo que desaparece a nordeste de Mucugê (Anexo I). De acordo com Brito Neves, o contato basal da Formação Morro do Chapéu é um conglomerado que está bem exposto em Ventura e na fazenda Matão, em Morro do Chapéu. O seu contato superior, na serra de Martim Afonso é tectônico: uma falha de empurrão a separa dos carbonatos do Grupo Una (Bambuí).

Mascarenhas (1969a) correlacionou os *quartzitos, arenitos quartzíticos e conglomerados da formação Lavras superior* com a Formação Morro do Chapéu de Brito Neves (1967), denominando a seqüência pelítica situada acima dela de Formação Lençóis uma vez que os mesmos afloram a leste da cidade homônima. A coluna estratigráfica proposta por aquele autor é a seguinte:

Grupo Bambuí	Formação Bebedouro
	Formação Sete Lagoas
	Discordância
Grupo Lavras	Formação Lençóis
ou	Formação Morro do Chapéu ou Lavras superior
Grupo Chapada	Formação Caboclo ou Lavras médio
Diamantina	Formação Tombador ou Lavras inferior

A Formação Lençóis de Mascarenhas corresponderia aos "arenitos argilosos e folhelhos arenosos" descritos por Derby (1906) e incluídos no Grupo Lavras.

O Grupo Chapada Diamantina foi definido por Leal & Brito Neves (1968), como composto pelas formações Tombador, Caboclo e Morro do Chapéu; a primeira compreende também o conglomerado São Pedro, denominado por Barbosa (1965).

Schobbenhaus & Kaul (1971) estenderam o conceito de Grupo Chapada Diamantina para abranger toda a seqüência vulcano-sedimentar aflorante na região homônima, conforme mostra a figura 2.2. Nesse trabalho as formações são descritas detalhadamente, especialmente as que o são pela primeira vez como as formações Guariba, Ipupiara, Mangabeira, Ouricuri do Ouro e o

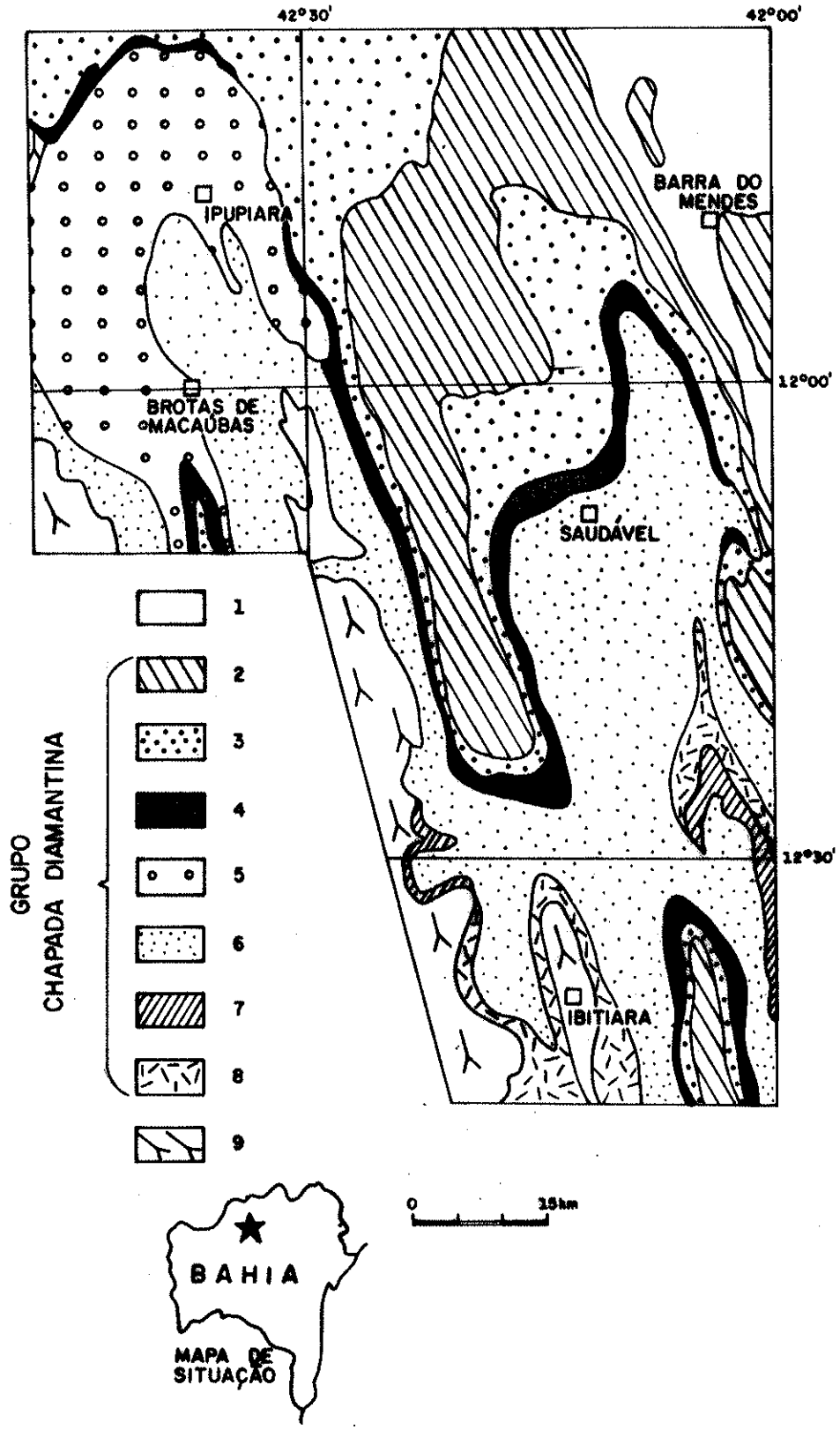


Figura 2.2 - Mapa geológico de parte da Chapada Diamantina Ocidental: os nomes entre parênteses foram revisados nesta pesquisa. *Legenda: 1 - Grupo Bambuí; 2 - Formação Guariba (Formação Caboclo); 3 - Formação Morro do Chapéu (Formação Tombador) 4 - Formação Caboclo(Formação Guiné); 5 - Formação Ipupiara; 6 - Formação Mangabeira; 7 - Formação Ouricuri do Ouro; 8- Complexo (Grupo) Rio dos Remédios; 9 - Migmatitos.* Modificado de Schobbenhaus & Kaul (1971).

complexo Rio dos Remédios. Uma comparação entre as sucessões determinadas por Derby (1906), Kegel (1959), Mascarenhas (1969a) e Schobbenhaus & Kaul (1971) é mostrada na tabela 2.1. Essas colunas aparentemente são coerentes entre si; entretanto os locais onde cada uma foi construída são muito afastados (figura 1.2) e as correlações foram feitas com base apenas na litologia, por falta de material básico, tal como cobertura aérea contínua.

A cobertura da Chapada Diamantina por imagens de radar em 1971, resolvendo o problema da falta de material básico, deu ensejo à equipe do Projeto Bahia então em execução pela CPRM, de examinar e avaliar as discrepâncias existentes nas correlações feitas até então. Como limite ocidental do Projeto Bahia era o meridiano 42°, os maiores problemas estavam na correlação entre as regiões de Morro do Chapéu e Lençóis, dentro de uma área limitada pelos paralelos 11°00'/13°00' e meridianos 40°30'/42°00'.

Pedreira & Mascarenhas (1974) utilizaram como nível de correlação nessa área a Formação Tombador de Branner (1910b), que denominaram de unidade C e demonstraram através de interpretação de imagens de radar e trabalhos de campo que ela correspondia ao Grupo Lavras de Derby (1906). A Formação Tombador é separada da Formação Morro do Chapéu pela Formação Caboclo (Branner, 1910b), a qual foi denominada por Mascarenhas (1969a) de Lençóis e por Schobbenhaus & Kaul (1971) de Guariba. Pedreira & Mascarenhas (1974) propuseram um retorno à nomenclatura original das unidades litoestratigráficas, compreendendo da base para o topo os grupos Rio dos Remédios, Paraguaçu e Lavras. Este último nome estretanto havia sido contestado por Brito Neves (1967) que argumentou como justificativa para o seu abandono a heterogeneidade da sua utilização por diversos autores inclusive no Estado de Minas Gerais.

Tabela 2.1 - Colunas estratigráficas da Chapada Diamantina de acordo com estudos efetuados até 1971

Derby (1906) Lençóis-Mucugê	Kegel (1959) Seabra-Lençóis	Mascarenhas (1969a) Lençóis	Schobbenhaus & Kaul (1971) Brotas de Macaúbas
Grupo Lavras	Lavras Superior	Formações . Lençóis . Morro do Chapéu	Formações . Guariba . Morro do Chapéu
Grupo Paraguaçu	Lavras média	Formação Caboclo	Formação Caboclo
-	Lavras inferior	Formação Tombador	Formações . Ipupiara . Mangabeira . Ouricuri do Ouro . Cplx Rio dos Remédios

O Projeto Bahia (Pedreira *et al.*, 1975) foi um grande empreendimento levado a efeito pelo Departamento Nacional da Produção Mineral (DNPM) e executado pela CPRM. Esse projeto cobriu uma área de aproximadamente 144.000km², cerca de metade dos quais na Chapada Diamantina, a leste do meridiano 42°. O mapeamento geológico, feito a nível de reconhecimento na escala 1:250.000 e baseado essencialmente em imagens de radar, abrangeu as áreas descritas por Derby (1906), Branner (1910 b), Kegel (1959), Maack (1963) e

Mascarenhas (1969a). Durante o mapeamento geológico, as formações Tombador, Caboclo e Morro do Chapéu puderam ser perfeitamente delineadas nas imagens de radar. Já para o Grupo Paraguaçu, não foi possível a divisão em formações, tendo-se apenas separado as litologias predominantes em certas áreas (Pedreira *et al.*, 1975). Uma secção típica do grupo levantada a leste e oeste de Piatã, compreende da base para o topo:

- Metarenitos róseos de granulação média a fina, localmente silicificados;
- Metarenitos brancos de granulação fina a grosseira, bem estratificados e com estratificação cruzada e diagênese fraca a média;
- Metassiltitos argilosos com leitos pelíticos e arenosos.

Ao término do mapeamento geológico, devido ao fato de ainda persistirem algumas dúvidas a respeito da estratigrafia foi promovida uma conferência de campo com a participação de executores dos projetos Bahia, Sul da Bahia (Silva Filho *et al.*, 1974) e Leste do Tocantins-Oeste do Rio São Francisco (Portela *et al.*, 1976) e de geólogos tanto do Departamento de Geologia da CPRM (DEGEO) como do DNPM. Essa equipe percorreu uma vasta região do Estado da Bahia dentro das áreas dos projetos envolvidos e, reunida em Livramento de Brumado e Salvador, concluiu pela adoção da seguinte coluna estratigráfica para a região (CPRM/PROSPEC/DNPM, 1974; tabela 2.2).

Logo após esse retorno à nomenclatura original, o Departamento de Geologia da CPRM (DEGEO) determinou que os grupos Rio dos Remédios, Paraguaçu e Lavras fossem denominados respectivamente Inferior, Médio e Superior como saiu publicado em Mascarenhas *et al.* (1979), em completo desacordo aos códigos de nomenclatura estratigráfica (p.ex. Hedberg, 1976, p.41) e a Formação Tombador,como Tombador-Lavras.

Tabela 2.2 - Proposta dos Projetos Bahia e Sul da Bahia para o Supergrupo Espinhaço e Grupo Una (CPRM/PROSPEC/DNPM, 1974)

<table>
<tr><td colspan="2" rowspan="2">Grupo Una</td><td>Formação Salitre</td></tr>
<tr><td>Formação Bebedouro</td></tr>
<tr><td rowspan="5">Supergrupo

Espinhaço</td><td rowspan="3">Grupo

Lavras</td><td>Formação M. do Chapéu</td></tr>
<tr><td>Formação Caboclo</td></tr>
<tr><td>Formação Tombador</td></tr>
<tr><td colspan="2">Grupo Paraguaçu</td></tr>
<tr><td colspan="2">Grupo Rio dos Remédios</td></tr>
<tr><td colspan="3">Pré-Espinhaço</td></tr>
</table>

Os conglomerados diamantíferos da Chapada Diamantina foram o tema específico da dissertação de mestrado de M. Montes (1977). Nessa dissertação, que compreendeu o mapeamento da folha de Lençóis, (paralelos 12°30'-13°00' e meridianos 41°00'-41°30') totalmente incluida na área do presente estudo, M. Montes (1977) definiu a seguinte estratigrafia para o Grupo Chapada Diamantina:

Formação Morro do Chapéu - Quartzitos róseos com lentes de conglomerado;

Formação Caboclo - Argilitos, siltitos, conglomerados e sílex;

Formação Lavras - Quartzitos e metaconglomerados;

Formação Guiné - Metargilitos, metassiltitos e quartzitos.

O termo **Guiné** foi introduzido *por não existir na literatura geológica uma nomenclatura adequada para essa seqüência.* M. Montes (1977) dividiu a Formação Guiné em duas unidades: a unidade 1, inferior, consiste em quartzitos argilosos, maciços, estratificados, de cores variando de castanho amarelado e cinza até tonalidades avermelhadas, registrando-se também intercalações de argilito e metassiltito. A unidade 2 é composta de metassiltitos, metassiltitos argilosos, metargilitos e quartzitos finos. A tonalidade avermelhada predomina na unidade, sendo encontradas também tonalidades verdes e brancas. O holoestratótipo da formação está no caminho Guiné-Patis, a leste da primeira localidade (figura 2.3).

No Mapa Geológico do Estado da Bahia (Inda & Barbosa, 1978) o Supergrupo Espinhaço foi dividido conforme mostrado na tabela 2.3. Nessa coluna, Inda & Barbosa (1978) mudaram de categoria o Membro Lagoa de Dentro pertencente à Formação Mangabeira (Schobbenhaus & Kaul, 1971), eliminaram a Formação Ipupiara dos mesmos autores e introduziram a Formação Açuruá, correspondente em parte à Formação Ipupiara (Inda & Barbosa,1978, p.102). Na parte central da Chapada Diamantina, o Grupo Paraguaçu ficou representado como o "Conjunto Pelítico-Psamítico Não Dividido". Da Formação Tombador foi desmembrada a Formação Lavras que consiste em arenitos e conglomerados, sendo por eles dividida em três membros (Inda & Barbosa, 1978; p.99).

Tabela 2.3 - Estratigrafia do Supergrupo Espinhaço na Chapada Diamantina de acordo com o **Mapa Geológico do Estado da Bahia** (Inda & Barbosa, 1978)

SUPERGRUPO	GRUPO	FORMAÇÃO
Espinhaço	Chapada Diamantina	Morro do Chapéu
		Caboclo
		Tombador / Lavras
	Paraguaçu	Açuruá
		Lagoa de Dentro
		Mangabeira
		Ouricuri do Ouro
	Rio dos Remédios	Não dividido em formações

Finalmente, em 1981 o Projeto Radambrasil (Lima *et al.* 1981) reduziu o Supergrupo Espinhaço na Chapada Diamantina a apenas o grupo homônimo, acrescentando na sua base a Formação Seabra em substituição aos grupos Rio dos Remédios e Paraguaçu. De acordo com esses autores, a seqüência vulcano-sedimentar correspondente ao Grupo Rio dos Remédios

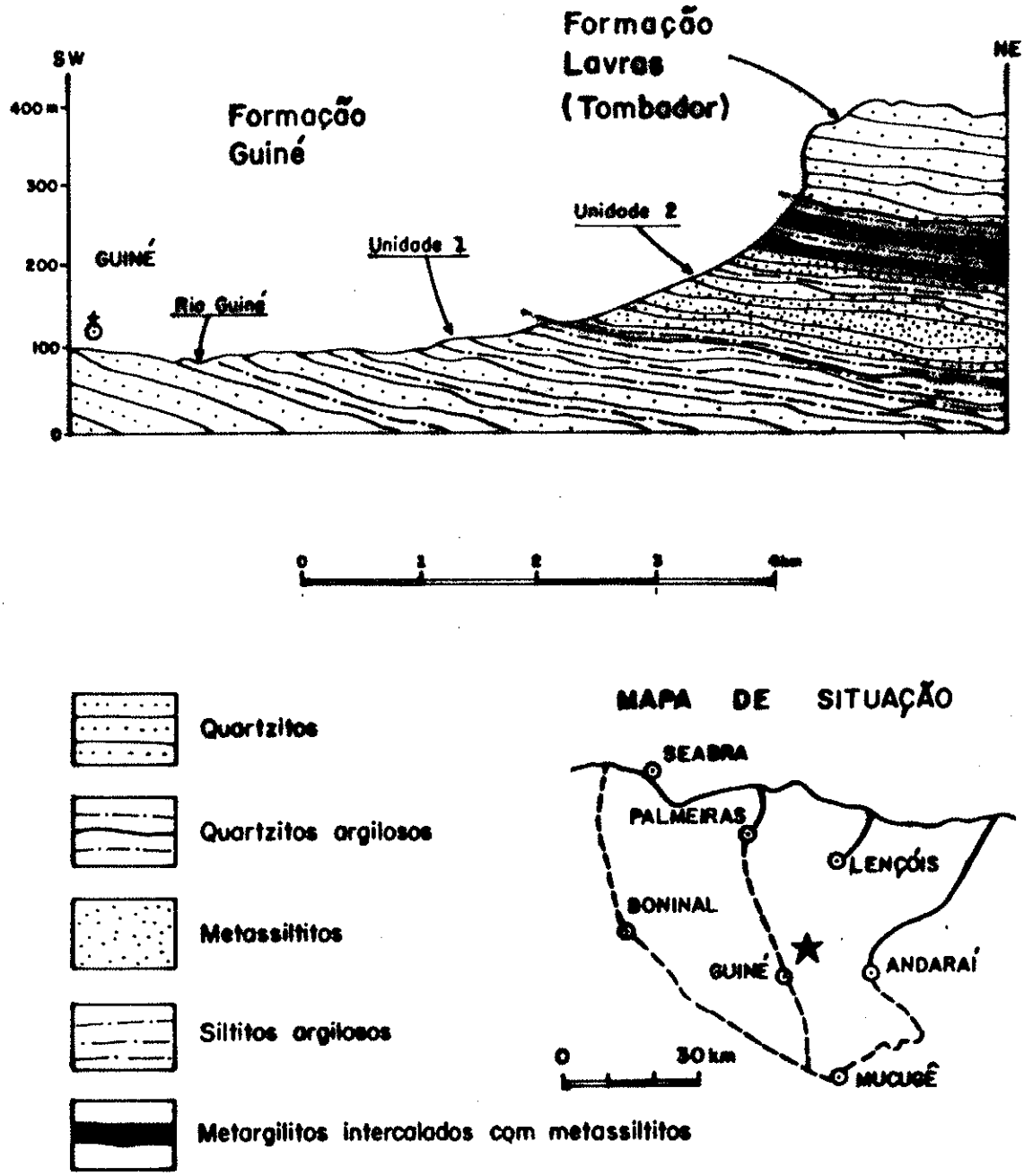


Figura 2.3 - Holoestratótipo da Formação Guiné no caminho para os Patís. Segundo Montes (1977).

trata-se de intrusões vulcânicas xistificadas nos quartzitos da base da Formação Seabra. Quanto ao Grupo Paraguaçu, que como foi visto, desde o final da década de 50 foi correlacionado por Kegel (1959) com sua Lavras média, Lima *et al.* (1981) acharam que o termo não se coadunava com os preceitos do Código de Nomenclatura Estratigráfica de Mendes (1963).

De acordo com Lima *et al.* (1981), a Formação Seabra começa por um conglomerado com seixos de quartzito e rochas vulcânicas que aflora a leste de Cedro. A sua parte intermediária está exposta nos perfís Cabrália-Abaíra, João Correia-Barra da Estiva e nas proximidades de Seabra, e o topo é bem exposto a leste de Seabra e na base do morro do Pai Inácio. A sua parte intermediária é cortada por rochas vulcânicas nas imediações de Velame e Baraúnas. Conforme será visto no capítulo seguinte, todas essas litologias foram descritas por Schobbenhaus & Kaul (1971), como formações independentes, que são mostradas no Anexo I.

c) "Fase Genética"

A "fase genética" se iniciou com a publicação do trabalho de Monteiro *et al.* (1984), seguida dos de Souza & Guerra (1986) e Vilas Boas *et al.* (1988), culminando com o Projeto Utinga-Mucugê, executado pela CPRM, cujos resultados foram publicados em 1990. A figura 2.4 mostra a localização desses trabalhos. Existem outros de abrangência maior ou mais restritos em área, que serão citados oportunamente.

No trabalho de Monteiro *et al.* (1984) foram analisados os sistemas deposicionais componentes do Grupo Chapada Diamantina (figura 2.4). A Formação Tombador, mais inferior foi determinada como composta por sistemas de leque aluvial, fluvial e eólico. Esses dois últimos sistemas são associados, de modo que o sistema fluvial representa *wadis* em um ambiente desértico. A Formação Caboclo, intermediária, foi interpretada em parte como depositada nas zonas inter- a supramaré de um ambiente lagunar; outra parte da mesma formação se depositou em ambiente litorâneo de sub-maré, possuindo também uma fácies de turbiditos, em ambiente plataformal e litoral. A Formação Morro do Chapéu, mais superior, à semelhança da Formação Tombador é composta por sistemas fluvial entrelaçado e eólico. Os autores interpretaram o Grupo Chapada Diamantina como produto de deposição inicial em uma planície aluvial com rios entrelaçados e leques aluviais. Uma transgressão marinha depositou a Formação Caboclo, havendo posteriormente a retomada da sedimentação continental (Formação Morro do Chapéu).

Souza & Guerra (1986) investigaram grande parte do domínio ocidental da Chapada Diamantina e um pequeno trecho do domínio oriental (figura 2.4), utilizando o conceito de **unidade deposicional**, definido por eles como *um conjunto de rochas depositado em determinado espaço, pelos mesmos conjuntos de processos, em um intervalo de tempo compreendido entre duas pausas na atuação desses processos.* Souza (1986) dividiu os sedimentos da Chapada Diamantina em oito unidades, partindo da premissa de que as unidades litoestratigráficas anteriormente descritas não podiam ser estendidas além da localidade-tipo. Não obstante, das oito unidades quatro delas (I, II, III e IV), são coincidentes respectivamente com o Grupo Una e com as formações Morro do Chapéu, Caboclo e Tombador (figura 2.5). Souza & Guerra (1986) concluiram que todas as unidades são concordantes entre si e foram depositadas durante um único evento de abaixamento da crosta, com oscilações do nível do mar. A tabela 2.4 mostra a correlação entre as unidades deposicionais de Souza & Guerra (1986) e as litoestratigráficas.

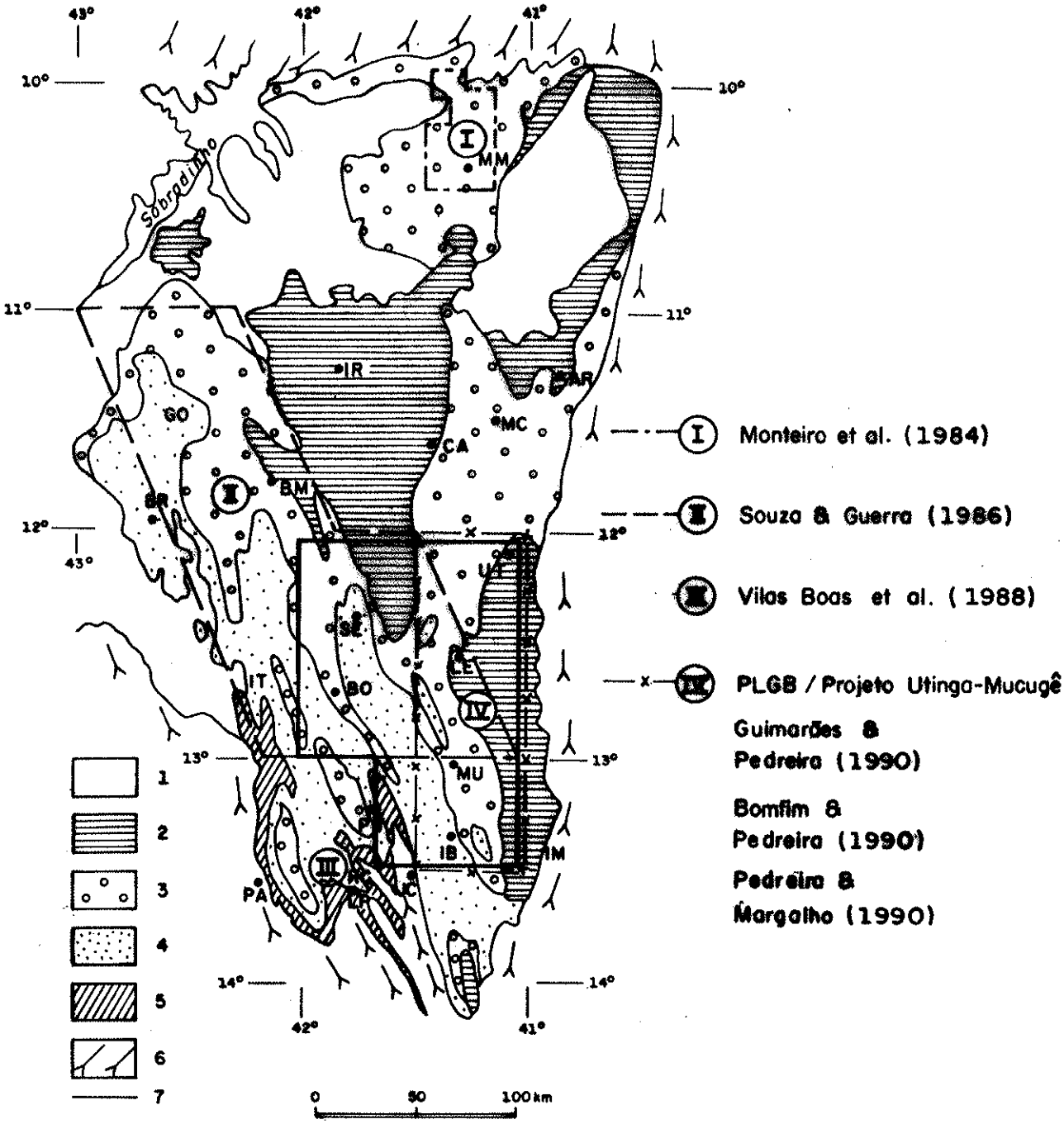


Figura 2.4 - Principais trabalhos relativos aos sistemas deposicionais do Supergrupo Espinhaço na Chapada Diamantina. *Legenda: 1 - Coberturas; 2 - Grupo Una; 3 - Grupo Chapada Diamantina; 4 - Grupo Paraguaçu; 5 - Grupo Rio dos Remédios; 6 - Embasamento; 7 - Limite da área do presente estudo. Localidades: AR - Fazenda Arrecife; BM - Barra do Mendes; BO - Boninal; BR - Brotas de Macaúbas; CA - Cafarnaum; GO - Gentio do Ouro; IB - Ibicoara; - IM - Iramaia; IR - Irecê; IT - Ibitiara; JC - João Correia; LE - Lençóis; MC - Morro do Chapéu; MM - Minas do Mimoso; MU - Mucugê; PA - Paramirim; PI - Piatã; RC - Rio de Contas; SE - Seabra; UT - Utinga*

Tabela 2.4 - Correlação entre as unidades deposicionais de Souza & Guerra (1986) e a litoestratigrafia da Chapada Diamantina

UNIDADES DEPOSICIONAIS	GRUPO/FORMAÇÃO/MEMBRO	AUTORES DO NOME
I	Grupo Una	Derby (1905a)
II	Formação Morro do Chapéu	Brito Neves (1967)
III	Formação Caboclo	Branner (1910b)
IV	Formação Tombador	
V	Formação Guiné	M. Montes (1977)
VI	Formação Mangabeira	Schobbenhaus & Kaul (1971)
VII	Membro Lagoa de Dentro	
VIII	Formação Ouricuri do Ouro e Grupo Rio dos Remédios	

A região em torno da cidade de Rio de Contas (figura 2.4) foi mapeada por Vilas Boas *et al.* (1988) que dividiram a seqüência litológica em três fácies, interpretadas como areias depositadas em plataforma marinha rasa sujeita a tempestades eventuais, sistemas desérticos e antepraia (litoral). Conforme mostra a figura 2.4 os sedimentos que afloram na área estudada por Vilas Boas *et al.* (1988), pertencem ao Grupo Paraguaçu. Entre Ibicoara e Barra da Estiva (figura 1.2) aquele sistema desértico foi estudado por Pedreira (1989) que o comparou aos "mares" de areia atuais (*idehan* Murzuq, no deserto de Sahara).

No contexto de um trabalho mais abrangente, Pedreira *et al.* (1989) determinaram os ambientes de deposição do Supergrupo Espinhaço na Chapada Diamantina Oriental e adotaram a divisão do Grupo Paraguaçu feita por Pedreira (1988) em três unidades informais: Barra da Estiva, Ibicoara e Sincorá *beds.*(tabela.2.5). Deve-se notar que esta coluna estratigráfica se refere apenas à parte da Chapada Diamantina situada a leste do Lineamento Barra do Mendes-João Correia e assim, a coluna estratigráfica do Grupo Paraguaçu não mostra todas as suas subdivisões (compare com o Anexo I, coluna do Domínio Ocidental).

Entre 1985 e 1989 a CPRM mapeou uma área de 9.000km² na Chapada Diamantina Oriental, para o Programa de Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil (Pedreira & Margalho 1990, Bomfim & Pedreira 1990, Guimarães & Pedreira 1990). Esses autores determinaram as litofácies componentes dos sistemas deposicionais, correlacionando-os com as unidades litoestratigráficas anteriormente descritas. Os autores também determinaram as oscilações do nível do mar, a potencialidade metalogenética da área e a configuração do embasamento cristalino. Esse trabalho foi de grande importância para a compilação do mapa geológico da área do estudo (metade oriental do Anexo I).

A implantação do Centro Integrado de Estudos Geológicos de Morro do Chapéu (CIEG/MC) pela CPRM em 1987, estimulou a execução de diversos trabalhos naquela região, tais como os de Barbosa *et al.* (1989), Silveira et al. (1989), Zanini Jr. *et al.* (1989), Otero *et al.* (1989). Esses trabalhos se referem a aspectos detalhados de estruturas sedimentares das formações Tombador, Caboclo e Morro do Chapéu. Das três formações, a segunda é a que apresenta maior variabilidade nos seus aspectos faciológicos e assim tem sido objeto de outros trabalhos, como os de Rocha *et al.* (1990) e Souza & Souza Jr. (1992), que abordaram as seqüências carbonáticas daquela formação e os estromatólitos colunares associados a elas.

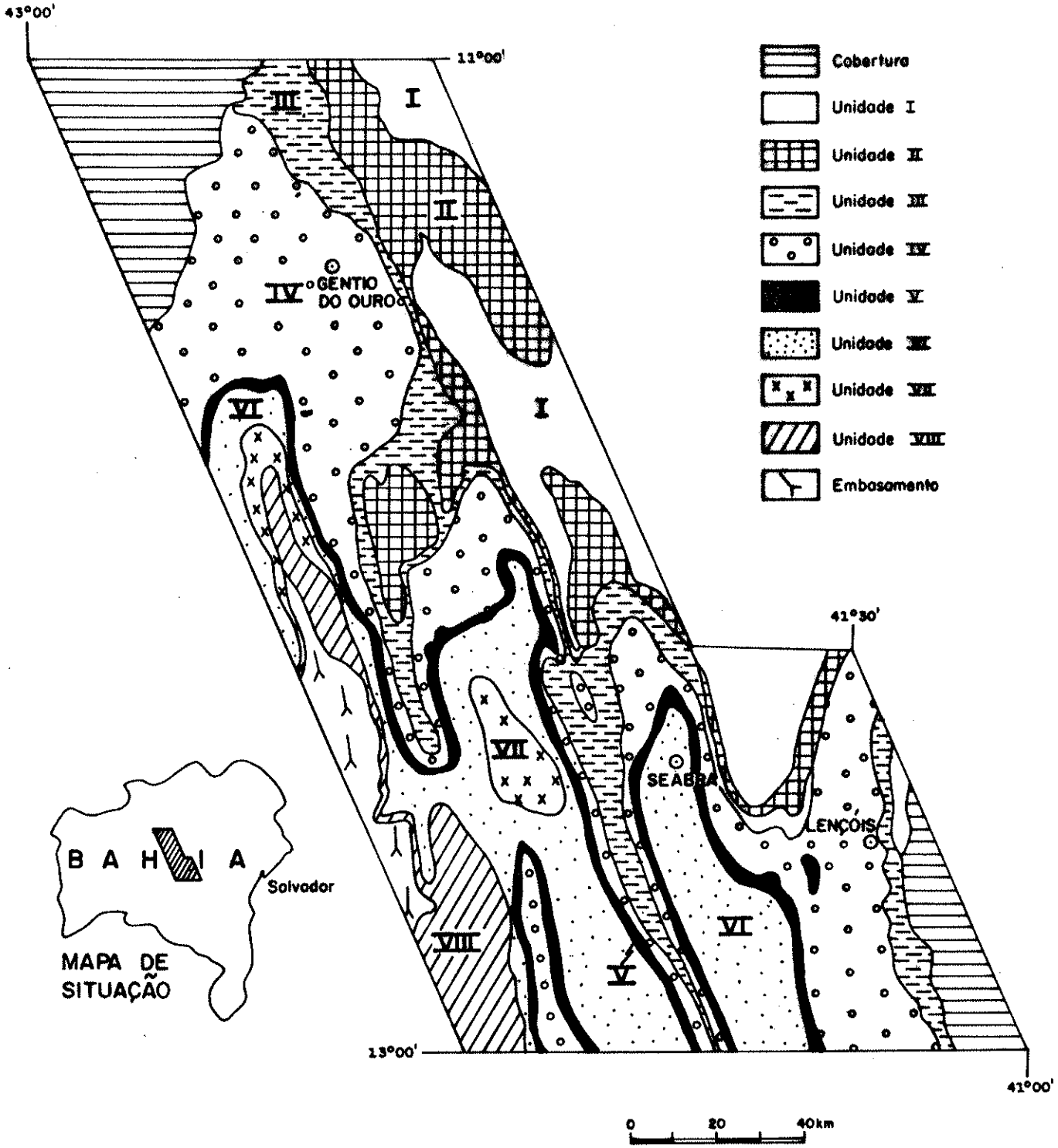


Figura 2.5 - Unidades deposicionais da parte central da Chapada Diamantina, segundo Souza & Guerra (1986). *Unidades: I - Plataformal / turbidítica; II - Continental; III - Plataformal / turbidítica; IV - Continental; V - Deltáica / turbidítica; VI - Continental; VII - Turbidítica; VIII - Continental.*

Tabela 2.5 - Estratigrafia e ambientes de deposição do Supergrupo Espinhaço na Chapada Diamantina Oriental (Pedreira *et al.*, 1989)

GRUPO	FORMAÇÃO		DESCRIÇÃO	INTERPRETAÇÃO
CHAPADA DIAMANTINA	Morro do Chapéu		Arenitos e conglomerados; estratificação cruzada sigmoidal, acanalada e tabular	Lobos deltáicos, leques aluviais , dunas
	Caboclo		Folhelhos, argilitos e siltitos, camadas de arenito; fendas de dessecação, marcas onduladas, ondulações truncadas (HCS), espinha de peixe; lentes de calcário com estromatólitos	Planícies de maré, barras de plataforma e litoral
	Tombador		Arenitos e conglomerados; estratificação cruzada acanalada e tabular	Leques aluviais e rios entrelaçados com dunas eólicas
PARAGUAÇU	UNIDADE INFORMAL	CAMADAS SINCORÁ	Argilitos e siltitos, arenitos finos; estratificação plano-paralela, cruzada sigmoidal fendas de ressecamento, marcas onduladas	Sistema deltáico: fácies de frente deltáica e pro-delta
		CAMADAS IBICOARA	Arenitos finos a grossos, argilas; estratificação cruzada acanalada e tabular brechas sedimentares, qued e fluxo de grãos	Sistemas desértico: campo de dunas, fácies inter e extra dunas
		CAMADAS BARRA DA ESTIVA	Arenitos, siltitos, microconglomerados; estratificação cruzada acanalada e tabular, marcas onduladas linguóides	Planície aluvial com rios entrelaçados
RIO DOS REMÉDIOS	Não dividido em formações		Arenitos, conglomerados siltitos e argilitos, rochas efusivas ácidas; estratificação cruzada acanalada e tabular nos arenitos	Sistemas fluvial, desértico e marinho; vulcanismo subaéreo

Um problema ainda existente dentro do Supergrupo Espinhaço é a correlação entre a estratigrafia dos seus diversos domínios (figura 1.1). Durante a Conferência de Campo J.C. Branner, realizada na cidade de Irecê em Setembro de 1986 o Prof. Rodi A. Medeiros propôs como um dos parâmetros úteis para aquela correlação a determinação dos níveis máximos de transgressão marinha, o que implica na aplicação do conceito de seqüências deposicionais e no seu mapeamento.

O conceito de seqüências deposicionais no Supergrupo Espinhaço foi introduzido no domínio da Chapada Diamantina por Pedreira (1988). O conceito foi estendido por Dominguez & Rocha (1989) para o Espinhaço Setentrional (figura 2.6) e, recentemente, a partir de estudos realizados na regiâo de Morro do Chapéu as seqüências deposicionais da Chapada Diamantina foram reavaliadas por Dominguez (1993). No trabalho de 1988, Pedreira não denominou as seqüências nem tentou esboçar as curvas de variação relativa do nível do mar. Isto foi feito posteriormente por Guimarães & Pedreira (1990), Bomfim & Pedreira (1990) e Pedreira & Margalho (1990) em um contexto

estratigráfico; Dominguez **(1993)** designou as seqüências como Rio dos Remédios, Paraguaçu, Tombador-Caboclo e Morro do Chapéu, nomes que são mantidos no mapa geológico anexo.

2.4 Supergrupo São Francisco

O Supergrupo São Francisco compreende a seqüência de rochas terrígenas-carbonáticas que afloram nas "bacias"de Irecê, Una-Utinga e Ituaçu; das três, a melhor estudada atualmente é a primeira. As referências mais antigas a essa "bacia" foram feitas por Hartt (1870), relativas à viagem de Mr. J. A. Allen, entre Xique-Xique, sobre o rio São Francisco, e Salvador; essa viagem também é citada por Derby (1906).

As notas tomadas por Mr. Allen relatam que *A planície calcárea alteia-se imperceptivelmente desde o rio S. Francisco até o divisor de águas entre o S. Francisco e o mar.(...) O calcáreo a leste de S. Euzébia é compacto, azul escuro e bem estratificado. Mais a leste este tipo estratificado passa a um tipo claro terroso, sem estratificação e decomposto.(...) A direção das camadas variava de E-W a oeste do planalto e WNW-ESE na parte leste. O mergulho era inicialmente quase vertical ou para sul e depois para norte.*

Em 1911, J. C. Branner estudou os calcários sobrepostos às rochas da Chapada Diamantina, estimando sua área de afloramento em 50.000km² e sugerindo sua deposição em águas rasas longe da costa. Em trabalho publicado anteriormente (Branner, 1909), ele analizou a estrutura da "bacia" de Irecê desde o calcário Salitre até a Formação Tombador, em uma região onde os eixos das dobras têm direção meridiana. Nesse trabalho ele referiu-se à existência de uma discordância na base da "série" de calcários, sugerindo uma interrupção na deposição e um período de dobramento e erosão entre as duas "séries" (Salitre e Tombador).

Derby (1905b) faz referências a camadas de "grez" argiloso com intercalações de camadas de calcário de umas dezenas de metros de espessura, aflorantes no sopé da serra das Lavras na "bacia" Una-Utinga. Ele estimou sua espessura entre 200 e 300m e determinou sua posição como aproximadamente horizontal.

Entre os trabalhos de caráter regional relativos a essas "bacias" destaca-se o Projeto Bahia (Pedreira *et al.*, 1975). Esses autores dividiram os calcários em seis níveis, estimando sua espessura total em 200m.. Baseando-se na presença de estromatólitos no nível mais superior, os autores sugeriram a deposição dos calcários em ambiente marinho raso, de temperatura amena. A Formação Bebedouro, sotoposta aos calcários foi estudada por aqueles autores nas "bacias"de Irecê, Una-Utinga e Ituaçu. Em três secções situadas a oeste da serra da Babilônia, no povoado de São Roque e na cidade de Iramaia, a primeira na "bacia"de Irecê e as duas últimas na de Una-Utinga, os autores a dividiram em três níveis, da base para o topo: diamictitos, metarenitos / metassiltitos e ardósias.

Misi (1979) integrou diversos trabalhos relativos ao Supergrupo São Francisco, efetuados tanto na bacia desse rio (Grupo Bambuí), como na região de Irecê. Esse autor dividiu o grupo em seis unidades correspondentes a ciclos de sedimentação, passando de continental na base a marinho raso e relativamente profundo e retornando a marinho raso no topo.

Bomfim *et al.* (1985) mapearam a região central da "bacia" de Irecê, dividindo a seqüência carbonática nas unidades Nova América, Gabriel, Jussara e Irecê de acordo com seus ambientes de sedimentação (tabela 4.8). Pedreira *et al.* (1987) mantiveram a mesma subdivisão na região de Canarana. Finalmente, Souza *et al.* (1993), mapeando toda a "bacia" , determinaram a existência de dois ciclos regressivos e dois transgressivos, alternados da base para o topo da seqüência

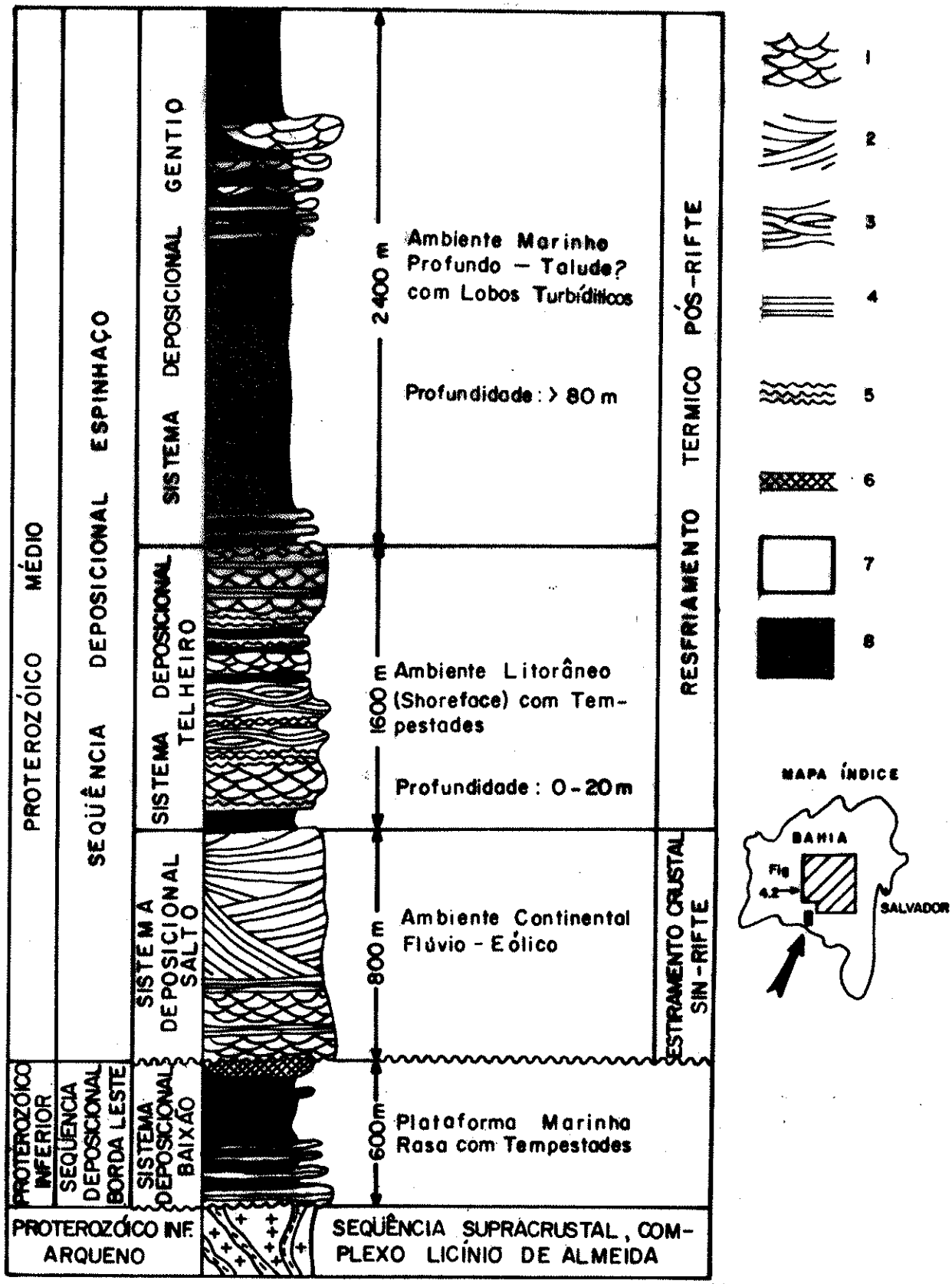


Figura 2.6 - Sistemas deposicionais e estratigrafia de seqüências do Espinhaço Setentrional no sudoeste do Estado da Bahia (Dominguez & Rocha, 1989)
Legenda: 1-Estratificação cruzada acanalada de pequeno porte; 2-Idem de grande porte; 3-Ondulações truncadas (HCS); 4-Laminação plano-paralela; 5-Idem com marcas onduladas; 6-Formação ferro-manganesífera bandada; 7-Quartzitos; 8-Filitos

carbonática.As unidades pertencentes a esses ciclos foram correlacionadas às mostradas na tabela 4.8 e são descritas no ítem 6.3.

2.5 Geocronologia

Dentro da área da pesquisa mostrada na figura 1.2, existem poucas determinações geocronológicas, em relação a outras regiões do Estado da Bahia (Mascarenhas & Garcia, 1987).

Para o embasamento na região de Abaíra-Jussiape, foram feitas duas determinações de K-Ar em biotita por Távora *et al.* (1967) e Cordani *et al.* (1974). As idades são respectivamente de 567± 20 e 506±15Ma. Uma isócrona de referência utilizando rochas metavulcânicas aflorantes a oeste de Jussiape e gnaisses e migmatitos do vale do rio Paramirim, determinou a idade de formação dessas rochas como 2.680±58Ma (Brito Neves *et al.* 1980). No embasamento oriental da Chapada Diamantina, os granulitos da região de Maracás tiveram a idade determinada através de isócrona Rb-Sr em 2.700±60Ma. Nos gnaisses e migmatitos, as idades determinadas pelo mesmo método, variam entre 2.450±20 e 3.100±72Ma (Brito Neves *et al.* 1980; Sabaté *et al.* 1990).

As rochas vulcânicas do Grupo Rio dos Remédios foram datadas pelo método Rb-Sr por Jardim de Sá *et al.* (1976), através de uma isócrona de referência utilizando riolitos, tufos vulcânicos e quartzo pórfiro. Os riolitos são provenientes da região a leste de Ibiajara, os tufos de Ituaçu e o pórfiro de Livramento de Brumado (figura 1.2). Foram obtidas três idades diferentes: 1.175± 120Ma (riolitos), 580Ma (tufos vulcânicos) e 650±60Ma (quartzo pórfiro). Jardim de Sá *et al.* (1976) acreditam que esses valores representam idades mínimas. Os mesmos autores ainda consideram que, embora as idades tenham sido obtidas em rocha total, essa idade mínima seja resultado do reequilíbrio do sistema isotópico, causado pelo episódio metamórfico que afetou a borda ocidental da Chapada Diamantina, próximo à qual foram coletadas as amostras. Tal fato foi comprovado para os sedimentos do topo do Grupo Paraguaçu por Pedreira & Zaine (1991). A idade de extrusão dessas rochas foi determinada por McReath *et al.* (1981) como variável entre 1,7 e 1,5Ga, de acordo com estimativas utilizando os métodos de Condie & Harrison (1976) e York & Farquhar (1972), respectivamente.

Existiam no Grupo Chapada Diamantina determinações de idade apenas na Formação Caboclo. Essas datações foram efetuadas na região de Morro do Chapéu (figura 1.2). Conforme discutido por Brito Neves *et al.* (1980) a idade determinada de 1.290±52Ma. é de excelente qualidade do ponto de vista geocronológico, devendo ser encarada como a época de reomogeneização dos sedimentos. De acordo com os autores, essa época é bastante distanciada no tempo dos processos de sedimentação. Em 1984 Macedo & Bonhomme dataram sedimentos da mesma formação a sudeste da cidade de Morro do Chapéu. Combinando os seus resultados com os obtidos anteriormente por Brito Neves *et al.* (1980), eles determinaram idades em torno de 960Ma para a Formação Caboclo, que interpretaram como devida a redistribuições isotópicas locais. Rocha *et al.* (1990) estudaram os estromatólitos das fácies carbonáticas da mesma formação. A presença da associação *Collumnacolenia - Stratifera - Collumnaefacta - Pseudokussiella - Planicollenia* (Srivastava, 1988 e 1989), sugere a deposição daquela formação durante o Rifeano Médio (1,6-1,0Ga). No topo da Formação Caboclo, Babisnki *et al.* (1993) dataram calcários estromatolíticos silicificados com uma isócrona Pb-Pb. A idade determinada por esses autores foi de 1.140± 140Ma, dentro da faixa de tempo definida pelos estromatólitos.

Para o Grupo Una, Macedo & Bonhomme (1984) determinaram a idade da Formação Bebedouro como ≈ 900Ma e a da Formação Salitre como ≥ 767Ma. Determinação desta última através de estromatólitos, indicou o intervalo 650-950Ma (Rifeano Superior).

2.6 Geofísica

As principais informações geofísicas disponíveis para a área da pesquisa são de gravimetria e aeromagnetometria. Combinando essas informações, Motta *et al.* (1981) dividiram o Estado da Bahia em diversas províncias gravimétricas com diferentes assinaturas geofísicas. A área da pesquisa está situada na Província Gravimétrica III-A, denominada de Bloco de Lençóis. Essa província está limitada a leste com o Núcleo de Jequié (Província II-C) e pela faixa Jacobina/Contendas-Mirante; a oeste pela província IV-B (vale do Paramirim).

Os valores Bouguer no Bloco de Lençóis estão entre -10 e -80mgal e os magnéticos entre 24.000 e 25.100gamas. Os valores Bouguer aumentam de leste para oeste; existe um baixo gravimétrico no canto sudoeste da área da pesquisa, correspondente aos granitos de Abaíra-Jussiape . Os valores das isógamas aumentam de sul para norte. A partir dos valores Bouguer, Motta *et al.* (1981) determinaram a profundidade da descontinuidade Mohorovicic abaixo do Bloco de Lençóis. Essa profundidade aumenta de 38km no canto sudeste da área da pesquisa para 40km ao longo do meridiano 42°.

2.7 Geotectônica

A classificação geotectônica mais antiga da Chapada Diamantina parece ter sido a de Pflug *et al.* (1969). Esses autores, considerando a Chapada Diamantina como parte integrante de um geossinclinal denominado Minas, estudaram as seqüências sedimentares aflorantes entre Brotas de Macaúbas e Morro do Chapéu (figura 1.2) denominando-as de fácies Lençóis e interpretando-as como depositadas em um miogeossinclinal marginal. A fácies Lençóis daqueles autores, compreenderia todas as formações componentes do Supergrupo Espinhaço.

Considerando apenas movimentação tectônica vertical, Siqueira (1978) interpretou o ambiente tectônico onde se depositou o Supergrupo Espinhaço como uma plataforma: a parte inferior depositou-se em riftes reativados do embasamento; a superior em uma ampla bacia rasa. Siqueira (1978) classificou a Chapada Diamantina como uma bacia sucessora, isto é, uma bacia onde se sucederam diversos estilos de sedimentação ao longo do tempo.

Segundo a concepção de Souza & Guerra (1986), o Supergrupo Espinhaço depositou-se em um estilo *layer cake,* isto é, em camadas concordantes sobre o embasamento, em um único evento de abaixamento da crosta. A alternância de "unidades deposicionais" marinhas e continentais, mostraria que a subsidência não foi uniforme e sim oscilatória, com subidas e descidas do nível do mar. Após a deposição da última "unidade deposicional" correspondente ao Grupo Una (tabela 2.4), houve uma inversão do movimento, com soerguimento nas partes leste e oeste da área (Souza & Guerra, 1986), quando se implantaram as deformações tectônicas.

Pedreira & Margalho (1990), baseados em dados sedimentológicos e geofísicos — sem se dar conta de que os últimos representavam eventos do Brasiliano — consideraram a história deposicional da Chapada Diamantina Centro-oriental condicionada por três fatores:

(1) Subsidência lenta durante a deposição do Grupo Rio dos Remédios e parte do Grupo Paraguaçu;

(2) Tectonismo ativo provocando a queda relativa brusca do nível do mar durante o final da deposição desse último grupo;

(3) Soerguimento da cadeia Jacobina/Contendas-Mirante, que forneceu os sedimentos do Grupo Chapada Diamantina.

Em vista dos sedimentos aflorantes na região constituírem uma associação do tipo Q-P-C (quartzito-pelito-carbonato; Condie,1989), eles foram interpretados como produto da deposição em uma área cratônica, provenientes inicialmente de oeste e depois de leste.

Reavaliando esses mesmos dados e considerando não apenas tectonismo vertical, Pedreira (1990) interpretou a mencionada seqüência de eventos como o estabelecimento de uma depressão alongada adjacente à faixa orogênica Jacobina/Contendas-Mirante. A origem da depressão foi interpretada como devida à sobrecarga da litosfera por escamas tectônicas. A depressão foi preenchida inicialmente por sedimentos oriundos do oeste e então daquela faixa a leste de forma semelhante às bacias *foreland* do Fanerozóico.

Dominguez (1993) analizando as coberturas do Cráton do São Francisco, determinou que a bacia sedimentar onde se acumularam os sedimentos dos supergrupos Espinhaço e São Francisco *(1) repousa sobre crosta continental,(2) situa-se sobre um bloco cratônico,(3) esteve afastada de interações entre margens de placas durante a maior parte de sua sedimentação e (4) apresenta uma área extremamente grande para ser enquadrada como uma bacia "strike slip*...Este autor classificou a bacia como cratônica (polihistórica, sucessora), formada em regime extensional.

A correlação entre os sedimentos da Chapada Diamantina e da serra de Jacobina foi proposta por Jordan (1972). Ele reuniu o Supergrupo Espinhaço e o Grupo Jacobina no Grupo Minas e correlacionou entre si as seqüências Tombador-Caboclo-Morro do Chapéu e Rio do Ouro-Cruz das Almas-Serra do Meio (tabelas 4.4 e 4.1, respectivamente). Durante a apresentação dessa proposta no I Simpósio do Pré-Cambriano do Cráton Sanfranciscano e da Parte Norte-Oriental do Brasil (Mascarenhas & Schobbenhaus 1973) ela foi contestada por J.-C. Griffon sob a alegação de que as fácies, o metamorfismo e a tectônica de ambas as seqüências são diferentes, além de faltar uma ligação geográfica (p.102). Uma excursão ao campo no final do simpósio para examinar ambas seqüências, não produziu melhores resultados (p.161). Os dados geocronológicos mais recentes também precluem tal correlação: o Grupo Chapada Diamantina é posterior a 1,7Ga; o Grupo Jacobina é anterior a 1,9Ga, idade mínima dos granitos que o intrudem (Sabaté *et al.* 1990). Além disso o primeiro grupo é, claramente derivado do segundo conforme será amplamente discutido neste trabalho.

2.8 Proveniência e Paleotectônica

2.8.1 Generalidades

As bacias sedimentares, metamorfisadas ou não, preservam nos seus estratos a história de suas áreas-fonte, em termos de litologia, idade e paleotectônica. A razão disso é que os sedimentos que as preenchem são os resíduos finais de rochas que foram parcial ou totalmente erodidas daquelas áreas, cujos componentes de natureza sedimentar, ígnea ou metamórfica formam associações petrotectônicas características de cada ambiente. Mesmo que essas áreas-fonte já

estejam completamente erodidas, ainda é possível determinar tanto a sua localização como a sua paleotectônica, através dos métodos revisados a seguir.

2.8.2 Métodos Isotópicos

Os métodos isotópicos podem fornecer diversas informações sobre.as áreas de proveniência das rochas sedimentares, tais como idade de formação, história termal e de soerguimento, composição e evolução da crosta, além da alteração secundária das rochas-fonte. Esses métodos utilizam tanto análises de rocha total como de minerais individuais. No primeiro caso, os resultados são mais úteis se o metamorfismo posterior destruir a mineralogia original da rocha. Em caso contrário, são obtidos melhores resultados pela análise de minerais e fragmentos de rocha separados que podem ser comparados com a composição das fontes potenciais (Heller & Frost, 1988).

a) Método dos Traços de Fissão

O uso do método para geocronologia é relativamente recente (p.ex. Fleischer *et al.*, 1965) e se baseia na destruição do retículo cristalino do mineral por uma partícula *alfa;* o comprimento dos traços é de 10^{-3} cm e sua largura 30 Å (angstrom = 10^{-10} m). Os melhores minerais para uso do método são quartzo (de rochas jovens), piroxênios, plagioclásios, zircões (com pouco urânio), anfibólios, micas, apatitas, calcitas, aragonita, titanita e epidoto (J.R. Torquato, inf. verbal, 1982).

b) Métodos K-Ar e Ar^{40}/Ar^{39}

Minerais portadores de potássio podem ser datados pelos métodos K-Ar e Ar^{40}/Ar^{39}, que registram a idade em que os minerais esfriaram abaixo da temperatura de bloqueio. As idades determinadas pelos métodos acima podem representar ou a época de formação do mineral, ou a última época de resfriamento através da sua temperatura de bloqueio, o que pode ser conseguido por soerguimento posterior à diagênese do soterramento, aquecimento por processos ígneos ou mecanismos tectônicos.

Dos dois métodos, o Ar^{40}/Ar^{39} de aquecimento incremental é potencialmente mais informativo, uma vez que a perda de argônio durante eventos térmicos pode ser detectada, enquanto no método K-Ar convencional isso não pode ser feito facilmente (Heller & Frost, 1988).

c) Método Rb-Sr

Esses estudos têm lidado principalmente com rochas argilosas, mas tem havido aplicações a arenitos (*l.s.*). Pela técnica de datação isocrônica, nas rochas cristalizadas com a mesma composição Rb-Sr, como rochas ígneas co-magmáticas, os minerais autigênicos se posicionam como pontos ao longo de uma linha de coordenadas X = Rb^{87}/Sr^{86} e Y = Sr^{87}/Sr^{86}. Arranjos lineares em diagramas isocrônicos também podem ser produzidos pela mistura de duas fontes com características distintas de Sr^{87}/Sr^{86} e Rb^{87}/Sr^{86}. Os diagramas isocrônicos podem informar tanto sobre as idades dos minerais detríticos, como a da deposição, ou ainda evidência de mistura de sedimentos de diversas áreas (Heller & Frost, 1988). Dessa forma, a interpretação de diagramas isocrônicos pode dar diversas informações sobre a evolução tectônica da área-fonte.

d) Outros Métodos Isotópicos

Além dos métodos discutidos ainda podem ser usados os isótopos de Sm-Nd, U-Pb e isótopos estáveis. Os métodos isotópicos revisados foram concebidos principalmente para a determinação da proveniência de sedimentos.

2.8.3 Método Petrográfico

Esse método foi desenvolvido por Dickinson & Suczek (1979) e em trabalhos subsequentes por Dickinson (1985; 1988); ele tem sido.utilizado por diversos autores. O método consiste essencialmente na análise da composição modal de arenitos (*lato sensu*) que preenchem a bacia, pela contagem dos grãos de quartzo, feldspato e fragmentos de rocha, que são plotados em diagramas triangulares. Os vértices desses diagramas representam os membros extremos da composição. As variações composicionais dentro desses triângulos são indicativas do ambiente tectônico da área-fonte. Os principais minerais utilizados para este fim, sua classificação e simbologia são mostrados na tabela 2.6.

Os modos detríticos são recalculados para 100% como a soma de Qm, Qp, P, K, Lv e Ls. O número de pontos contados em cada lâmina varia do autor para autor: o maior número foi contado por Naqvi *et al.* (1988) - 1000 pontos; o menor é dado por Mack (1978, 1981) e Ingersoll *et al.* (1984), 300 pontos. Números intermediários foram contados por Ingersoll (1983) e Yagishita (1985), 500 pontos e Lawton (1986), 400 pontos. A contagem de um mínimo de 400 pontos por lâmina segundo esse autor, assegura um desvio padrão (2 σ) igual ou menor do que 5% da rocha total para qualquer percentagem modal calculada (Van der Plas & Tobi 1965). Quanto à granulometria das amostras, Dickinson (1985) recomenda um tamanho médio de 0,5mm, tamanho que , segundo ele, favorece os cálculos estatísticos e ao mesmo tempo facilita a identificação dos grãos.

Os principais tipos de proveniência que podem ser distinguidos através da composição dos arenitos são determinados pelo emprego de um ou mais, de quatro diagramas ternários, onde são plotados os resultados dos cálculos da composição modal daquelas rochas: cada um desses diagramas (figura 2.7) enfatiza um aspecto distinto da rocha, conforme exposto a seguir (Dickinson & Suczek 1979).

Tabela.2.6 - Classificação e símbolos de tipos de grãos, segundo Dickinson (1985).

A. Grãos quartzosos (Qt = Qm + Qp)
Qt = total de grão quartzosos
Qm = quartzo monocristalino (> 0,0625 mm)
Qp = quartzo policristalino (ou calcedônia)
B. Grãos de feldspato (F = P + K)
F = total de grãos de feldspato
P = grãos de plagioclásio
K = grãos de feldspato potássico
C. Grãos líticos instáveis (L = Lv + Ls)
L = total de fragmentos líticos instáveis
Lv = fragmentos líticos vulcânicos/metavulcânicos
Ls = fragmentos líticos sedimentares/metassedimentares
D. Fragmentos líticos totais (Lt = L + Qp)

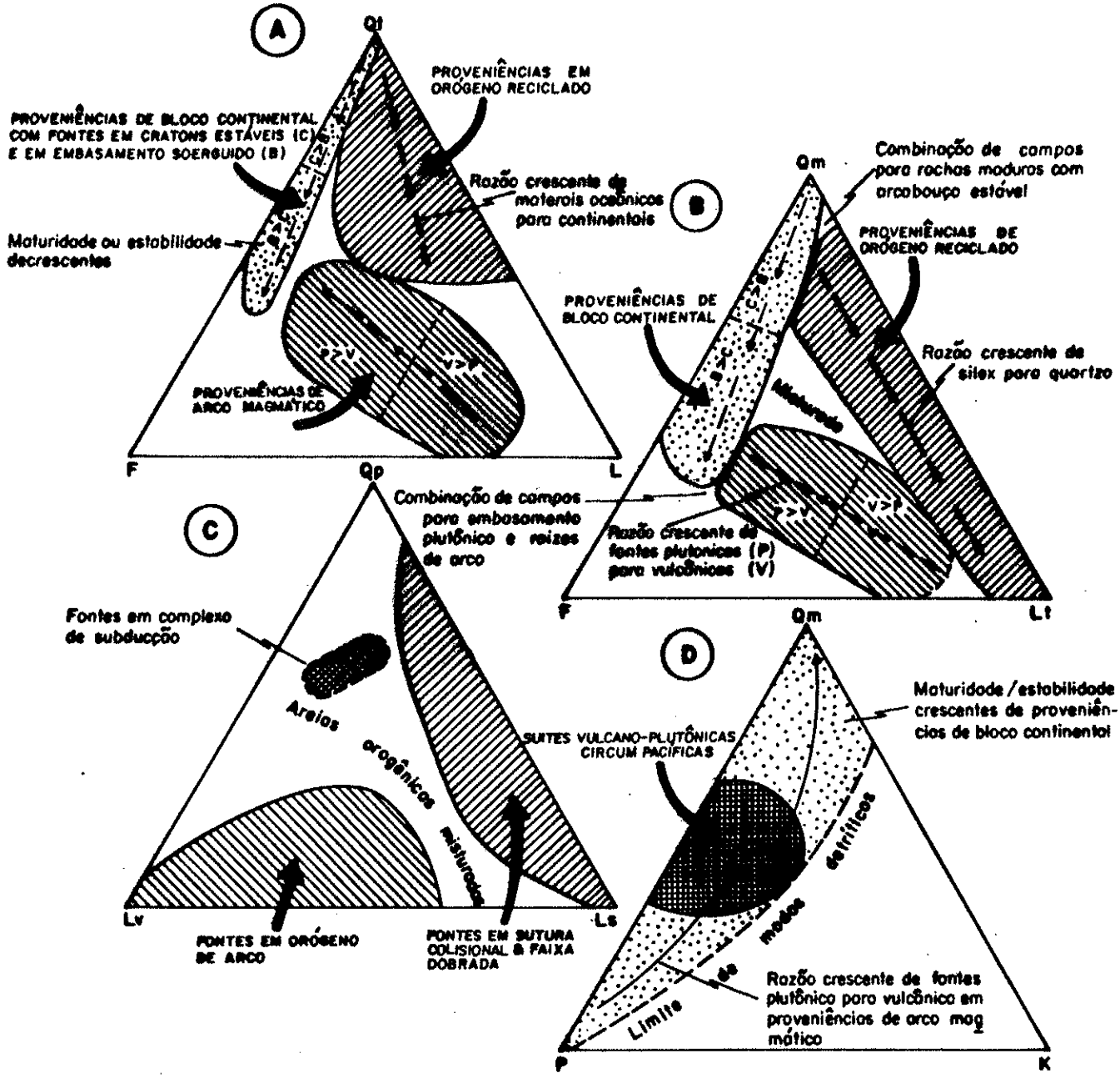


Figura 2.7 - Distribuição de composições detríticas modais de arenitos para diferentes tipos de proveniência representados em diagramas ternários. Ver o significado das abreviaturas na tabela 2.6. Segundo Dickinson (1985; 1988).

Diagrama Qt-F-L: enfatiza a estabilidade dos grãos e assim o intemperismo, o relevo da área-fonte, os mecanismos de transporte, bem como a rocha-fonte;

Diagrama Qm-F-Lt: nesse caso a ênfase é mudada para a granulometria das rochas-fonte, uma vez que as rochas de granulação mais fina liberam mais fragmentos líticos no tamanho areia;

Diagramas Qp-Lv-Ls e **Qm-P-K**: esses dois diagramas mostram populações de grãos, porém revelam o caráter dos componentes poli e monocristalinos do arcabouço, respectivamente.

A composição das areias derivadas de cada tipo de proveniência mostrado na figura 2.7 é vista na tabela 2.7. Comparando-se os dois, nota-se que os diagramas A e B contemplam os três principais tipos de proveniência, enquanto os diagramas C e D não podem determinar respectivamente blocos continentais e orógenos reciclados.

Tabela 2.7 - Principais tipos de proveniência e aspectos-chave composicionais das areias derivadas. Segundo Dickinson (1985).

Tipos de Proveniência	Ambientes Tectônicos	Composição dasPetrofácies Derivadas
Cráton estável	Interior continental ou plataforma passiva	Areias quartzosas (ricas em Qt) com razões Qm/Qp e K/P altas.
Embasamento soerguido	Borda de rifte ou ruptura transformal	Areias quartzo-feldspáticas (Qm -F) com Lt baixo e razões Qm/F e K/P similares ao embasamento.
Arco magmático	Arco insular ou continental	Areias vulcanoclásticas-feldspatolíticas (F-L) com razões P/K e Lv/Ls altas gradando para areias quartzo-feldspáticas (Qm-F) derivadas de batólitos.
Orógeno reciclado	Complexo de subducção ou *thrust-fold belts*	Areias quartzolíticas (Qt-Lt) com F e Lv baixos e razões Qm/Qp e Qp/Ls variáveis.

Em termos amplos, os cinco principais tipos de petrofácies mais significativos para a interpretação de proveniência e suas fontes mais comuns são os seguintes (Dickinson, 1988):

Quartzosa: Qm dominante com **Qp** e **F** secundários (K>P); proveniência de blocos cratônicos profundamente erodidos ou sedimentos reciclados.

Vulcanoclástica: Lv e **F** dominantes (Lv>F; P>K), **Qm** baixo; proveniência de campos vulcânicos em arcos magmáticos ativos.

Arcosiana: **F** dominante (K/P variável) e **Qm** com **Qt** baixo; proveniência de embasamento continental soerguido ou rochas plutônicas erodidas de arcos.

Vulcanoplutônica (Dickinson, 1982): **Qt**, (Qm>Qp), **F** (P>K) e (Lv>Ls) misturados; proveniência de arcos magmáticos em varios estágios de erosão.

Quartzolítica (Dickinson *et al.*, 1986): Qm, Qp e Ls misturados, (razões Qt/L e Qm/Lt variáveis, com F e Lv subordinados); proveniência de estratos soerguidos em *thrust-fold belts* (Mack, 1981).

2.8.4 Seleção do Método

Para a seleção do método a ser utilizado na determinação da paleotectônica de uma área, devem ser levados em conta fatores tais como a maturidade composicional da rocha e a granulometria, além dos custos.

Maturidade composicional - A mineralogia de um arenito (*l.s.*) reflete não somente a litologia da sua área-fonte mas também os processos subsequentes de intemperismo, erosão, transporte, deposição e soterramento. Esses processos afetam a composição dos sedimentos, pela remoção de determinados elementos do sistema geoquímico durante o ciclo sedimentar. Essa remoção de elementos faz variar a composição isotópica entre a fonte e o depositório final dos sedimentos. Diferentes elementos se concentram preferencialmente em determinados minerais como Sr em carbonatos e Rb em argilas;

Na Chapada Diamantina Oriental, a predominância é de rochas quartzosas. De acordo com Heller & Frost (1988), arenitos quartzosos com pequenas quantidades de minerais pesados são **potencialmente inadequados** para o estudo isotópico, desde quando o quartzo é depletado em todos os elementos, exceto a sílica e o oxigênio. Na Chapada Diamantina, sedimentos de composição adequada se encontram principalmente na matriz de alguns conglomerados.

Granulometria - Outro parâmetro a ser levado em conta na competição entre os métodos isotópicos e o método petrográfico é a granulometria. Para a identificação de áreas-fonte **específicas**, Heller & Frost (1988) recomendam que sejam utilizadas amostras de granulação tendendo a grossa, ao passo em que, a abundância volumétrica de sedimentos finos sugere que eles sejam mais representativos de áreas-fonte **médias**. A abundância de elementos imóveis em depósitos clásticos de granulação fina tende a produzir resultados isotópicos mais consistentes que as frações grossas.

Para o método petrográfico, as melhores frações para estudo são as frações areia (>0,0625mm; Dickinson, 1985). Os sedimentos finos (tamanho argila) dão pouco ou nenhum resultado. Na Chapada Diamantina, os sedimentos mais finos se concentram nas formações Guiné e Caboclo. Entretanto, interacamados nesses sedimentos existem níveis com granulometria de areia, de modo que, mesmo essas formações podem ser amostradas para o estudo petrográfico.

Aspectos econômicos - As análises isotópicas são caras quando comparadas com o preço de uma lâmina delgada, de modo que a amostragem deve ser feita de maneira parcimoniosa; assim, um estudo isótopico deve ser feito em conjunto com outras técnicas.

Porisso, levando em conta que na área da pesquisa os arenitos quartzosos e ortoquarzitos predominam volumetricamente; as rochas clásticas de granulação fina possuem intercalações arenosas; e a área a ser coberta pela pesquisa é considerável (16.500km^2), foi escolhido o método petrográfico, para a determinação da paleotectônica das áreas-fonte. A interpretação da paleotectônica das áreas-fonte dos sedimentos do Supergrupo Espinhaço, se baseou nos dados da tabela 2.7.

CAPÍTULO 3: ABORDAGEM METODOLÓGICA

No ítem 1.3 foram comentados os aspectos básicos da metodologia empregada nessa pesquisa. Neste capítulo, serão descritas detalhadamente as diversas etapas que conduziram aos resultados a serem vistos a partir do Capítulo 4.

3.1 Revisão e Análise de Trabalhos Anteriores

Essa etapa antecedeu e acompanhou as atividades ligadas ao presente estudo e compreendeu a análise de cerca de 90% das obras listadas no final do texto. As obras consultadas estão distribuídas pelas seguintes áreas do conhecimento:

Geologia regional - Compreendem trabalhos desde a escala da Província São Francisco (Almeida *et al.*, 1977; Almeida & Hasui, 1984), até mapas geológicos nas escalas 1:250.000 e 1:100.000, como os executados pelos projetos Bahia e Utinga-Mucugê, respectivamente (Pedreira *et al.* 1975; Guimarães & Pedreira, 1990; Bomfim & Pedreira, 1990; Pedreira & Margalho, 1990). Ainda estão enquadrados nessa área os trabalhos de cunho mais local como os de Vilas Boas *et al.* (1988) e Cavalcanti & Colares (1991) e os relativos à tectônica (Danderfer Filho, 1990) e à geocronologia (Brito Neves *et al.*, 1980; Macedo & Bonhomme, 1984; Babinski *et al.* 1993)..

Petrografia sedimentar - Pertencem a essa área do conhecimentos os trabalhos de Ingersoll *et al.* (1984), Dickinson (1985), Helmold (1985), McBride (1985) e Mack & Suttner (1977). Esses trabalhos tratam das características dos grãos que formam o arcabouço das rochas sedimentares e a influência dos agentes intempéricos, de transporte, ambientais e diagenéticos sobre a sua natureza. Também podem ser enquadrados nessa área os trabalhos relativos à paleotectônica de áreas-fonte, que em geral abordam as técnicas petrográficas utilizadas, como os de Dickinson *et al.* (1983), Denis & Dabard (1988), entre outros.

Tectônica - Além dos trabalhos referentes à geologia regional, o trabalho mais importante relativo à tectônica foi o de Danderfer Filho (1990) que se refere especificamente à Chapada Diamantina.

Quanto a abrangência geográfica, a maior parte dos trabalhos relativos à geologia regional se refere a áreas situadas dentro da Província São Francisco. Outros extrapolam essa área, como os de Cordani *et al.* (1988), Uhlein *et al.* (1986) e ainda outros se referem a continentes que não a América do Sul (Laajoki *et al.*, 1989; Winston, 1989, por exemplo). A época de publicação dos trabalhos consultados abrange desde o século passado (Acauã, 1847) até o ano de 1994 (Mascarenhas & Silva). A maior percentagem está na década de 80 e a menor nas de 20 e 30. Foi referenciado apenas um trabalho da década de 40 (Barbosa, 1941).

3.2 Preparação da Base Geológica

Para a revisão estratigráfica do Supergrupo Espinhaço foi essencial a preparação de uma base geológica que mostrasse a distribuição superficial das diversas formações; o mesmo é exigido pela abordagem genética adotada para o tratamento de cada uma delas. Para isto inicialmente foi compilado um mapa geológico da área do estudo, utilizando as seguintes referências (figura 3.1).

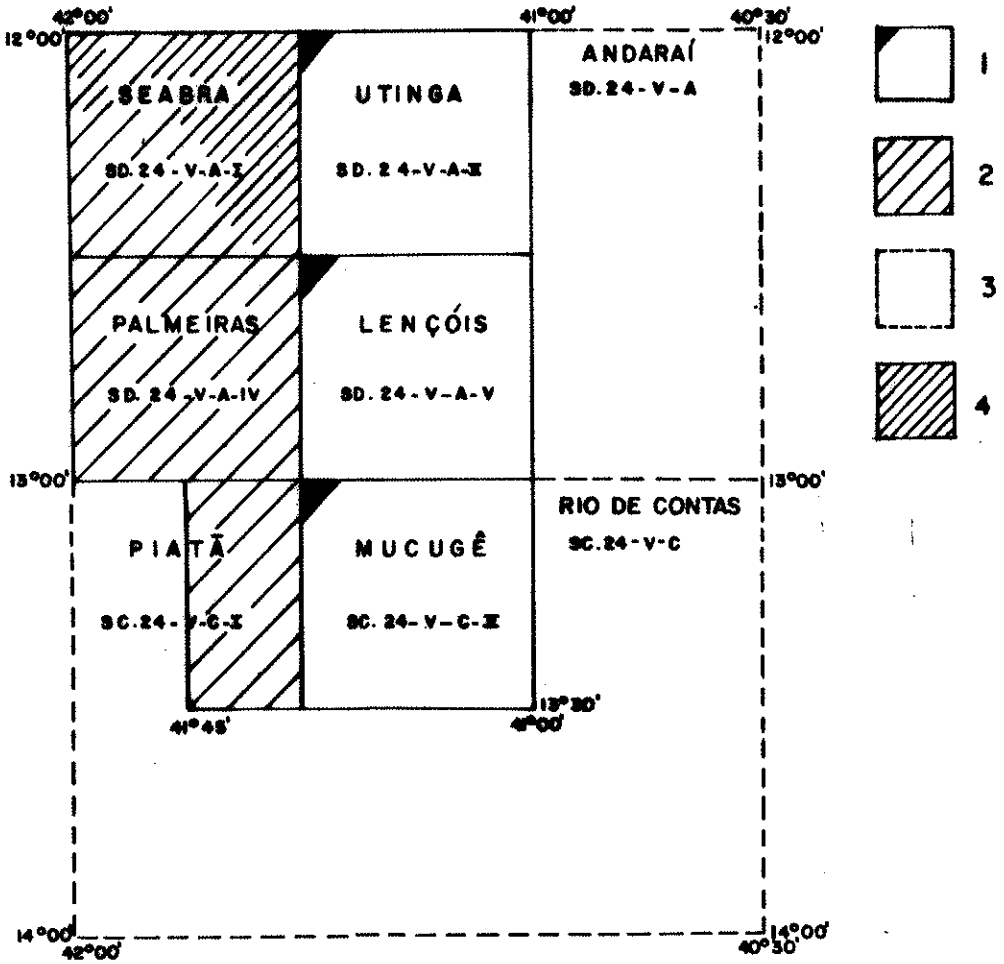


Figura 3.1 - Mapas geológicos e imagens utilizados na compilação do Anexo I. *Legenda: 1 - Programa de Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil - PLGB (Guimarães & Pedreira, 1990; Bomfim & Pedreira, 1990; Pedreira & Margalho, 1990); 2 - Imagem Landsat 1:250.000 e fotos aéreas convencionais 1:108.000; 3 - Projeto Bahia (1;250.000; Pedreira et al., 1975); 4-Souza et al. (1993).*

(1) Projeto Bahia, executado pelo Convênio DNPM/CPRM (Pedreira *et al.*, 1975), folhas Andaraí e Rio de Contas na escala 1:250.000. Esses mapas geológicos foram preparados sobre imagens de radar segundo o esquema convencional: mostram a distribuição das formações. Nessas folhas, o Grupo Paraguaçu é mantido indiviso.

(2) Projeto Utinga-Mucugê, executado pelo mesmo convênio, dentro do Programa de Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil - PLGB. Esse projeto compreende as folhas Utinga (Guimarães & Pedreira, 1990), Lençóis (Bomfim & Pedreira, 1990) e Mucugê (Pedreira & Margalho, 1990), todas na escala 1:100.000. Esses mapas geológicos, ao contrário dos produzidos pelo Projeto Bahia, fazem correlação entre a estratigrafia convencional e a estratigrafia dinâmica (sistemas deposicionais).

(3) Projeto Análise Faciológica e Metalogenética da Bacia de Irecê (Souza *et al.*, 1993), onde os autores fizeram uma análise integrada da "bacia", considerando a estratigrafia proposta por Bomfim *et al.*(1985).

Os dados aproveitados na compilação vão além da bibliografia consultada, uma vez que o autor desde 1973 atuou tanto no Projeto Bahia como no Projeto Utinga-Mucugê: no primeiro como chefe de equipe e chefe do projeto; no segundo como supervisor e participante do mapeamento geológico da folha Mucugê. Ainda foram incorporados à compilação os seguintes elementos:

(1) Dados de campo obtidos entre 1989 e 1993. Esses dados compreendem levantamentos efetuados ao longo da BR-242 e nas estradas que saem dessa rodovia para norte e para sul. Entre as primeiras estão as que a ligam a Milagres, Iraquara, Afrânio Peixoto e Utinga. Da BR-242 para sul foram coletados dados ao longo das estradas para Boninal e Abaíra continuando para sul até Jussiape, nas estradas Palmeiras-Guiné-Mucugê, Andaraí-Mucugê e desta última cidade para Cascavel e Ibicoara. Transversalmente à estrutura da Chapada Diamantina, foram estudadas as regiões de Sonhém-Cedro, Bela Sombra-Vereda, Água de Rega-Milagres e Mucugê-João Correia.

Esses estudos foram feitos em diversas ocasiões: em 1989, em companhia do Prof. A. Uhlein (Uhlein & Pedreira, 1989); em 1991, com o orientador da tese, foi estudada toda a metade oriental da área da pesquisa e amostradas para datação rochas vulcânicas do topo do Grupo Rio dos Remédios no morro do Cuscús, imediatamente a sudoeste do limite da área coberta pelo mapa geológico anexo. Em 1992 foram estudados os conglomerados de Lençóis, as regiões de Abaíra-Jussiape e o Lineamento Barra do Mendes-João Correia. No ano seguinte foram complementados os estudos sobre a fácies eólica da Formação Mangabeira, os conglomerados da Formação Ouricuri do Ouro e as rochas vulcânicas do Grupo Rio dos Remédios.

A maior parte dos trabalhos de campo foi realizada no decorrer de projetos executados pela CPRM. Outros dados são provenientes de excursões realizadas com diversos objetivos: congressos, simpósios, seminários de campo, etc.

(2) Conceitos de estratigrafia de seqüências (Sloss, 1963; Mitchum Jr. *et al.* 1977) publicados por Pedreira (1988) e revisados por Dominguez **(1993)**, que dividiu o Supergrupo Espinhaço nas seqüências Rio dos Remédios (I), Paraguaçu (II), Tombador-Caboclo (III) e Morro do Chapéu (IV).

(3) Fotointerpretação convencional na região situada a oeste do Lineamento Barra do Mendes-João Correia onde as imagens de satélite utilizadas mostravam definição incompatível com os dados de campo.

As secções geológicas constantes do Anexo I foram escolhidas com o objetivo de incluir todas as unidades do Supergrupo Espinhaço e aproveitar as áreas com maior número de informações de campo. Os perfis topográficos foram construídos a partir da carta-imagem de radar Seabra (MIR 349, DSG, 1982) e da folha Livramento de Brumado (MIR 366, IBGE, 1984), sendo exagerados verticalmente 5 vezes.

A geologia mostrada nas secções foi reconstituída a partir do mapa geológico pelo método das bissetrizes (Suppe, 1985) onde existiam medidas de atitude suficientes, como na região entre os rios Cochó e São João, na secção A-A'. Em outros locais, baseou-se em informações de áreas fora da linha da secção ou em medidas mais espaçadas (secção B-B' a leste do rio Paraguaçu).

A organização da legenda do mapa geológico, baseou-se em duas fontes: a primeira é o mapa geológico da região de Hattfjelldal (Noruega) na escala 1:50.000, preparado com tecnologia digital pela Intergraph em 1990, a partir de dados fornecidos pelo Geological Survey of Norway (NGU); a segunda é a Folha Puolanka-3442 (1:100.000; Karki & Laajoki, 1990).

No primeiro mapa, as diversas litologias são indicadas por cores e números: a cor indica a litologia; o número, o domínio estrutural onde aflora. No mapa de Puolanka, as rochas supracrustais Karelianas (Paleoproterozóico) encontram-se em dois domínios: ocidental e oriental. As litologias de número 1 a 14, reunidas em formações e grupos afloram no domínio ocidental; as de número 15 e 16, no oriental. O contato entre o domínio ocidental e os complexos Kalhamajarvi e Kalpio está indicado na legenda. No mapa geológico da região centro-oriental da Chapada Diamantina (Anexo I), as cores indicam as formações e outras unidades litológicas; os números indicam o domínio tectônico onde elas afloram. Por exemplo: a Formação Mangabeira possui duas litofácies (fluvial e eólica) que afloram tanto no Domínio Ocidental como Oriental da Chapada Diamantina. A cor de cada litofácies é idêntica em ambos os domínios; os números são distintos. No Domínio Ocidental a litofácies fluvial tem o número 8; no Oriental, o seu número é 24. A legenda ainda mostra os segintes elementos:

(1) A divisão da Chapada Diamantina nos domínios ocidental e oriental e a correlação entre as "bacias" do Neoproterozóico (Grupo Una);

(2) O empilhamento estratigráfico das formações dentro de cada domínio e sua subdivisão (p.ex. as formações Mangabeira, Tombador e Caboclo);

(3) A posição das possíveis discordâncias e dos limites entre as seqüências deposicionais.

Concluída a compilação do mapa geológico, a pesquisa continuou com as etapas descritas a seguir.

3.3 Integração entre osTrabalhos Anteriores

Uma vez que os mapas do Projeto Bahia só mostravam as formações e os do Projeto Utinga-Mucugê as correlacionavam com os sistemas deposicionais, foi necessário promover uma integração entre as duas concepções. A partir do estudo dos sedimentos da Chapada Diamantina sob o ponto de vista dos sistemas deposicionais, inciado com a implantação do PLGB e com o funcionamento do Centro Integrado de Estudos Geológicos de Morro do Chapéu, operado pela CPRM, foi possível reconhecer em cada uma das formações os processos responsáveis pela sua deposição. A primeira vez que essa abordagem foi estendida para toda a Chapada Diamantina Centro-oriental, foi em Maio de 1989 (Uhlein & Pedreira, 1989). Durante a compilação do mapa geológico anexo, esses dados foram correlacionados com os do Projeto Utinga-Mucugê, com êxito absoluto. Além disso foram refeitas as secções-tipo de algumas formações descritas por Schobbenhaus & Kaul (1971), situadas na região de Brotas de Macaúbas, estendendo essa correlação para sudeste.

Durante os trabalhos de campo executados a partir de 1986 no Projeto Utinga-Mucugê e nas etapas subsequentes foram feitas observações em cerca de 500 afloramentos. Essas descrições encontram-se nas bases de dados AFLORA do SIGA (Sistema de Informações Geológicas do Brasil) administrado pela CPRM, com as siglas AP, JT, LF, RX e CS. Como a área do trabalho mede 16.500km^2, isto corresponde a um afloramento para 33km^2, densidade de informações compatível com a escala adotada (1:250.000); essa densidade é a de uma observação para cada

39km². Desses afloramentos foram amostrados 23, cujas descrições estão na base de dados PETRO do SIGA. Em todos os afloramentos, as camadas expostas foram detalhadamente estudadas visando determinar o seu ambiente de sedimentação. Nos afloramentos de conglomerado foi feito um estudo especial que compreendeu a contagem de seixos e calhaus (tamanho a partir de 4mm de acordo com a escala de Wentworth) e a investigação da sua natureza, visando determinar a sua proveniência: embasamento, serra de Jacobina ou Supergrupo Espinhaço. Essa contagem foi feita em áreas de um metro quadrado delimitadas nos afloramentos, sendo contada uma população em torno de 100 clastos; cada tipo lítico foi registrado de acordo com a tabela 3.1.

Tabela 3.1 - Tipos líticos discriminados na contagem de clastos dos conglomerados e parâmetros calculados. Modificada de Lawton (1986).

(A) Tipos de Clastos

(1) Quartzitos (Qz)
- (a) Quartzito verde (Qzv)
- (b) Quartzito branco (Qzb)
- (c) Quartzito de outras cores (Qzo)

(2) Carbonato (CO_3)
- (a) Calcário (Ca)
- (b) Dolomito (Do)

(3) Embasamento (E)
- (a) Gnaisse (Egn)
- (b) Granito (Egr)
- (c) Rochas ígneas (Eig)

(4) Sílex (Si)

(5) Seixos não classificados acima

(B) **Parâmetros** calculados para os conglomerados

(1) Qz=Qzv+Qzb+Qzo = Percentagem total de quartzito
$CaCo_3$+Si = Percentagem (carbonato+sílex)
E=Egn+Egr+Eig = Percentagem total de rochas do embasamento

3.4 Análises

Além das 23 amostras coletadas especificamente para a presente pesquisa, foram utilizadas lâminas delgadas preparadas durante o Projeto Utinga-Mucugê. Essas lâminas correspondem aos pontos de amostragem designados com as siglas JT (José Torres Guimarães), LF (Luiz Fernando Bomfim) e RX (Rui de S.F. Xavier Margalho).

As amostras coletadas pelo autor, designadas com a sigla AP, foram serradas perpendicularmente ao plano So e em todas foram feitos dois tipos de análises petrográficas: o primeiro tipo

compreendeu a descrição das amostras sob os pontos de vista de proporção entre a matriz e o arcabouço, granulometria, arredondamento, tipo de contato entre os grãos e suas características superficiais; o segundo consistiu na contagem dos grãos de quartzo, feldspato e fragmentos de rocha, visando a aplicação da metodologia proposta por Dickinson (1985). Essa contagem foi feita em 400 pontos para cada lâmina delgada utilizando microscópios monocular Olympus (0,7x10 ou 40) e binocular Zeiss (12,5x10ou 40). O *charriot* utilizado foi marca Olympus e o contador de pontos Clay Adams com 4 e 8 chaves.

3.5 Revisão da Estratigrafia

Embora uma tese não seja o veículo adequado para a formalização de uma unidade litoestratigráfica (Hedberg, 1976; p.19; NACSN, 1983; Art. 4, obs. a.5), nesta pesquisa são revisadas as diversas formações componentes do Supergrupo Espinhaço. De acordo com Laajoki *et al.* (1989) a tendência atual no estudo da estratigrafia é assumir a abordagem genética na qual seqüências estabelecidas e correlacionadas, são interpretadas em termos de sistemas deposicionais utilizando métodos de análise de fácies e de mapeamento de bacias (Miall, 1984; Galloway, 1989), que serão vistos no Capítulo 5.

Todas as unidades litoestratigráficas revisadas foram descritas em trabalhos anteriores que serão oportunamente citados. Entretanto nem todas foram enquadradas nas categorias mostradas na figura 3.2. A extensão de suas áreas de ocorrência para além da área-tipo através de fotografias aéreas convencionais, imagens de radar ou de satélite e mapeamento geológico, mostrou que embora prevaleçam as litologias originalmente descritas, pequenas variações litológicas e as estruturas sedimentares associadas caracterizam sistemas deposicionais diversos dos da área-tipo, embora geneticamente relacionados. Dessa forma, foi necessário o estabelecimento de secções de referência para a maioria das unidades litoestratigráficas descritas anteriormente.

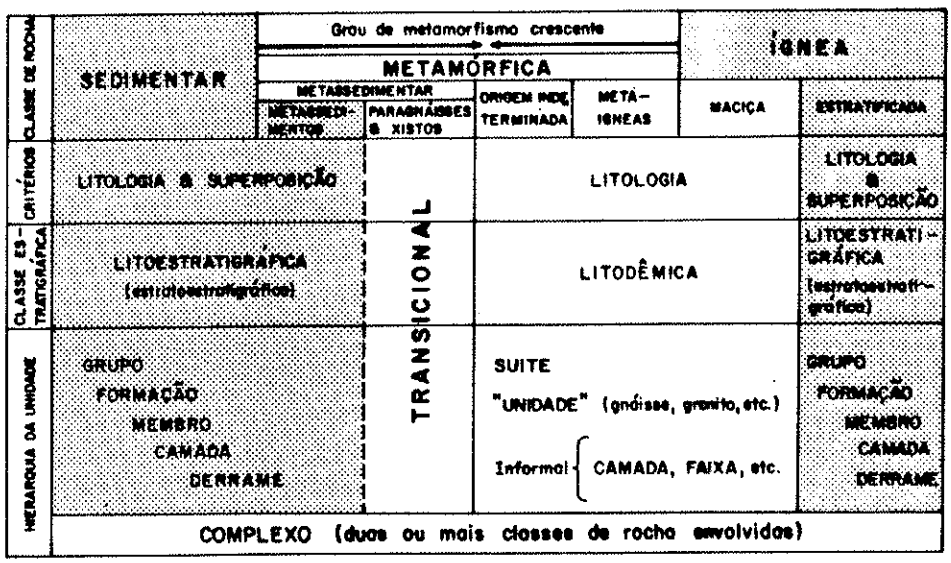


Figura 3.2 - Classificação e hierarquia das unidades litoestratigráficas (Laajoki & Luukas, 1988)

A revisão da estratigrafia da Chapada Diamantina compreendeu as seguintes etapas:

(1) Exame de mapas geológicos das áreas-tipo;

(2) Correlação entre as áreas-tipo e a do Anexo I através de imagens ou de mapas geológicos recentes;

(3) Exame das secções-tipo originalmente descritas e comparação com secções geológicas levantadas na área do Anexo I (hipoestratótipos);

(4) Enquadramento de cada unidade nas categorias mostradas na figura 3.2, onde estão realçadas as classes de rocha, critérios, classe estratigráfica e hierarquia das unidades aplicáveis ao Supergrupo Espinhaço.

3.6 Interpretação Geotectônica

A abordagem do desenvolvimento geotectônico da Chapada Diamantina Centro-oriental compreendeu três níveis de observação:

(1) **Análise estratinômica:** Essa análise foi feita em cada afloramento a nível de camada, tendo sido observadas as litologias e estruturas sedimentares. Os resultados dessa análise estão expostos detalhadamente no Capítulo 5;

(2) **Análise de fácies:** Nesse nível, hierarquicamente superior, foram consideradas ainda nos afloramentos, as relações entre as diversas litofácies e, entre afloramentos, as suas variações em termos litológicos e geométricos. Os resultados são descritos no mesmo capítulo e resumidos nas figuras 5.10 a 5.16, com exceção das figuras 5.11 e 5.12;

(3) **Análise da bacia:** A definição dos sistemas deposicionais e o estabelecimento da sua sucessão ao longo da coluna estratigráfica (figura 5.9), permitiram a determinação das oscilações do nível do mar e assim, a análise da bacia em termos de estratigrafia de seqüências. Essa análise é feita no item 5.2.3 e resumido na figura 5.17.

A integração dessa análise, da proveniência dos sedimentos (Capítulo 7) e dos dados geocronológicos (Capítulo 2), levou ao estabelecimento de um modelo geotectônico para a Chapada Diamantina Centro-oriental, exposto no item 8.2 (figura 8.8) e discutido no item 8.4.3. As implicações desse modelo são consideradas no item 8.5.

CAPÍTULO 4: GEOLOGIA REGIONAL

4.1 Generalidades

A descrição da geologia regional da área mostrada nas figura 4.2 e seu desenvolvimento nos ítens seguintes, foi baseada em duas fontes distintas. Para a geotectônica e o embasamento da Chapada Diamantina, recorreu-se à bibliografia disponível em trabalhos abrangentes como os de Almeida *et al.* (1977), Pedreira *et al.* (1978), Jardim de Sá (1981), Mc Reath *et al.* (1981), Figueiredo (1989) ou dirigidos a áreas específicas como os de Machado & Sabaté (1988), Rocha (1990), Sabaté *et al.* (1990), Marinho (1991; 1982) e Barbosa *et al.*, (1992). Além disso, durante a execução dos projetos Bahia e Serra de Jacobina, o autor teve oportunidade de percorrer o embasamento oriental da Chapada Diamantina, o Complexo Contendas-Mirante e vários setores daquela serra. Para o Supergrupo Espinhaço, que inclui a Chapada Diamantina, a ênfase dada foi em observações pessoais feitas na década de 70 a nível de reconhecimento e, desde 1986, a nível de semi-detalhe na escala 1:100.000, dentro das atividades do Programa de Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil - PLGB (Guimarães & Pedreira, 1990; Bomfim & Pedreira 1990; Pedreira & Margalho, 1990). Devido a extensão do Supergrupo Espinhaço para além da área específica do estudo, como mostra a figura 4.2, foi necessário recorrer a bibliografia adicional relativa tanto a sua estratigrafia convencional (Schobbenhaus & Kaul, 1971) como os seus sistemas deposicionais (Souza, 1986; Souza & Guerra, 1986; Vilas Boas *et al.*, 1988; Dominguez & Rocha, 1989).

4.2 Contexto Geotectônico

A Chapada Diamantina está situada na parte central da Província São Francisco (figura 4.1), definida originalmente por Almeida *et al.* (1977) como estruturalmente muito diversa das províncias circunvizinhas (Borborema, Parnaíba, Tocantins e Mantiqueira), por ter atuado como antepaís em relação às faixas de dobramento que se desenvolveram nelas ao final do Precambriano. A sua evolução orogenética, de acordo com Almeida & Hasui (1984), se concluiu antes do Mesoproterozóico. No Mapa Geocronológico do Estado da Bahia, nota-se que o setor baiano da Província São Francisco pode ser dividido em três partes: a oeste, existe uma região estável neoproterozóica, recoberta pelo Grupo Bambuí; uma faixa de dobramentos que afeta o Espinhaço Setentrional e a Chapada Diamantina Ocidental a separa da parte central; esta por sua vez é separada da parte oriental por uma faixa onde houve retrabalhamento das seqüências mais antigas, formação de rochas, granitização e metamorfismo. Na parte oriental estão terrenos granulíticos e granito-*greenstone* cuja idade vai do Paleoproterozóico ao Arqueano. A faixa de dobramentos Espinhaço desenvolveu-se entre 1,7 e 1,1Ga e a leste, o desenvolvimento da faixa Jacobina/Contendas-Mirante, culminou há 1.9Ga, durante o Cíclo Transamazônico.

De acordo com Ussami (1993), uma anomalia gravimétrica de baixo ângulo ocorre ao longo da serra do Espinhaço, dentro da faixa de dobramentos que afeta sua parte setentrional. A faixa Jacobina/Contendas-Mirante é uma colisão continente-continente (Sabaté *et al.*, 1990). A Chapada Diamantina depositou-se sobre a parte central da província e está dividida em dois domínios, denominados por Jardim de Sá *et al.* (1976) de Ocidental e Oriental. O domínio ocidental faz parte da faixa de dobramentos Espinhaço, enquanto o oriental foi considerado por Almeida *et al.* (1977) como uma cobertura tabular de plataforma. A partir dos dados disponíveis de sedimentação e das relações tanto entre os diversos sistemas deposicionais, como da bacia em relação à faixa Jacobina/Contendas-Mirante, Pedreira (1990) interpretou a Chapada Diamantina Oriental como uma bacia *foreland,* preenchida por sedimentos provenientes daquela faixa, que

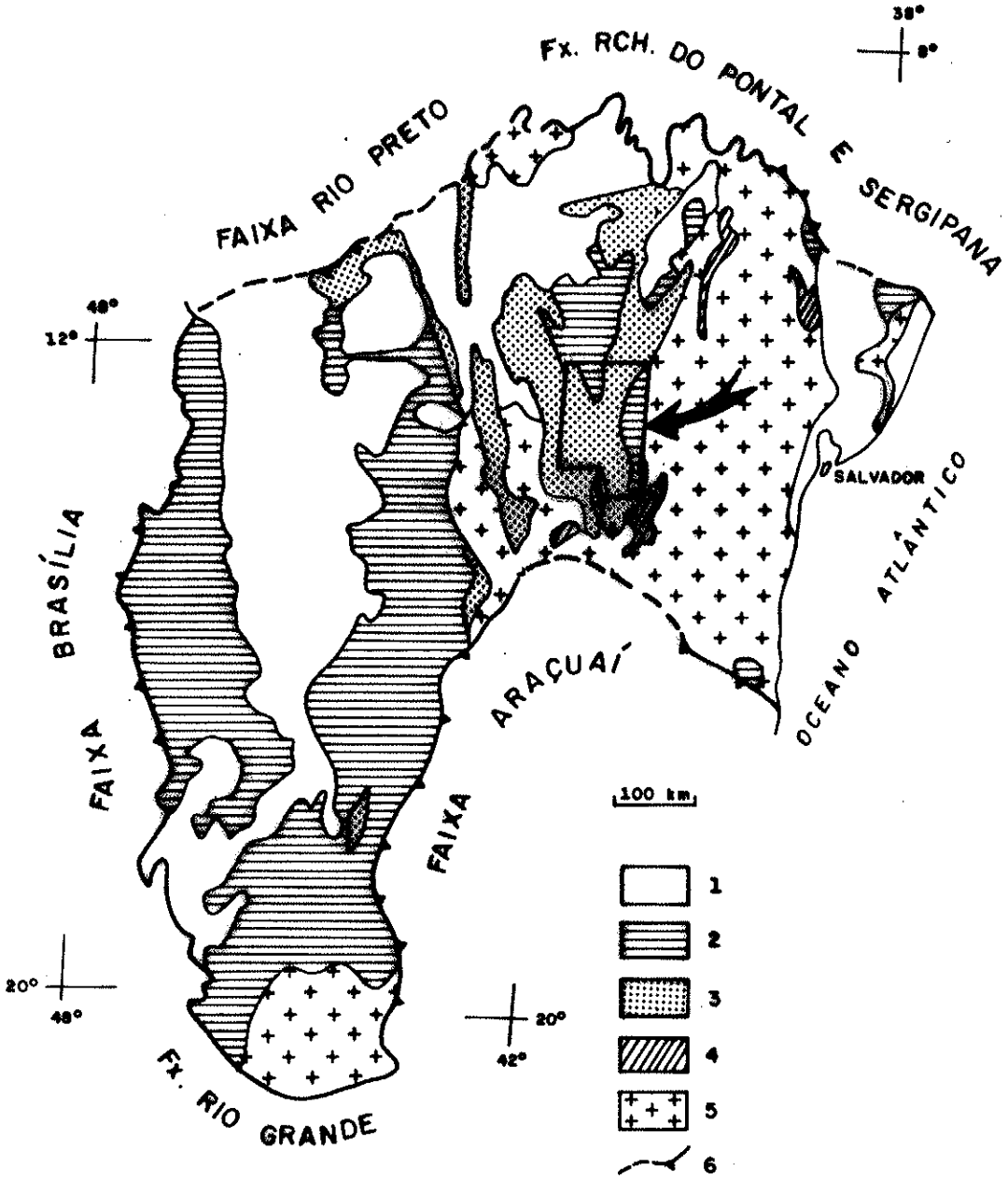
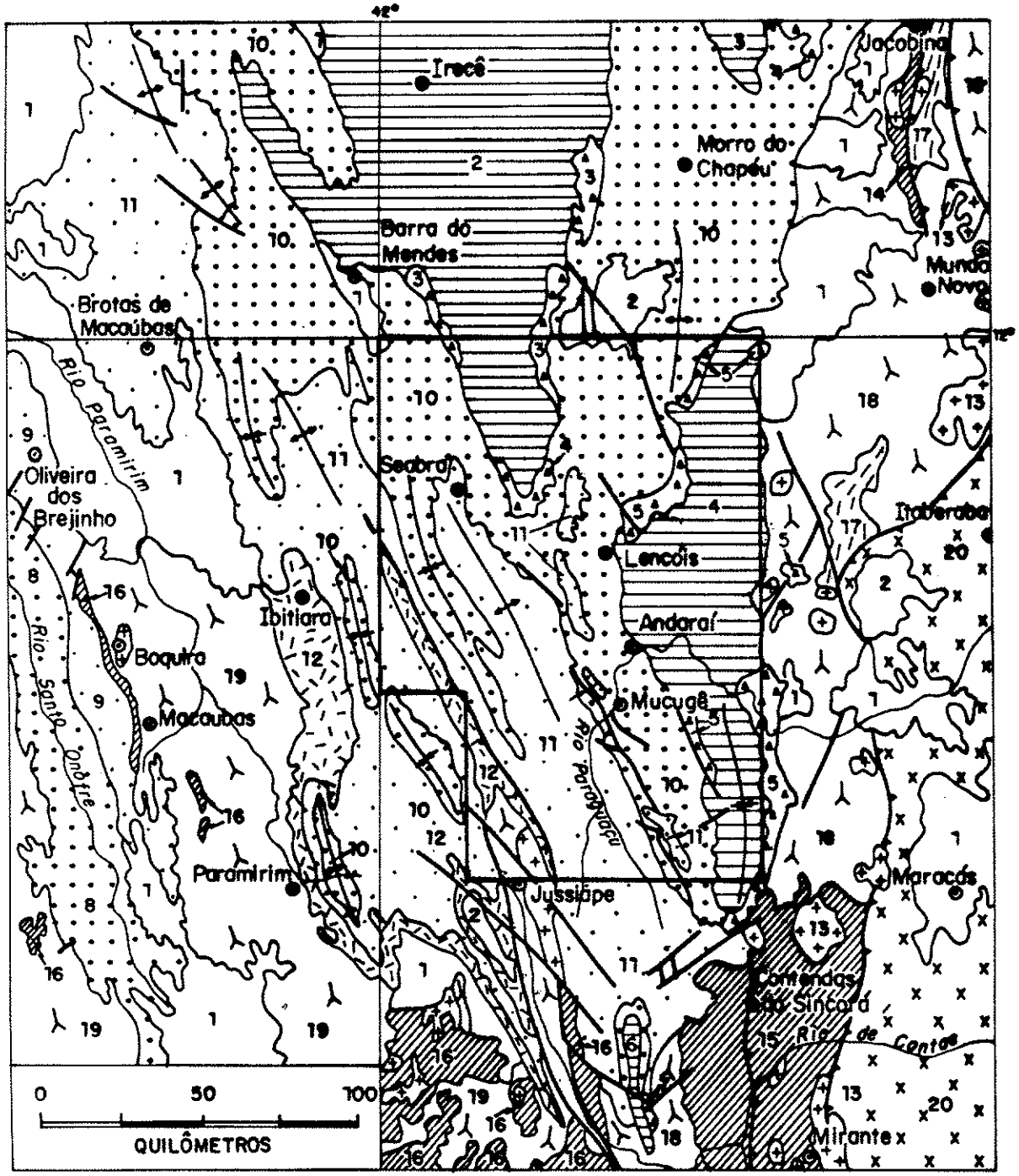


Figura 4.1 - Esboço geológico do Cráton do São Francisco, mostrando a situação da área da pesquisa. *Legenda : 1 - Sedimentos Fanerozóicos; 2 - Neoproterozóico : Supergrupo São Francisco; 3 - Mesoproterozóico: Supergrupo Espinhaço; 4 - Paleoproterozóico a Arqueano : Grupos Jacobina, Contendas-Mirante e complexos vulcanossedimentares; 5 - Arqueano; 6 - Limite do cráton; triângulos: falhas contracionais.* Modificado de Alkmin *et al.*(1993).



LEGENDA

1 Coberturas: 1- Quaternárias, 2-Terciárias

Bacias (meta)sedimentares do Neoproterozóico

Irecê
2 F. Salitre
3 F. Bebedouro

Una - Utinga
4 F. Salitre
5 F. Bebedouro

Ituaçu
6 F. Salitre
7 F. Bebedouro

Bacias (meta)sedimentares do Mesoproterozóico

Espinhaço Setentrional
8 G. Sto. Onofre
9 G. Oliveira dos Brejinhos

Chapada Diamantina
10 G. Ch. Diamantina
11 G. Paraguaçu
12 G. Rio dos Remédios

Granitos intrusivos do Paleoproterozóico
+13+

Complexos vulcanossedimentares do Paleoproterozóico
G. Jacobina 14
G. Contendas-Mirante 15
Ibitira-Brumado/Boquira 16

Complexos do embasamento Arqueano

Fácies anfibolito
17 Gnaisses de Sr. do Bonfim
18 Complexo Caraíba
19 Gnaisses do Paramirim

ÁREA DO ESTUDO

Fácies granulito
×20× Dom. Jequié-Mutuipe-Maracás

Falha normal
" Thrust"
Anticlinal
Sinclinal

Figura 4.2 - Mapa geológico regional. Compilado de Schobbenhaus *et al.* (1984), com adições de Figueiredo (1989) e Sabaté *et al.* (1990).

recobriram outros, supostamente derivados do domínio crustal ocidental da Província São Francisco. A extensão para norte dessa bacia *foreland* tem sido contestada. Entretanto, os argumentos abaixo depõem em favor do modelo proposto.

(1) As medidas de paleocorrentes indicam que os sedimentos da Formação Tombador na serra homônima são provenientes da serra de Jacobina;

(2) De acordo com Beaumont (1981), a forma da calha onde se depositaram os sedimentos depende do tempo envolvido no processo, da quantidade de movimentos de massa e das propriedades da litosfera subjacente.

(3) A constatação de que existe uma falha ao longo do contato oriental da "bacia" de Irecê, (A. J. Dourado, inf. verbal, 1994), evidencia um soerguimento do substrato a leste daquela "bacia". Esse soerguimento permite comparar a Chapada Diamantina a norte do paralelo 12° com as estruturas de Rattlesnake Mountain e Golden Fault (USA) mostradas por Brown (1984) que, não obstante serem em escala menor, são análogas a uma secção ao longo do limite norte da figura 4.2.

Em analogia ao raciocínio de Brito Neves *et al.* (1984) para as bacias do Amazonas, Parnaíba e Paraná, a evolução da Chapada Diamantina Oriental é um caso de herança tectônica das estruturas do embasamento, o que é atestado pelo paralelismo entre a calha onde se depositaram os sedimentos e a direção NNW das falhas fundamentais que atravessam a Província São Francisco e limitam a faixa de dobramento Espinhaço (figuras 4.1 e 4.2).

4.3 Terrenos Granulíticos

4.3.1 Domínio Jequié-Mutuípe-Maracás

Este domínio compreende os terrenos situados nas regiões leste e sudeste do mapa geológico mostrado na figura 4.2, atravessados pelo rio de Contas. Na região de Maracás afloram rochas supracrustais metamorfisadas na fácies granulito, consistindo essencialmente em charnockitos. Também ocorrem nesse domínio faixas de granulitos básicos, kinzigitos e quartzitos com e sem granada (Barbosa *et al.*, 1992).

4.4 Terrenos Granito-*Greenstone*

4.4.1 Complexo Caraíba

Esse complexo aflora a noroeste e sudoeste de Itaberaba, limitado a oeste por uma falha de empurrão (a norte do Complexo Contendas-Mirante), passando por Mundo Novo e a oeste de Jacobina, de onde continua para norte. Segundo Figueiredo (1989), ele consiste em gnaisses e migmatitos bandados, félsicos e intermediários, com intercalações máfico-ultramáficas, e de rochas calcissilicáticas, diopsiditos, mármores, formações ferríferas bandadas, além de outras rochas ricas em grafita e granada. Essas litologias têm caráter tonalítico-granodiorítico.

As rochas do Complexo Caraíba possivelmente se estendem até a sul do Complexo Contendas-Mirante, formando os domos de Sete Voltas e Lagoa do Morro, situados respectivamente a sul de Mirante e na extremidade sudoeste do complexo (Sabaté *et al.* 1990). Segundo esses autores os domos são associações TTG (trondhjemito-tonalito-granodiorito).

4.4.2 Gnaisses de Senhor do Bomfim

Esses paragnaisses afloram em uma faixa a leste da serra de Jacobina da qual são separados em parte por uma falha de empurrão com transporte tectônico para oeste e são limitados a leste por outra falha de geometria semelhante. Essas rochas aparentemente se estendem para sul até a altura de Itaberaba, formando um corpo separado da sua principal faixa de afloramentos por um alto embasamento situado a sudeste de Mundo Novo (figura 4.2). A sua composição é similar à de metassedimentos e granitos tipo S - a duas micas, de fonte sedimentar (Figueiredo, 1989). Pedreira *et al.*, (1975) os descrevem na região a oeste de Itaberaba, como biotita gnaisses com intercalações de anfibolitos e de xistos. Observações recentes na mesma região mostraram que essas rochas consistem efetivamente de paragnaisses formados por uma alternância de níveis micáceos e feldspáticos, cortados por veios de pegmatito.

4.4.3 Gnaisses do Paramirim

Afloram na região do vale do rio Paramirim (figura 4.2) formando o complexo homônimo de Jardim de Sá *et al.* (1976), situado entre a Chapada Diamantina e a faixa de dobramentos Espinhaço. As suas litologias predominantes são diatexitos e metatexitos, Esses últimos consistem em plagioclásio gnaísses com núcleos de rochas máficas e enclaves de litótipos da Formação Boquira (quartzitos ferruginosos, itabiritos, cherts, xistos, etc.) que passam para eles possivelmente de maneira transicional (Rocha, 1990). Segundo esse autor, os gnaisses do Paramirim se formaram no Paleoproterozóico (ou Arqueano, de acordo com Cordani *et al.*, 1988) e foram afetadas pelo Cíclo Jequié, com remobilização e adição de material magmático juvenil. Na região de Abaíra-Jussiape, Machado & Sabaté (1988) se referem à presença de migmatítos que compreendem granitos gnassificados, anfibolitos e gnaisses anatéticos.

4.4.4 Seqüências Vulcanossedimentares

a) Grupo Jacobina (Griffon, 1967; substitui a Série Jacobina de Oliveira & Leonardos, 1940; p.102)

Esse grupo aflora na serra homônima como uma seqüência dobrada e falhada de sedimentos, rochas vulcânicas e intrusivas básicas que se estende na direção sul-norte a partir de Mundo Novo por cerca de 200km². Está limitada a leste por uma falha de empurrão com transporte tectônico para oeste.

A tabela 4.1 mostra a sucessão estratigráfica do Grupo Jacobina de acordo com Leo *et al.* (1964), Griffon, (1967) e Mascarenhas (1969b). A interpretação dos ambientes deposicionais é de Pedreira & Rocha (1990).

Tabela 4.1 - Características litológicas e interpretações sedimentológicas das formações do Grupo Jacobina (Leo et al., 1964; Griffon, 1967; Mascarenhas, 1969; Pedreira & Rocha ,1990)

FORMAÇÃO	LITOLOGIA	ESTRUTURAS SEDIMENTARES	INTERPRETAÇÃO
* ÁGUA BRANCA	- Xistos a quartzo, clorita e muscovita - Quartzitos brancos e verdes - Xistos a cianita, muscovita e sericita	-	?
* SERRA DO MEIO 400-700m	- Quartzitos brancos e verdes, intercalados com xisto a cal-cianita sericita e muscovita. Conglomerado intercalados	-	?
* CRUZ DAS ALMAS 2.100-4.000m	- Xistos pelíticos - Quartzitos micáceos - Conglomerados subordinados	- Estratificação lenticular - Estratificação *flaser*	- Barras de plataforma
* RIO DO OURO 2.000-2.300m	- Quartzitos brancos e verdes bem estratificados	- Marcas onduladas - Ciclos *fining-up* - Estratificação cruzada espinha de peixe	- Fluvial entrelaçado distal, com retrabalhamento marinho
SERRA DO CÓRREGO 1.800-2.000m	- Conglomerados - Quartzitos - Nível guia de xisto	- Ciclos *thickenning-up* - Estratificação grosseira - Marcas onduladas	- Leque aluvial e fluvial entrelaçado proximal
* BANANEIRAS 1.000-1500m	- Xistos - Quartzitos intercalados com xistos	-	?

*Formações total ou parcialmente incluídas no Complexo Itapicuru.

b) Grupo Contendas-Mirante (Substitui o Complexo Contendas-Mirante de Pedreira et al, 1975; p.43)

Este grupo é uma faixa sinclinal de direção norte-sul com cerca de 120km de comprimento e largura máxima de 65km, cuja metade setentrional é mostrada na figura 4.2. O seu contato com o bloco Jequié, se faz através de uma zona de cisalhamento e com o bloco do Lençóis é brusco, localmente com relações tectônicas (Sabaté & Marinho, 1982). A estratigrafia do grupo é mostrada na tabela 4.2.

Sob o ponto de vista dos códigos de nomenclatura estratigráfica (Hedberg, 1876; NACSN, 1983; CENE, 1986), o uso do termo **complexo** embora aplicável ao tempo em que a seqüência foi

mapeada por Pedreira *et al.* (1975), deixou de ser justificável após a sua divisão em formações por Marinho (1982). O uso anterior do termo Livramento por Lenz (1971) não implica no abandono do nome Contendas-Mirante, já consagrado pelo uso (CENE,1986; p. 382). Os termos utilizados para as subunidades (superior, média e inferior) podem ser abandonados, pois nem são geográficos nem foram consagrados pelo uso, de acordo com aqueles códigos.

O metamorfismo regional é de alta temperatura e baixa pressão progradando de oeste para leste, mostrando a sucessão das zonas da clorita, biotita, cordierita, andalusita, silimanita-muscovita e silimanita-feldspato potássico. Intrusões dos granitos referidas no item seguinte, dão origem a metamorfismo de contato.

Tabela 4.2 - Características litológicas e interpretações sedimentológicas das formações componentes do Complexo (Grupo) Contendas-Mirante (Marinho, 1982; 1991)

FORMAÇÃO	LITOLOGIA	ESTRUTURAS SEDIMENTARES	INTERPRETAÇÃO
AREIÃO	- Metarcóseos - Metassubarcóseos - Metaconglomerados	Estratificações cruzadas de média a grande escala	Fluvio-deltáica, plataforma
RIO GAVIÃO	- Filitos - Metassiltitos - Xistos - Metarenitos	Estratificações cruzadas	Marinho-deltáicas
MIRANTE	- Xistos - Metarenitos	-	Marinho-deltáicas(?)
BARREIRO D' ANTA	- Rochas piroclásticas - Metagrauvacas e pelitos - Metacherts e formações ferríferas bandadas	-	?
JUREMA - TRAVESSÃO	- Rochas metavulcânicas - Metacherts - Mármores - Formações ferríferas bandadas - Rochas detríticas	Camadas cíclicas gradadas Estratificação ondulada	?

c) Complexo Ibitira-Brumado (Moraes et al., 1980) e Formação Boquira (Nagell, 1970)

Esse complexo está situado na parte sul da Chapada Diamantina (figura 4.2), consistindo em uma seqüência vulcanossedimentar que se inicia por níveis de metabasitos com rochas ultrabásicas

subordinadas, que estão associadas com camadas de rochas sílico-ferruginosas (BIF's ?), xistos e/ou filitos (Schobbenhaus *et al.*, 1984).

A Formação Boquira estende-se a noroeste e sudoeste da cidade homônima entre o embasamento e o Supergrupo Espinhaço (figura 4.2), também ocorrendo em outros lugares em associação com os gnaisses do vale do Paramirim.

4.4.5 Rochas Plutônicas

Das principais rochas plutônicas que ocorrem nos terrenos granulíticos, granito-greenstone e nas seqüências vulcanossedimentares, algumas estão representadas nas figuras 4.2 e 4.3. Na região de Maracás, elas formam faixas de orientação norte-sul, devido às deformações tectônicas superpostas. Elas consistem em charnockitos e possuem enclaves de rochas supracrustais (gnaisses e anfibolitos), evidenciando sua natureza intrusiva.

As rochas do Complexo Paramirim foram intrudidas por granitos transamazônicos (Brito Neves *et al.*, 1980). Na região de Jussiape, Machado & Sabaté, (1988) detectaram dois corpos de granito e monzogranito sub-alcalino: o principal em Jussiape e um corpo satélite em Abaíra, além de *stocks* de litologia similar. Nessa região os contatos entre os granitos e migmatitos e os metassedimentos basais da Chapada Diamantina são falhados a leste e oeste e a sul; entre os granitos e suas encaixantes do embasamento, são transicionais.

O Complexo Caraíba, os gnaisses de Senhor do Bonfim e as seqüências vulcanossedimentares Jacobina e Contendas-Mirante, foram intrudidas por granitos leucocráticos transamazônicos. Eles afloram ao longo de uma faixa norte-sul com cerca de 500km de extensão; a localização dos principais corpos é mostrada na figura 4.3. A partir do alinhamento dos maciços graníticos peraluminosos, do vulcanismo de arco continental, da tectônica tangencial e do cavalgamento do bloco de Jequié sobre os metassedimentos, Sabaté *et al.* (1990) e Cuney *et al.* (1990) interpretaram essa faixa como uma colisão continente-continente, modelo que já havia sido proposto por Pedreira. (1976) e Pedreira & Marinho (1981). Essa interpretação foi confirmada por Marinho (1991).

4.5 Supergrupo Espinhaço

O Supergrupo Espinhaço aflora no limite ocidental da região mostrada na figura 4.2 e em sua parte central, ocupando aí uma área de contorno aproximadamente triangular, dentro da qual está o setor deste estudo. Essas duas áreas de afloramento correspondem respectivamente aos domínios do Espinhaço Setentrional e da Chapada Diamantina.

4.5.1 Domínio do Espinhaço Setentrional

Afloram nesse domínio os grupos Oliveira dos Brejinhos e Santo Onofre. O primeiro toma seu nome da cidade em cujos arredores existem afloramentos característicos dele, e o segundo do afluente do rio Paramirim que o atravessa. As formações Pajeú, Bom Retiro, Fazendinha e Serra da Vereda pertencem ao Grupo Oliveira dos Brejinhos; as demais, ao Grupo Santo Onofre. Na tabela 4.3 são mostradas as principais feições características das rochas do Espinhaço Setentrional.

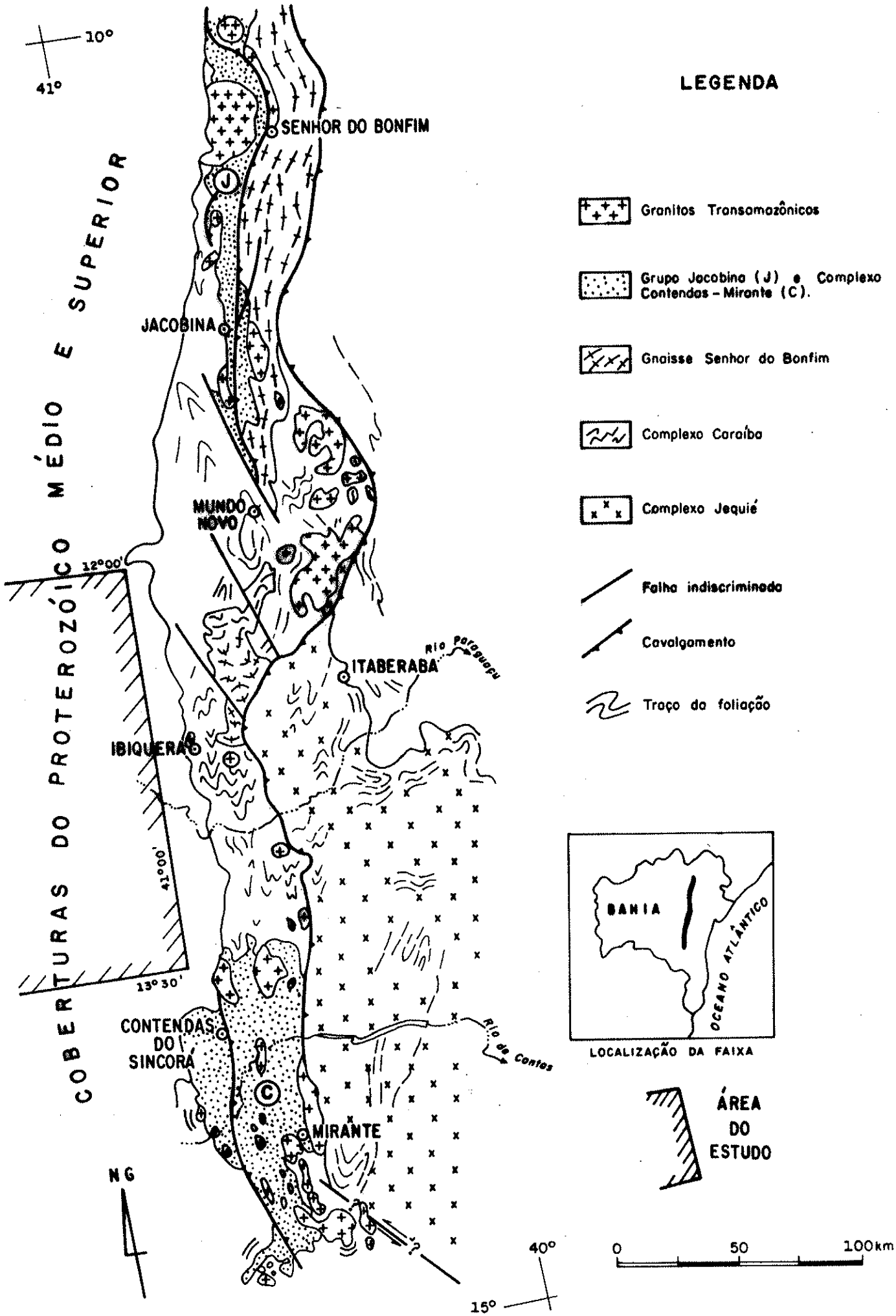


Figura 4.3 - Zona de colisão continente-continente marcada pela Faixa Jacobina / Contendas- Mirante, no embasamento oriental da Chapada Diamantina, de acordo com as interpretações de Sabaté *et al.* (1990) e Cuney *et al.* (1990).

Tabela 4.3 - Caraterísticas litológicas e interpretações sedimentológicas das formações componentes dos grupos Oliveira dos Brejinhos e Santo Onofre (modificado de Kaul, 1970 e Schobbenhaus,1993).

FORMAÇÃO	LITOLOGIA	ESTRUTURAS SEDIMENTARES	INTERPRETAÇÃO
SÍTIO NOVO (substitui a Formação Santo Onofre) 1.000m	Sericita filito carbonoso, quartzo, arenito	-	Ambiente marinho ou lagunar
SÃO MARCOS 3.000m	Arenito, arenito argiloso, metarenito, quartzito	Estratificação cruzada tabular e acanalada	Ambiente continental a marinho
SERRA DA VEREDA 1.500m	Quartzito puro, dumortierita-quartzito, muscovita-xisto	Estratificação cruzada, marcas onduladas	Ambientes aquosos continental e misto
FAZENDINHA	Quartzitos feldspáticos, sericíticos e conglomeráticos	-	-
BOM RETIRO 500m	Quartzitos,conglomerados	-	-
PAJEÚ 1000m	Arcóseos, conglomerados polimíticos, vulcanitos, ritmitos de metassiltito/metarcóseo	-	-

A Formação Santo Onofre de Kaul (1970) teve a sua denominação mudada para Formação Sítio Novo, pelas seguintes razões:

(1) O Grupo e a Formação Santo Onofre foram denominados independentemente no mesmo ano (1970) por Porcher e Kaul respectivamente;

(2) De acordo com os códigos de nomenclatura estratigráfica (Hedberg, 1976, p. ex.), quando uma unidade é subdividida, o nome original não deve ser empregado para nenhuma das novas subdivisões; já a elevação de categoria de uma unidade não implica na mudança de nome;

(3) Kaul (1970) descreveu o membro Sítio Novo na sua Formação Santo Onofre, de modo que esse nome foi elevado à categoria de formação.

4.5.2 Domínio da Chapada Diamantina

Afloram nesse domínio o Complexo Rio dos Remédios e os grupos Paraguaçu, Chapada Diamantina e Una; os primeiros pertencem ao Supergrupo Espinhaço e o último ao Supergrupo São Francisco.A estratigrafia do Supergrupo Espinhaço na Chapada Diamantina é mostrada na tabela 4.4.

As litologias, estruturas sedimentares e interpretação do ambiente deposicional das formações do Supergrupo Espinhaço que afloram na Chapada Diamantina são mostradas nas tabelas 4.5 a 4.7. Um tratamento mais abrangente e a redefinição dessas unidades litoestratigráficas constam do Capítulo 5, a seguir. Uma observação importante em referência à tabela 4.6, é que constam do Grupo Paraguaçu a Formação Açuruá e o Membro Lagoa de Dentro. Essas unidades não foram mostradas na tabela 4.4, embora o sejam na tabela 4.6 por terem distribuição local. A Formação Açuruá, englobando parte do membro Lagoa de Dentro e parte da Formação Ipupiara, é de existência duvidosa, não tendo sido investigada no campo pelo presente autor.

Tabela 4.4 - Estratigrafia do domínio da Chapada Diamantina

SUPERGRUPO	GRUPO	FORMAÇÃO
Espinhaço	Chapada Diamantina	Morro do Chapéu Caboclo Jacuípe *Flints* Tombador
	Paraguaçu	Guiné Ipupiara Mangabeira Ouricuri do Ouro
	Rio dos Remédios	(não dividido em formações)

Tabela 4.5 - Características litológicas e interpretação do Complexo (Grupo) Rio dos Remédios (Schobbenhaus & Kaul, 1971, Pedreira *et al*, 1989)

LITOLOGIA	ESTRUTURAS SEDIMENTARES	INTERPRETAÇÃO
Riolitos, traquitos, dacitos, tufitos, aglomerados e brechas vulcânicas	-	Derrames vulcânicos através de rifteamentos de crosta
.Arenitos com granulometria bimodal	Estratificações cruzadas: Tabulares, acanaladas, cuneiformes de grande porte Estratificação plano-paralela	Dunas e interdunas em ambiente desértico

Tabela 4.6 - Características litológicas e interpretação sedimentológica das formações componentes do Grupo Paraguaçu (Schobbenhaus & Kaul, 1971; Montes, 1977; Inda & Barbosa, 1978; Souza, 1986; Pedreira & Margalho 1990).

FORMAÇÃO / Membros	LITOLOGIA	ESTRUTURAS SEDIMENTARES	INTERPRETAÇÃO
(a) GUINÉ 160m	- Arenitos	- Estratificação plano-paralela, cruzada de baixo ângulo e sigmoidal	Canais distributários em planície deltáica
	- Metassilltitos - Metassiltitos argilosos - Intercalações de metassiltitos finos - Conglomerado intraformacional	- Laminação plano-paralela - Estratificação *wavy & linsen* - Granocrescência positiva	Zonas interdistributárias, frente deltáica e prodelta
Superior (b) IPUPIARA 0 - 1500m	- Siltito - Arenito	- Laminação sub-paralela - Gradação - Estratificação cruzada acanalada de grande porte - Lentes de fluxo de grãos	Fluvial e eólico (deserto com *wadis*)
Inferior	-Arenito - Folhelho	- Intercamamento - Marcas onduladas - Estratificação cruzada - *Mud cracks*	Estuário
(c) AÇURUÁ	- Quartzitos médios a grossos - Conglomerados	- Granulometria bimodal (?) - Estratif. cruz. de grande porte (?)	Leques aluviais, rios e dunas eólicas
	- Ardósias - Metassiltitos	- Ondulações truncadas (HCS) - Granocrescência positiva	Turbiditos (?)
(b) Lagoa de Dentro	- Quarzitos - Metassiltitos	- Intercamamento	Lacustre (?)
(b) MANGABEIRA 1500m	- Arenitos bimodais - Níveis de seixos de areia - Siltitos - Argilitos	- Estrat. cruz. tabulares e acanaladas cuneiformes de grande porte - Marcas onduladas - Lentes de fluxo de grãos	Dunas e interdunas eólicas, *wadis*
	- Arenitos - Argilitos	- Estratificação cruzada acanalada - Estratificação plano-paralela - Marcas onduladas	Barra transvessais e depósitos de topo de barra em rios entrelaçados
(b) OURICURI DO OURO 0 - 150m	- Conglomerado polimítico sustentado pela matriz com seixos de quartzitos, rochas efusivas e gnaisses - Arenitos seixosos - Arcóseos	- Estratificação cruzada - Marcas onduladas	- Leque aluvial

(a) M. Montes, 1977, (b) Schobbenhaus & Kaul, 1971; (c) Inda & Barbosa, 1978.

Tabela 4.7 - Características litológicas e interpretação sedimentológica das formações componentes do Grupo Chapada Diamantina (Guimarães & Pedreira, 1990; Bomfim & Pedreira, 1990; Pedreira & Margalho, 1990)

FORMAÇÃO	LITOLOGIA	ESTRUTURAS SEDIMENTARES	INTERPRETAÇÃO
(a) MORRO DO CHAPÉU 250m	- Arenitos em lobos de geometria sigmoidal - Argilitos	- Estratificação plano-paralela - Estratificação cruzada revirada - Estratificação convoluta	Frente deltáica ou arenitos de fácies eólica
	- Arenito	- Ondulações truncadas (HCS) - Marcas onduladas - Estratificação cruzada espinha de peixe - Estratificação cruzada acanalada	Planície de maré inferior
	- Conglomerados polimíticos - Arenitos	- Estratificação cruzada tabular e acanalada	Barras longitudinais de sistema fluvial e dunas eólicas
(b) CABOCLO 45 - 350m	- Pelitos - Diamictitos	- Estratificaçãp *wavy & linsen* - Marcas onduladas - *Mud cracks*	Planície de maré média a superior
	- Calcários - Arenitos - Conglomerados	- Ondulações truncadas (HCS) - *Dish structures* - Camadas rompidas	Planície de maré
	- Arenitos - Pelitos - Diamictitos	- Ondulações truncadas (HCS) - Seqüências *coarsening/thichening-up* - Estratificação plano-paralela -Estratificação cruzada	Plataforma progradante dominada por tempestades
(b) TOMBADOR 90 - 400m	- Arenitos de granulometria bimodal	- Estratificação cruzada tabular e acanalada de grande porte - Estratificação planoparalela	Dunas eólicas
	- Conglomerados polimíticos - Arenitos feldspáticos	- Imbricamento de seixos - Estratificação cruzada tabular	Leque aluvial
	- Arenitos - Pelitos - Conglomerados oligomíticos	- Estratificação planoparalela - Estrat. cruz. tabular e acanalada - Marcas onduladas	Barras longitudinais, transversais e depósitos de topo de barra em rios entrelaçados

(a) Brito Neves, 1967, (b) Branner, 1910.

4.6 Grupo Una (Derby, 1905a; p. 5)

O nome Grupo Una se refere aos carbonatos e terrígenos que afloram nas "bacias" de Irecê, Una-Utinga e Ituaçu, respectivamente a norte, leste e sul da área mostrada na figura 4.2. O nome é deriva dos calcários do rio Una, descritos por Derby (1905a). O Grupo Una é dividido nas formações Bebedouro composta por terrígenos (diamictitos, arenitos e argilitos) e Salitre, que compreende carbonatos (calcários e dolomitos). A descrição das duas formações é sumarisada na tabela 4.8.

Tabela 4.8 - Características de litológicas e interpretação sedimentológica das formações componentes do Grupo Una na parte central da Bacia de Irecê (Formação Salitre) e na Bacia de Una-Utinga (Formação Bebedouro), de acordo com Bomfim & Pedreira, 1990 e Pedreira & Margalho, 1990.

FORMAÇÃO	"Unidade"	LITOLOGIA	ESTRUTURAS SEDIMENTARES	INTERPRETAÇÃO
(a) SALITRE (100-240m)	Irecê	. Calcilutito . Marga . Calcarenito . Arenito . Siltito . Sílex	. Laminação plano-paralela . *Tepees*	Talude proximal e distal. Sedimentação em *ponds* e lagunas
	Jussara	. Calcirrudito . Calcarenito intraclástico . Calcissiltito . Calcilutito . Arenito . Siltito	. Oncólitos . Estratificação plano-paralela e *herring bone* . *Mud cracks*	Sub-maré e localmente inter-maré a supra-maré
	Gabriel	. Calcarenito intraclástico . Calcissiltito . Calcilutito	. Laminação cruzada . *Bird"s eyes* . Ondulações com intraclastos . Lenticularidade	Inter-maré a sub-maré sujeito a tempestades
	Nova América	. Laminitos algais . Dolomitos . Argilitos . Sílex	. Tapetes algais . Intraclastos . Laminação cruzada . Ondulações . Lenticularidade . *Bird's eyes* . *Tepees*	Inter-maré a sub-maré com exposição subaérea periódica (supra-maré)
BEBEDOURO (200-350m)	(b)	. *Boulder beds* . Diamictitos . Arenitos . Siltitos . Folhelhos	. Gradação . Ondulações . Estratificação cruzada . Marcas onduladas . Clastos caídos . Ciclicidade	Deposição deltáica e marinha glaciogênicas

(a) Branner, 1910 b; (b) Oliveira & Leonardos, 1940 .

Os trabalhos existentes nas bacias Una-Utinga (Guimarães & Pedreira, 1990; Bomfim & Pedreira, 1990; Pedreira & Margalho, 1990) e de Ituaçu (Pedreira *et al.*, 1975; Brito Neves & Pedreira, 1992) não foram executados no grau de detalhe exigido para a adoção de subdivisão semelhante à da "bacia" de Irecê.

4.7 Formações Superficiais

Embora os processos intempéricos atuem em toda a região mostrada na figura 4.2, as formações superficiais do Terciário e Quaternário são predominantes no embasamento cristalino a leste da Chapada Diamantina e na região entre essa chapada e o Espinhaço Setentrional. Trata-se geralmente de coberturas residuais relacionadas às superfícies post-Gondwana e Velhas de King (1956) que possuem uma morfologia plana. Sobre a Chapada Diamantina essas coberturas consistem em solos argilo-arenosos avermelhados a amarelados que têm a sua formação relacionada às zonas peneplanizadas existentes na região.

4.8 Tectônica

4.8.1 Terrenos Granulíticos

Os terrenos granulíticos foram afetados por dois episódios de deformação (Barbosa *et al.*, 1992). O primeiro episódio (F1) pode ser observado nos quartzitos com granada das rochas supracrustais do domínio Jequié-Mutuípe-Maracás. Ele deforma a foliação/bandamento preexistente em dobras recumbentes com vergência para oeste e eixos suborizontais NNE-SSW. O segundo evento é observado especialmente no Domínio da Costa Atlântica, além do limite oriental da área da figura 4.2. Em partes do Domínio Jequié-Mutuípe Maracás onde o segundo evento deformacional não foi muito intenso, podem ser encontrados exemplos de superposição de dobras co-axiais com eixo suborizontal (F1+F2). O transporte tectônico é para oeste.

4.8.2 Terrenos Granito-*Greenstone* e Seqüências Vulcanossedimentares

Os terrenos granito-*greenstone* situados na parte leste da figura 4.2 foram pouco estudados pelo autor. Entretanto, a análise dos trabalhos anteriores mostrou que na serra de Jacobina existem evidências de falhas contracionais com transporte tectônico para oeste, o que também ocorre na região de Contendas do Sincorá. Nos gnaisses de Senhor do Bonfim e do Complexo Caraíba ao longo da BR-242, pode-se notar bons exemplos de falhas contracionais de baixo ângulo, com transporte tectônico para oeste. Os dobramentos, mais abertos no Domínio Jequié-Mutuípe-Maracás, ficam mais apertados nessa região (figura 4.3).

Nos gnaisses do Paramirim existe transporte tectônico para oeste e leste, posicionando suas rochas sobre os metassedimentos do Espinhaço Setentrional a oeste e da Chapada Diamantina Ocidental a leste (figura 4.4). Jardim de Sá (1981) propõe que o Complexo Paramirim possua um bloco central elevado o que também acontece na região de Abaíra-Jussiape, de acordo com Machado & Sabaté (1988). Nessa região a elevação do bloco sub-verticaliza os sedimentos basais da Chapada Diamantina.

As rochas da serra de Jacobina, estudadas por Costa *et al.* (1990) ao longo da BR-324 entre o rio Itapicuru e a cidade de Jacobina, mostram uma sucessão de zonas de cisalhamento alternadas com pacotes de rochas pouco ou não deformadas, que preservam as estruturas sedimentares. As zonas

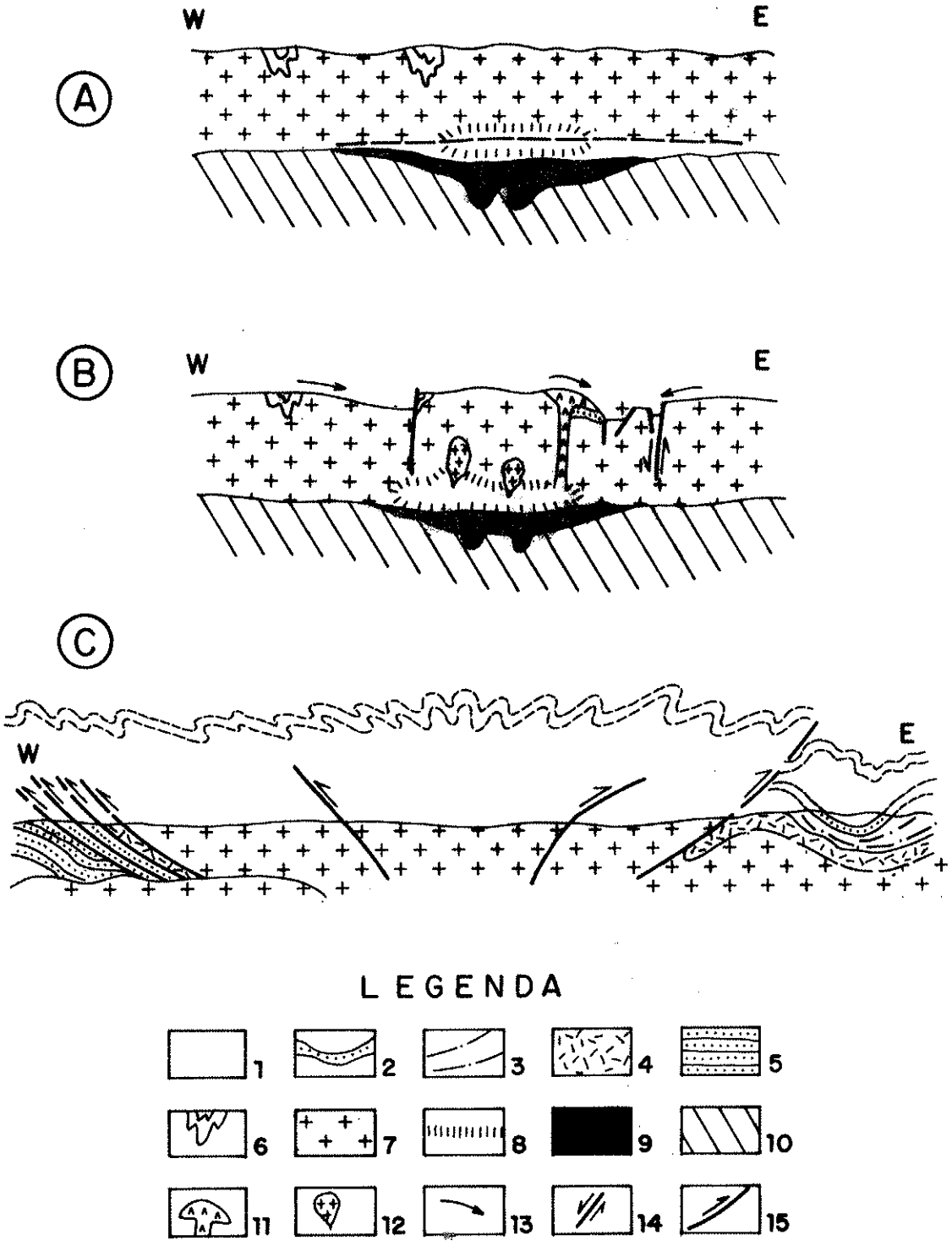


Figura 4.4 - Evolução tectônica do Complexo Paramirim; A e B: modificado de Jardim de Sá *et al.*, 1976; C: modificado de Uhlein & Pedreira (1989).
Legenda: 1-Formação Caboclo; 2-Formação Tombador; 3-Grupo Paraguaçu; 4-Grupo Rio dos Remédios; 5-Grupos Oliveira dos Brejinhos e Santo Onofre; 6-Remanescentes supracrustais; 7-Gnaisses e migmatitos; 8-Camada subcrustal instável; 9-Magma básico trapeado na base da crosta; 10- Manto superior; 11-Rochas vulcânicas ácidas; 12-Granitos diapíricos; 13-Paleocorrentes; 14-Falhas extensionais; 15-Falhas contracionais

mais importantes limitam os metassedimentos da serra de Jacobina com os gnaisses a leste e têm as seguintes características:

(1) frações lenticularizadas de gnaisses e quartzitos;

(2) padrão amendoado paralelo à foliação milonítica e com mergulho forte para leste; e

(3) dobras intrafoliais e dobras ligadas a cisalhamento diferencial.

A zona de cisalhamento ocidental, que limita a serra de Jacobina com o embasamento dentro da cidade homônima, é caracterizada por quartzitos laminados cujas foliações S e C (respectivamente sigmoidal e de cisalhamento) são inclinadas suavemente para leste e a lineação de estiramento tem caimento para sudoeste, existindo indicações de movimento sinistral deduzidas pelas relações S-C. Esses autores concluiram pelo alçamento dos metassedimentos sobre o embasamento a oeste e uma relação semelhante a leste que, aliados ao deslocamento sinistral, indicam movimento transpressional SE-NW, dando razão a Griffon (1967) que interpretou a estrutura da serra de Jacobina como devida a dobras-falha.

As rochas do Grupo Contendas-Mirante foram submetidas a pelo menos três episódios de deformação, denominados por Marinho (1991) do mais novo para o mais antigo de P_R, P_{R-1} e P_{R-2}. O episódio P_R corresponde a dobras não cilíndricas, verticais, ou de estilos misturados. Os episódios P_{R-1} e P_{R-2} correspondem respectivamente a dobras isoclinais com amplitude variável e eixos na direção NNW-SSE e ***kink-folds*** restritas à região de Contendas do Sincorá.

4.8.3 Coberturas (Meta) Sedimentares Precambrianas

a) Espinhaço Setentrional

O Espinhaço Setentrional mostra uma geometria de leque imbricado com diversos cavalgamentos e transporte tectônico para oeste, de modo que a estratigrafia está invertida: o embasamento cavalga sobre a Formação Boquira e esta sobre os grupos Oliveira dos Brejinhos e Santo Onofre. Essa fase é caracterizada por zonas de cisalhamento dúcteis com So paralelo a S_1 e estiramento mineral E-W cujo caimento é de 45° para leste. As dobras são isoclinais ou assimétricas inclinadas com vergência para oeste e dobram o conjunto So-S_1. Localmentepode ser detectada uma clivagem mergulhando 20°-30° para 290° (Uhlein & Pedreira, 1989). É possível que os locais onde essa clivagem é detectada estejam em flancos normais de dobras. Para oeste as dobras ficam mais suaves, conservando a mesma vergência e o metamorfismo diminui mantendo-se entretanto uma clivagem ardosiana plano-axial às dobras, com mergulho de 60° para nordeste (060°).

b) Chapada Diamantina

A Chapada Diamantina foi dividida por Danderfer Filho (1990) em quatro domínios estruturais, baseados na distribuição espacial, orientação, freqüência e os estilos dos elementos tectônicos de cada um deles. Esses domínios, mostrados na figura 4.5 são:

(1) Morro do Chapéu;
(2) Gentio do Ouro;
(3) Piatã; e
(4) "Bacia" de Irecê.

Neste estudo é adicionado um quinto domínio, correspondente à "bacia" Una-Utinga, que embora incluída por Danderfer Filho (1990) no domínio estrutural de Piatã tem elementos tectônicos característicos que justificam a sua separação (figura 4.5).

Domínio Estrutural 1 - Morro do Chapéu (CD 1)

Apenas a extremidade sul do domínio estrutural é abrangida pela área do estudo.

Ocorrem nesse domínio sedimentos dos grupos Chapada Diamantina, Paraguaçu e Una; é uma região com baixa magnitude de deformação. As principais feições presentes são dobramentos de eixo N-S: de oeste para leste, o anticlinal do morro do Pai Inácio, cujo eixo se prolonga para norte com sinuosidades e deslocamentos passando ao anticlinal de Morro do Chapéu e o sinclinal de Campinas (figura 4.5). O seu limite ocidental apresenta-se moderadamente estruturado por falhas de empurrão com transporte tectônico para leste e sudeste (Dominguez & Rocha, 1991). Outra importante feição que separa esse domínio da "bacia" de Irecê é a falha do rio São João (Guimarães & Pedreira, 1990). Essa falha tem direção N-S e está situada entre o flanco ocidental do anticlinal do morro do Pai Inácio e a "bacia" de Irecê. No plano da falha existem fracas evidências de *slickensides* com caimento para norte e ela é preenchida por brecha que consiste em blocos de arenitos e conglomerados. A atitude dos *slickensides* indica movimentos laterais e verticais.

Domínio Estrutural 2 - Gentio do Ouro (CD 2)

Esse domínio abrange apenas rochas do Supergrupo Espinhaço e, tal como o domínio estrutural de Morro do Chapéu, apresenta baixas magnitudes de deformação (Danderfer Filho, 1990). Nesse domínio as principais feições estruturais são os anticlinais de Açuruá e Uibaí que correspondem a dobramentos suaves e abertos com eixos na direção NNW-SSE sem vergência nítida. Esses dobramentos têm clivagem associada localmente. (Danderfer Filho, 1990).

Domínio Estrutural 3 - Piatã (CD 3)

A maior parte da área do estudo está englobada neste domínio, situado a sul dos dois anteriores apresentando *structural grain* NNW-SSE. Sua magnitude de deformação é relativamente alta e variável; as maiores deformações são observadas em seu setor sudoeste, descrescendo daí para norte e leste. O domínio é caracterizado por apresentar um grande número de falhas de empurrão em geral com vergência para ENE. Os dobramentos que constituem suas feições mais salientes têm eixos orientados subparalelamente às falhas supracitadas e em geral mostram duplo caimento. Na parte ocidental apresentam ângulos interflancos da ordem de 80° podendo ser classificadas como dobras abertas (*open folds;* McClay, 1987; p.49) e para leste passam a dobras suaves. As dobras situadas mais a oeste podem se mostrar assimétricas e com vergência para leste, como o sinclinal de Piatã.

Os dobramentos mais importantes desse domínio estrutural são:

Anticlinal de Cabrália (13 na figura 4.5): Esta dobra é a continuidade para NNW da exposição do embasamento na região Abaíra-Jussiape. Na verdade trata-se de um anticlinório limitado a leste pela falha contracional que marca o Lineamento Barra do Mendes-João Correia. Os seus flancos mergulham no máximo 55° e ele é cortado por inúmeras falhas inversas que fazem parte daquele lineamento. Essas estruturas não são penetrativas, de modo que a estratificação original dos sedimentos é preservada. Uma secção ao longo do seu eixo permite observar a sucessão estratigráfica do Grupo Rio dos Remédios e das formações Ouricuri do Ouro e Mangabeira.

Sinclinal de Boninal (8 na figura 4.5) Essa estrutura consiste em um sinclinório formado por duas serras aproximadamente paralelas (Anexo I) que estendem por cerca de 90km na direção NNW-SSE. O seu flanco ocidental encontra-se redobrado na região de Sonhém e o oriental é parcialmente invertido a SE de Boninal, conforme mostram as relações So-S_1 (So com mergulho maior que S_1). A leste desse flanco, na altura de Sonhém, essas mesmas relações na Formação Guiné já indicam flanco normal.

Anticlinal de Seabra (7 na figura 4.5): Esse anticlinal é a principal estrutura da área em termos de magnitude, estendendo-se na direção NNW-SSE desde Água de Rega até Ibicoara em uma distância de 180km. Ao longo do seu eixo e dos seus flancos a relação S_0-S_1 indica que é uma dobra normal, parcialmente truncada a sudoeste pelo Lineamento Barra do Mendes-João Correia. Ao longo da BR-242 e próximo a Água de Rega notam-se nesse anticlinal sigmoides formadas pelo deslizamento interestratal.

Anticlinal do Pai Inácio (4 na figura 3.5): Desenvolve-se paralelamente ao anticlinal de Seabra e é separado dele por um sinclinal estreito formado pela serra do Esbarrancado, que é o prolongamento meridional do sinclinal de Irecê. Esse anticlinal forma a serra do Sincorá, dentro da qual em janelas erosivas, aflora a Formação Guiné.

Os eixos das dobras descritas acima são ondulados ao longo de duas faixas leste-oeste. A mais meridional estende-se desde Abaíra até Mundo Novo, expondo o embasamento na primeira localidade e a Formação Guiné em uma janela erosiva na última. A faixa setentrional abrange a região de Boninal a oeste e o vale do Capão (na região entre Lençóis e Andaraí) a leste, expondo a Formação Ouricuri do Ouro a oeste de Boninal e a Formação Guiné no vale do Capão (foto 4.1).

Separando o anticlinal de Cabrália das demais estruturas está uma linha que passa pelas localidades de Barra do Mendes-João Correia. A oeste de Boninal ele consiste em uma zona transpressional com planos de cisalhamento não penetrativos que deixam entre si "amêndoas" de cisalhamento nas quais estão preservadas estruturas sedimentares tais como estratificações cruzadas. Esse lineamento também foi examinado no Fecho da Lapa, boqueirão situado 1km a leste de João Correia. Aí o cisalhamento forma um leque imbricado, dentro de cujos planos de cisalhamento a estratificação original e as estruturas sedimentares (marcas onduladas) estão preservadas. As lineações de estiramento (Lx) medidas aí indicam que as movimentações laterais dentro do lineamento são desprezíveis. Já a oeste de Sonhém, as sigmóides indicam movimento sinistral. Cabe mencionar que, após a identificação da estrutura por Jardim de Sá *et al.* (1976), o lineamento não foi representado nos trabalhos regionais de Inda & Barbosa (1978), Souza & Guerra (1986) e Danderfer Filho (1990).

Um importante sistema de falhamentos limita a leste a serra do Sincorá no topo da Formação Tombador, separando-a em parte da Formação Caboclo, e do Grupo Una.

c) "Bacia" de Irecê

Essa "bacia" foi considerada por Danderfer Filho (1990) como um dos domínios estruturais da Chapada Diamantina. As características sedimentológicas e estruturais da bacia entretanto, justificam a sua descrição independente.

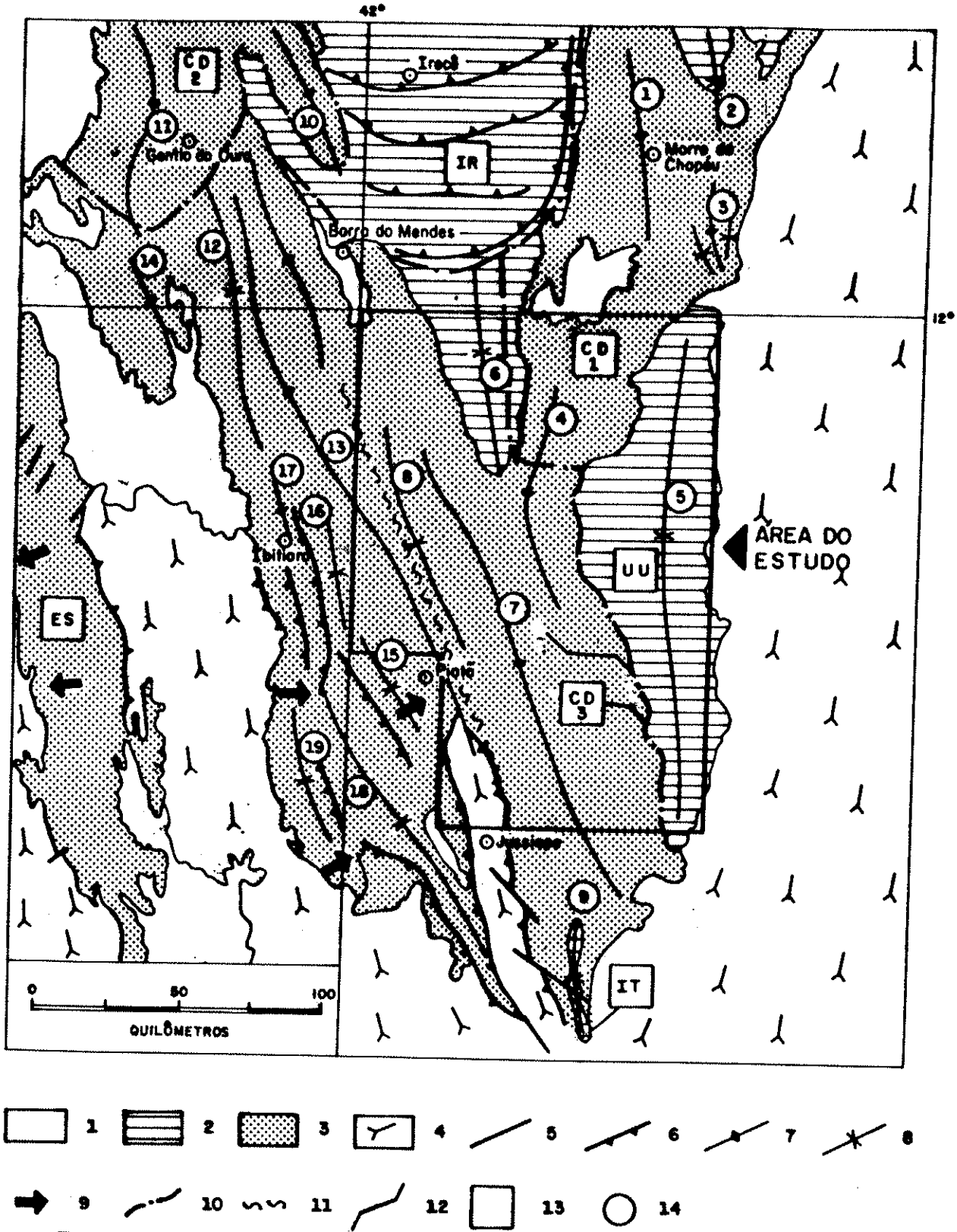


Figura 4.5 - Domínios estruturais da Chapada Diamantina e do Espinhaço Setentrional. *Legenda: 1 - Coberturas Cenozóicas; 2 - Grupo Una; 3 - Supergrupo Espinhaço; 4 - Embasamento; 5 - Falha extensional; 6 - Falha contracional; 7 - Anticlinal; 8 - Sinclinal; 9 - Vergência; 10 - Limite entre domínios estruturais; 11 - Lineamento Barra do Mendes-João Correia; 12 - Fraturas de Riedel; 13 - Domínios estruturais: CD - Chapada Diamantina; ES - Espinhaço Setentrional; IR - "Bacia" de Irecê; IT - "Bacia" de Ituaçu; UU - "Bacia" Una-Utinga;14 - Designação das estruturas: (1) Morro do Chapéu; (2) Campinas; (3) Dobramentos de Wagner; (4) Morro do Pai Inácio; (5) Una-Utinga; (6) Irecê; (7) Seabra; (8) Boninal; (9) Ituaçu; (10) Uibaí;(11) Açuruá; (12) Mangabeira; (13) Cabrália; (14) Brotas; (15) Piatã;(16) Quitéria; (17) Ibitiara; (18) Rio de Contas; (19) Água Quente.* Modificado de Danderfer Filho (1990).

Foto 4.1 Vale do Capão visto da estrada entre Palmeiras e Caeté-Açu. No centro do vale aflora a Formação Guiné, sotoposta à Formação Tombador que constitui as escarpas.

A estruturação leste-oeste da "bacia" de Irecê, com dobramentos que diminuem de amplitude em direção a sul, foi interpretada por Pedreira *et al.* (1975) e Bomfim *et al.* (1985) como produto de deslizamento gravitacional, do qual esses últimos autores mostram diversas evidências. Entretanto, Danderfer Filho (1990) dá uma interpretação diferente à mesma, a partir da coleta de novos dados.

Na "bacia" está evidente a interferência dos dois eventos estruturais que, na sua opinião deformaram toda a Chapada Diamantina. Assim, a bacia de Irecê corresponde a um grande sinclinal de eixo aproximadamente norte-sul, cuja nucleação sucedeu durante o primeiro evento. O sistema de dobramentos superposto a essa estrutura, com empurrões de direção leste-oeste (figura 4.5) e transporte tectônico para sul, relaciona-se a uma fase de deformação progressiva decorrente do segundo evento (Lagoeiro, 1990). Essa seqüência de eventos já havia sido proposta por Brito Neves (1972) como resultado de um empurrão vindo do norte, com deslizamento dos sedimentos ao lomgo de rampas laterais direcionais. Nos flancos da bacia, os sedimentos carbonáticos são empurrados sobre os sedimentos terrígenos do Supergrupo Espinhaço, conforme foi mencionado na descrição do Domínio Estrutural 1 - Morro do Chapéu.

d) "Bacia" Una-Utinga

A "bacia" Una-Utinga consiste em terrígenos e carbonatos das formações Bebedouro e Salitre, respectivamente, depositados em discordância angular sobre a Chapada Diamantina a oeste e em não conformidade sobre o embasamento a leste (figura 4.2). Lima et al. (1981) a descrevem

como um sinclinal de eixo aproximadamente N-S fracamente tectonizado e com fraturas de orientação NW-SE e leste-oeste, limitado por uma falha no seu flanco sudoeste.

e) "Bacia" de Ituaçu

Esta "bacia" forma um pequeno sinclinal aberto com caimento para sul e vergência para leste (Lima *et al.*, 1981). Enquanto a sua metade setentrional repousa em contato gradativo sobre o Grupo Paraguaçu, na meridional existem na Formação Salitre evidências de transporte tectônico para nordeste constantes de dobras inclinadas com flancos paralelos. Os eixos dessas dobras são sub-horizontais com caimento fraco para noroeste e sudeste. No flanco sudoeste da bacia a Formação Tombador apresenta um conjunto de lineamentos paralelos de direção NNW-SSE coincidentes com lineações existentes nos planos de estratificação da Formação Bebedouro (Brito Neves & Pedreira, 1992).

CAPÍTULO 5: O SUPERGRUPO ESPINHAÇO NA CHAPADA DIAMANTINA CENTRO-ORIENTAL

5.1 Estratigrafia

A revisão estratigráfica aqui apresentada é apenas uma proposta que poderá ser desenvolvida posteriormente, uma vez que os autores anteriores não trazem em suas descrições todos os requisitos necessários à formalização de unidades litoestratigráficas (Hedberg, 1976; CENE, 1986; Art. B.19). Por essa razão, nas descrições a seguir foi seguido essencialmente modelo de Laajoki *et al.* (1989) que formalizaram a litoestratigrafia de parte do *Kainuu Schist Belt* (Paleoproterozóico da Finlândia) com base em trabalhos anteriores não necessariamente dirigidos a essa finalidade. Embora a área estudada por esses autores tenha apenas cerca de 180km², as litologias ali existentes guardam muitas semelhanças com as do Supergrupo Espinhaço, abordadas na presente pesquisa. Um aspecto importante das descrições vistas a seguir, é que elas se referem às unidades litoestratigráficas apenas na área do mapa geológico anexo. Assim, não ocorrem nelas todas as feições referidas nas tabelas do capítulo anterior.

Para o estabelecimento da presente proposta, foram analisados os trabalhos mencionados no Capítulo 2, imagens Landsat TM e fotografias aéreas convencionais. Essas atividades foram complementadas pela execução dos trabalhos de campo mencionados no Capítulo 3. A integração desses dados levou ao estabelecimento da coluna estratigráfica para a região centro-oriental da Chapada Diamantina mostrada na tabela 5.1.

Tabela 5.1 - Estratigrafia do Supergrupo Espinhaço no centro-leste da Chapada Diamantina

GRUPO	FORMAÇÃO	MEMBRO
Chapada	Morro do Chapéu	
	Caboclo	
Diamantina	Tombador	Lavras
Paraguaçu	Guiné	
	Mangabeira	
	Ouricuri do Ouro	
Rio dos Remédios		

Em relação à estratigrafia proposta por Inda & Barbosa (1978; tabela 2.3), há uma diferença: eles consideraram acima da Formação Mangabeira as formações Lagoa de Dentro e Açuruá, esta última como foi visto, abangendo partes das duas anteriores. A primeira foi definida inicialmente como membro e, mais importante, sua posição é na **parte média** da Formação Mangabeira (Schobbenhaus & Kaul, 1971; p. 120). Mesmo abstraindo esses fatos, para uma formação situada no topo do Grupo Paraguaçu, o nome prioritário seria Formação Guiné, dado por M. Montes em 1977.

5.1.1 Grupo Rio dos Remédios (substitui o Complexo Rio dos Remédios de Schobbenhaus & Kaul, 1971; p.120)

Esta seqüência foi descrita inicialmente como Complexo Rio dos Remédios. A sua mudança de categoria, de complexo como originalmente chamado, para grupo, atende aos códigos de nomenclatura estratigráfica cujos critérios para a classificação de rochas sedimentares, metamórficas e ígneas são mostrados na figura 3.2. De acordo com Hedberg (1976; p. 35), um complexo é caracterizado por uma estrutura altamente complicada, de modo que a seqüência original das rochas componentes esteja obscurecida. Como os derrames vulcânicos do Grupo Rio dos Remêdios se comportam de maneira estratiforme de modo que sua posição é definida, eles se enquadram na categoria das rochas ígneas estratificadas (figura 2.3; última coluna à direita). Por outro lado, a denominação de grupo já foi usada por alguns autores (Pedreira & Mascarenhas, 1974, por exemplo).

O seu nome provém do rio dos Remédios, afluente da margem direita do rio Paramirim, que drena uma grande parte da sua área de ocorrência. Está depositado sobre o complexo gnaissico-migmatítico do embasamento e seu contato superior é com a Formação Ouricuri do Ouro ou, na sua ausência, com a Formação Mangabeira (Schobbenhaus & Kaul, 1971). A sua espessura foi estimada por esses autores em algumas centenas de metros; a sudoeste da cidade de Rio de Contas, foram medidos 300 metros (Pedreira *et al.*, 1975).

O Grupo Rio dos Remédios aflora desde a região de Ibitiara até Paramirim e Itanagé, contornando o limite sudoeste da Chapada Diamantina e estendendo-se para norte por João Correia. Também aflora em uma faixa a sudeste de Mata da Boa Vista e provavelmente como um corpo isolado a noroeste de Cedro (Anexo I). Schobbenhaus & Kaul (1971) não mencionam uma secção-tipo para o grupo; entretanto, boas exposições do mesmo encontram-se nas estradas que ligam Rio de Contas a Marcolino Moura e Livramento de Brumado, e Abaíra a Piatã (figura 1.2).

O Grupo Rio dos Remédios compreende rochas vulcânicas ácidas e metassedimentos (figura 5.1). As rochas vulcânicas são representadas por riolitos, dacitos, traquitos, tufitos, aglomerados e brechas vulcânicas. Em certos locais elas têm intercalações de quartzitos, quartzitos sericíticos, conglomerados constituídos por seixos de quartzo, bem como xistos com alumínio-silicatos. Grande parte dessas rochas vulcânicas está transformada em xistos quartzosos e sericíticos, geralmente com evidências de cataclase. De acordo com McReath *et al.* (1981) é difícil ou impossível aplicar diagramas discriminantes isotópicos convencionais para a determinação da origem dessas rochas.

Os sedimentos associados às rochas vulcânicas compreendem arenitos brancos ou rosa de granulometria bimodal com estratificação cruzada tabular e acanalada, de geometria cuneiforme. A sudoeste de Rio de Contas, estratificações plano-paralelas em quartzitos cinza claro e rochas argilosas metamorfisadas, situadas entre seqüências de estratificação cruzada acanalada cuneiforme, devem marcar superfícies limitantes de 1ª ordem.

A existência do Grupo Rio dos Remédios tem sido contestada entre outros autores, por Lima *et al.* (1981). Eles situaram essas vulcânicas e quartzitos na base da sua Formação Seabra, como intrusivas xistificadas em um pacote quartzítico preexistente, afetado por cisalhamento na serra de Rio de Contas (a sudoeste da cidade homônima). Mais recentemente R. A. Santos (inf. verbal, 1992) sugeriu que as vulcânicas estejam relacionadas ao granito de Jussiape. Entretanto, como essa seqüência é contínua ao longo da borda ocidental da Chapada Diamantina desde Ibitiara até João Correia (figura 1.2) e *corpos de rochas vulcânicas de forma mais ou*

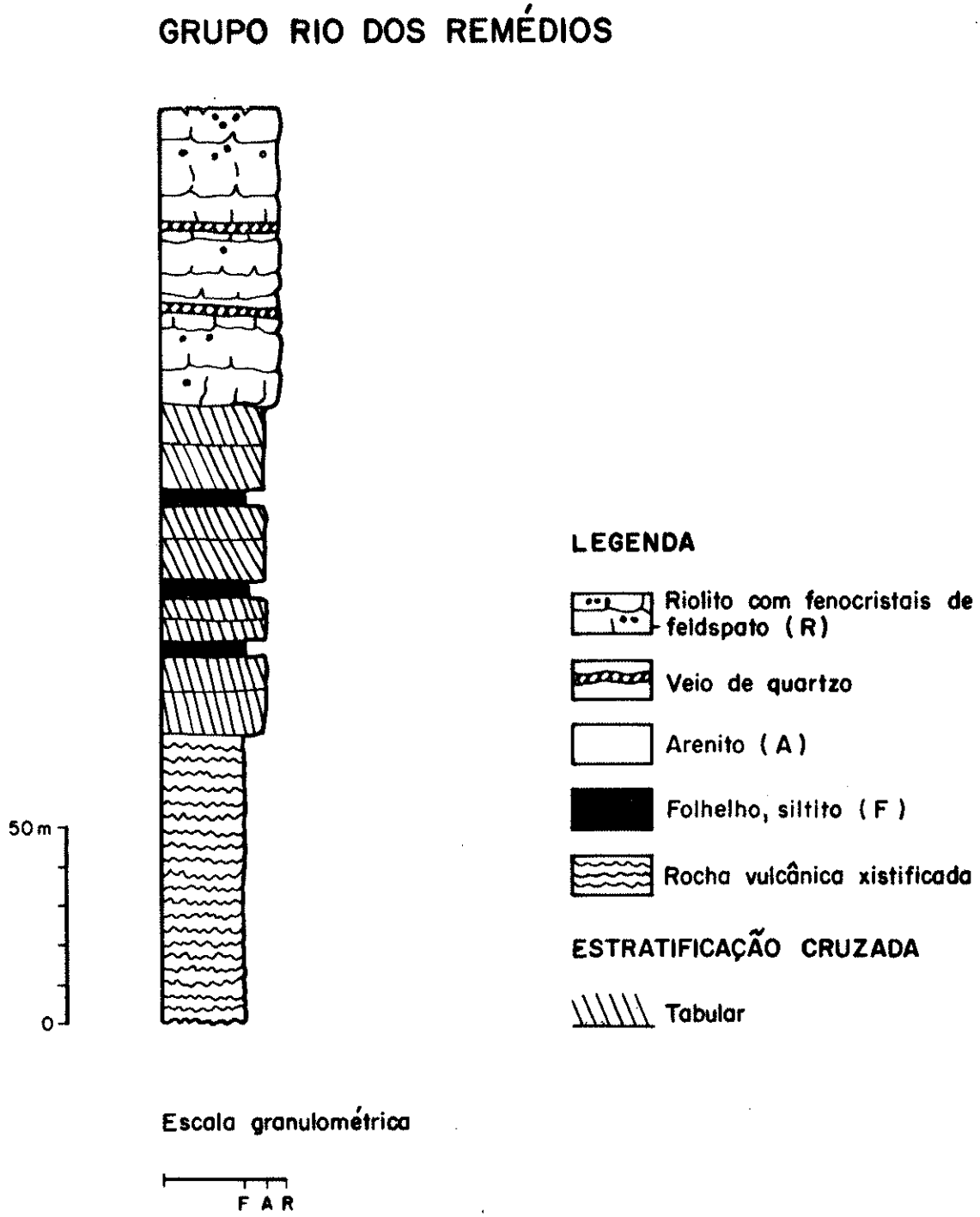


Figura 5.1 - Coluna estratigráfica do Grupo Rio dos Remédios na estrada Piatã - Abaíra

menos tabular concordantes com a estratificação geral, podem constituir-se em unidades litoestratigráficas formais (CENE, 1986; p.381), é mantida aqui a denominação Grupo Rio dos Remédios, considerando as vulcânicas, sejam elas efusivas ou intrusivas, da maneira acima.

5.1.2 Grupo Paraguaçu (Derby, 1906; p.386)

A denominação de Grupo Paraguaçu foi dada inicialmente aos quartzitos situados abaixo dos conglomerados que Derby chamou de Grupo Lavras, nos primórdios dos estudos geológicos sobre a Chapada Diamantina. Essa denominação foi posteriormente estendida para toda a seqüência sotoposta aos quartzitos e conglomerados da Formação Tombador por Kegel (1959), com o nome de Lavras média. Embora Lima *et al.* (1981) mencionem que o nome Paraguaçu não obedeceu aos códigos de nomenclatura estratigráfica, devem ser levados em consideração os seguintes fatos:

(1) Derby (1906; p.386) descreveu: *The lower member may take the name of Paraguassú group, as it is especially well developed in the vicinity of Santa Isabel (or São João) de Paraguassú.*

(2) A litologia dessa unidade foi referida por Derby (1906) como uma *flaggy, reddish portion* (p.386), não mencionando que rochas têm essa característica. Ao contrário do que afirmam Lima *et al.* (1981) arenitos argilosos e folhelhos arenosos ocorrem acima do Grupo Lavras (Capítulo 2).

(3) Nos arredores de Mucugê abaixo dos conglomerados (figura 5.13B) afloram arenitos plaqueados. Sem essa característica eles se estendem por todo o núcleo do anticlinal de Seabra ao longo do curso superior do rio Paraguaçu (Anexo I).

Na região de Brotas de Macaúbas, Schobbenhaus & Kaul (1971) dividiram a seqüência sedimentar da Chapada Diamantina em diversas formações que denominaram de Grupo Chapada Diamantina (figura 2.2). A partir da análise do mapa apresentado por esses autores conjuntamente com o Mapa Geológico do Estado da Bahia e o de Souza & Guerra (1986, figura 2.5), chegou-se à conclusão que parte das formações descritas por Schobbenhaus & Kaul corresponde ao Grupo Paraguaçu. Das formações em que se divide o grupo (tabela 4.6), foram reconhecidas na área do estudo as formações Ouricuri do Ouro, Mangabeira e Guiné; as formações Ipupiara e Açuruá por terem geometria lenticular se restringem à região a norte de Brotas de Macaúbas. O Grupo Paraguaçu na região centro-oriental da Chapada Diamentina é dividido nas seguintes formações:

a) Formação Ouricuri do Ouro (Schobbenhaus & Kaul, 1971; p.120)

A Formação Ouricuri do Ouro aflora em uma região a cerca de 15km a sudeste de Brotas de Macaúbas, nos arredores da cidade homônima e estende-se a oeste da serra da Mangabeira por 90km na mesma direção sudeste. Uma secção típica está na fazenda Mata, nordeste de Ibitiara (figura 1.2); outra secção bem exposta encontra-se entre Mocambo e Ibitiara, na base da serra da Mangabeira. Na área da pesquisa (Anexo I), a formação aflora a oeste do Lineamento Barra do Mendes-João Correia, entre as localidades de Vereda e Mata da Boa Vista.

A Formação Ouricuri do Ouro está comumente sobre o embasamento cristalino, mas a sudeste de Ibitíara é concordante com o Grupo Rio dos Remédios; o contato superior com a Formação Mangabeira é gradativo. Ela consiste em um conglomerado mal classificado formado

por seixos e matacões bem arredondados de quartzitos, quartzo leitoso, gnaisse, itabirito e rochas metavulcânicas ácidas. A sua matriz é arenosa, arcosiana, areno-argilosa ou quartzo-sericítica. Localmente contém pequenas intercalações de quartzito conglomerático, arcóseo e rochas vulcânicas ácidas (figura 5.2; Schobbenhaus & Kaul, 1971).

Esse conglomerado ocorre também entre Cabrália e Bela Sombra e 10km a oeste de Boninal. No último local está parcialmente afetado pelo Lineamento Barra do Mendes-João Correia, de modo que alguns seixos de composição argilosa estão estirados. A oeste de Cedro o conglomerado está completamente laterizado: a matriz é vermelha e os seixos aparecem brancos, podendo-se ainda notar a estrutura conglomerática.

b) Formação Mangabeira (Schobbenhaus & Kaul, 1971; p.118)

Essa formação é amplamente distribuída na região de Brotas de Macaúbas e no núcleo do anticlinal situado cerca de 50km a sudeste dessa cidade (figura 2.2). O seu nome deriva da Serra da Mangabeira, que forma o limite ocidental da Chapada Diamantina. A formação está bem exposta na rodovia entre Brotas de Macaúbas e Ipupiara, e nas regiões de Seabra, Guiné, Cascavel e Ibicoara (Anexo I). A extensão da sua área de afloramento para as últimas localidades citadas (Seabra, etc.) se fez da seguinte maneira: no mapa de unidades deposicionais de Souza & Guerra (1986; figura 2.5) a unidade VI corresponde à Formação Mangabeira de Schobbenhaus & Kaul (1971; figura 2.2); a figura 2.4 mostra que o mapa de Souza & Guerra (1986) se superpõe à região de Seabra, onde aflora, de acordo com Inda & Barbosa (1978), o "Conjunto Pelítico-Psamítico Não Dividido" do Grupo Paraguaçu. Assim, o "conjunto" acima corresponde à unidade VI de Souza & Guerra (1986) e, consequentemente, à Formação Mangabeira de Schobbenhaus & Kaul (1971).

Na Chapada Diamantina Centro-oriental, o contato superior da Formação Manbadeira é com a Formação Guiné; nos locais onde esta não se depositou, ou foi erodida (oeste de Seabra e leste de Cascavel) é com a Formação Tombador. O contato basal, com a Formação Ouricuri do Ouro é exposto na região de Cabrália-Bela Sombra. Schobbenhaus & Kaul (1971) não descreveram uma secção-tipo para essa formação. O estudo de diversos afloramentos da mesma mostrou que afloramentos típicos dela encontraram- se a norte e oeste de Ibicoara (parte inferior) e entre Velame e Seabra (parte superior).

A parte inferior da formação (figura 5.3), equivalente às "camadas Barra da Estiva" de Pedreira *et al.* (1989), aflora desde o limite meridional do Anexo I até a altura da BA-142 e, a oeste do Lineamento Barra do Mendes João Correia, na região de Vereda. Essa seqüência consiste em arenitos rosa de granulação fina a média, com grãos angulosos e palhetas de biotita limitando planos de estratificação, e níveis de conglomerados com seixos sub-centimétricos. A norte de Ibicoara, nas superfícies de estratificação são notadas lineações de partição e *mud chip conglomerates*. A leste e oeste do entroncamento da BA-112 com a estrada que vai para João Correia, esses arenitos formam barras em cujo topo existem marcas onduladas linguóides.

A parte superior da formação, chamada por Pedreira *et al.* (1989) de "camadas Ibicoara" aflora ao longo de duas faixas que limitam a sua parte inferior a leste e oeste até a altura da BA-142. Daí para norte aflora nas regiões da Guiné, Baraúnas, Velame e até 20km a norte de Seabra. A oeste do Lineamento Barra do Mendes-João Correia aflora em uma faixa que se estende do limite sul da área do Anexo I, até a oeste de Cedro. Essa parte da formação consiste em arenitos de granulação fina a média com distribuição bimodal, isto é níveis alternados de cada granulometria com espessura de uns poucos grãos. Esses arenitos formam seqüências com estratificação cruzada tipo Xi (Allen,1963) como ocorre a sudoeste de Ibicoara, seguidas em direção ao topo

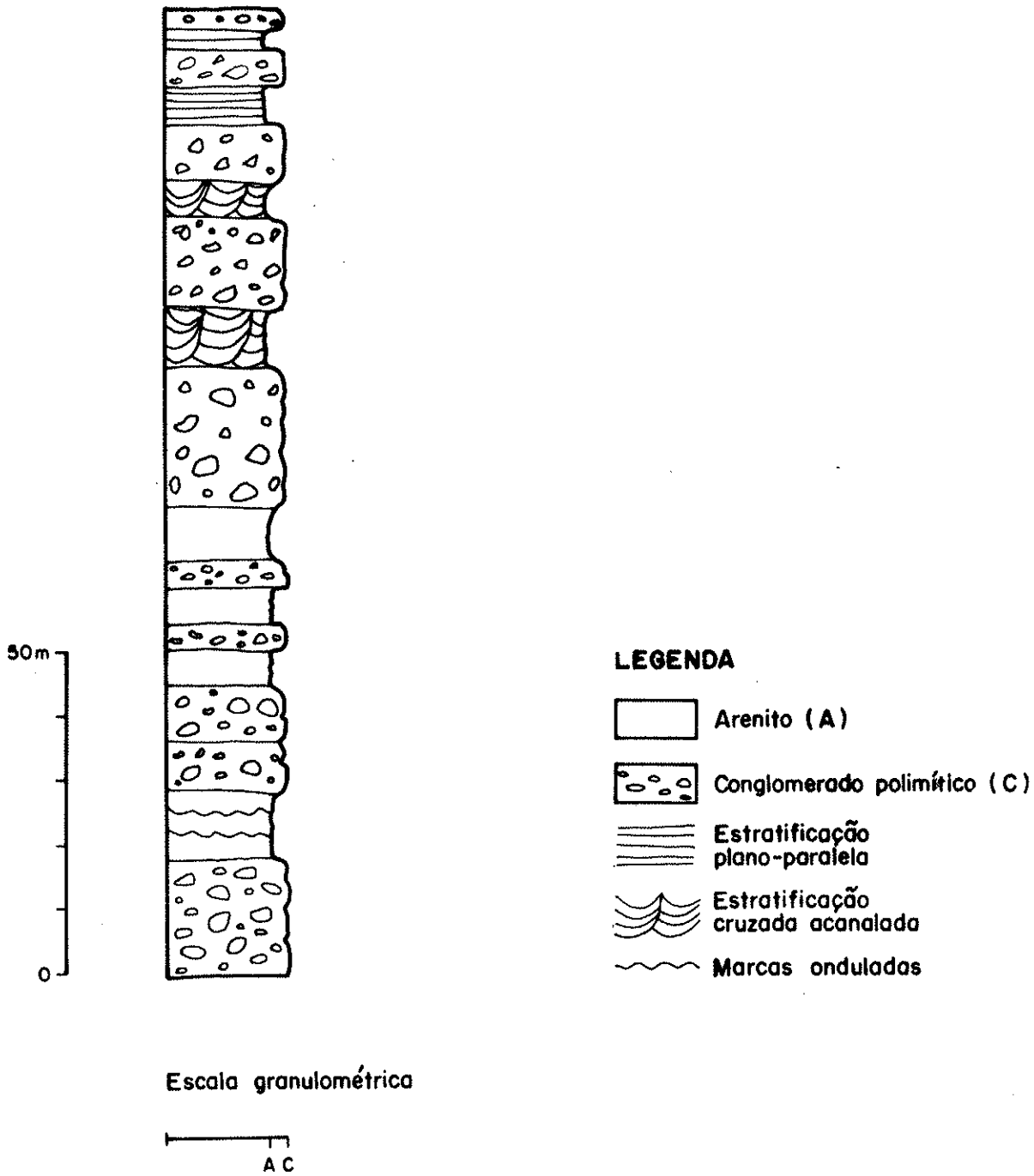


Figura 5.2 - Coluna estratigráfica composta da Formação Ouricuri do Ouro

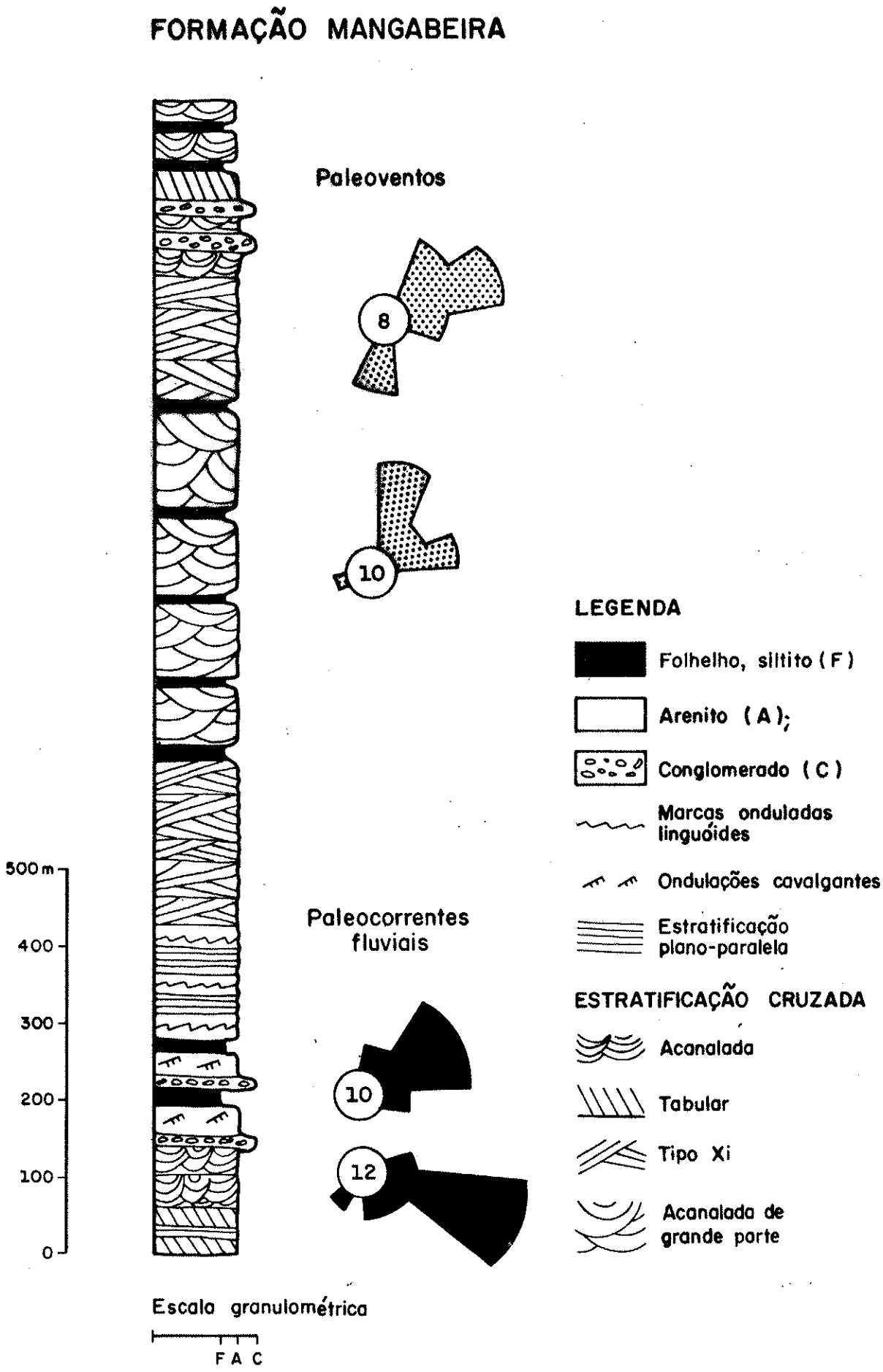


Figura 5.3 - Coluna estratigráfica composta da Formação Mangabeira

por estratificações cruzadas acanaladas e tabulares de porte métrico, das quais existem excelentes exemplos ao longo da BA-142. Nessa rodovia e a oeste de Seabra os conjuntos de estratificação cruzada estão separados por níveis argilosos. A observação de um desses níveis a leste daquela cidade mostra que eles são formados por argilito branco com lentículas de areia, tendo cerca de 20cm de espessura. Próximo ao topo da formação, 4km a norte de Ibicoara foram encontrados corpos conglomeráticos de forma acanalada separados por níveis argilosos ou arenosos com a estratificação rompida.

Uma característica importante dessa formação é a uniformidade da sua composição através de toda a sua área de afloramento, desde o local onde foi inicialmente descrita por Schobbenhaus & Kaul (1971) até o extremo sul da presente área de estudo. Isto indica ampla distribuição ao longo do *strike* deposicional.

c) Formação Guiné (novo nome, substitui a Formação Caboclo de Schobbenhaus & Kaul, 1971)

Essa formação, situada acima da Formação Mangabeira, foi denominada primitivamente por Schobbenhaus & Kaul de Formação Caboclo, por estar sobreposta pela seqüência por eles identificada como Formação Morro do Chapéu. Posteriormente, em 1974, Pedreira & Mascarenhas demonstraram que a Formação Tombador definida originalmente por Branner (1910 b) correspondia à mesma seqüência que aflora a sul do paralelo 12° que era correlacionada à Formação Morro do Chapéu, verificando-se desde então, que o mesmo ocorria em outros locais da Chapada Diamantina. Assim, a seqüência descrita por Schobbenhaus & Kaul, estando entre as formações Mangabeira e Tombador, nâo poderia ser a Formação Caboclo devendo receber um novo nome, uma vez que o nome Caboclo tem outras implicações geográfico-geológicas.

Na correlação entre a área mapeada por Schobbenhaus & Kaul (1971) e a desse estudo foi notado que a Formação Caboclo de Schobbenhaus & Kaul (1971, figura 2.2) e a unidade superior da Formação Guiné de M.Montes (1977, figura 2.5), correspondem à unidade V de Souza & Guerra (1986), cujo mapa se superpõe às duas áreas (figuras 2.4 e 2.5). Assim, a Formação Guiné corresponde inteiramente à unidade superior da formação homônima de M.Montes (1977).

A Formação Guiné (figura 5.4) se estende pelo sopé de diversas serras passando a norte, sul e leste de Brotas de Macaúbas, a norte de Seabra, leste de Boninal, Piatã, oeste de Mucugê e leste de Ibicoara. O seu holoestratótipo está no caminho Guiné-Patis, a leste da localidade que lhe deu o nome, onde ela consiste em metassiltitos, siltitos argilosos e metargilitos intercalados com metassiltitos (figura 2.3). Na maior parte da sua área de afloramento, a base da Formação Guiné está em contato com a Formação Mangabeira e o topo passa gradativamente à Formação Tombador. Sua espessura medida na secção-tipo é de 160m, diminuindo até desaparecer por afinamento em alguns lugares. Sua ausência a oeste do sinclinal de Boninal pode ser explicada por falhamentos paralelos ao Lineamento Barra do Mendes-João Correia.

As litologias descritas na secção-tipo são encontradas na maior parte dos afloramentos da formação, como a norte de Guiné (AP-40) e a leste de Seabra (AP-9). A norte de Guiné ela consiste em argilito com grãos de quartzo e palhetas de mica nos planos de estratificação, cujo topo possui fendas de ressecamento preenchidas por areia; a laminação é plano paralela e lenticular. No segundo local também ocorrem tais estruturas. Para sul (região de Ibicoara-Mundo Novo) a formação fica mais argilosa e possui um nível de conglomerado intraformacional com granocrescência normal.

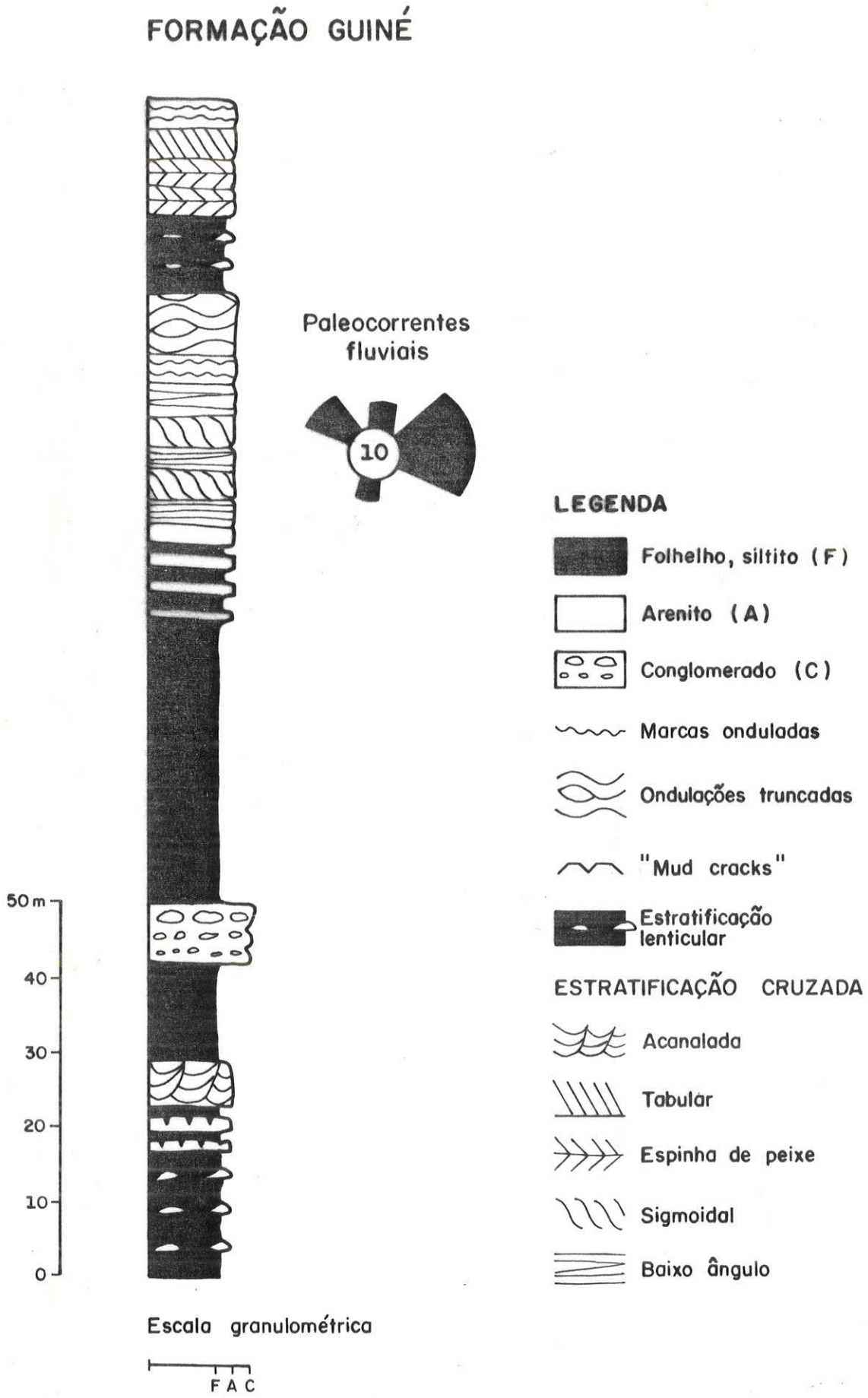


Figura 5.4 - Coluna estratigráfica composta da Formação Guiné

A parte superior da Formação Guiné na mesma região consiste em arenitos de granulação média com matriz argilosa e níveis de siltito lilás. Os arenitos têm estratificação plano-paralela e cruzada de baixo ângulo, com evidências de fendas de ressecamento e marcas onduladas com 1,5cm de comprimento de onda. Intercalados lateralmente nessas litologias estão bancos de arenito com geometria sigmoidal. A norte de Seabra, na encosta da serra do Bebedor, o topo da Formação Guiné consiste em arenitos médios, bem selecionados, com pouca matriz, que formam *tidal bundles*. Isto também ocorre também cerca de 6km a oeste de Mucugê, e nos caminhos entre Andaraí e Patis de Baixo, Pai Inácio e a cachoeira da Fumaça e na localidade de Patis de Cima (Bomfim & Pedreira, 1990).

5.1.3 Grupo Chapada Diamantina (Leal & Brito Neves, 1968; p. 17)

A seqüência atualmente denominada Grupo Chapada Diamantina foi descrita inicialmente por Derby (1906) na região de Lençóis-Mucugê e por Branner (1910 b) na serra do Tombador, situada entre Jacobina e Lages (figura 1.2). Branner determinou a seguinte sucessão estratigráfica, da base para o topo:

Arenito Tombador
Jacuípe *Flints*
Folhelhos Caboclo
Arenito Lavras (?)

A coluna estratigráfica determinada por Branner sofreu algumas modificações ao longo do tempo e, em 1968, Leal & Brito Neves definiram o Grupo Chapada Diamantina, composto pelas seguintes formações, da base para o topo:

São Pedro
Tombador
Caboclo
Morro do Chapéu

Uma vez que foi demonstrado que as litologias da Formação São Pedro eram parte integrante da Formação Tombador, a denominação foi abandonada.

O Grupo Chapada Diamantina se divide nas seguintes formações:

a) Formação Tombador (Branner, 1910 b; p.339)

Formação Tombador aflora em toda a área do estudo: a leste servindo de arcabouço para a serra do Sincorá e a oeste como duas cristas que convergem para SSE formando a serra do Bastião. Existem também afloramentos a NNW de Seabra e sul de Palmeiras.

A sua constituição é essencialmente de arenitos e conglomerados, com fácies argilosas extremamente subordinadas (figura 5.5). Uma secção típica da formação encontra-se ao longo da BR-242 entre o morro do Pai Inácio e o entroncamento para Lençóis (Guimarães & Pedreira, 1990). Nessa secção que foi montada a partir de outras seis perpendiculares à rodovia, a Formação Tombador compreende as seguintes litologias:

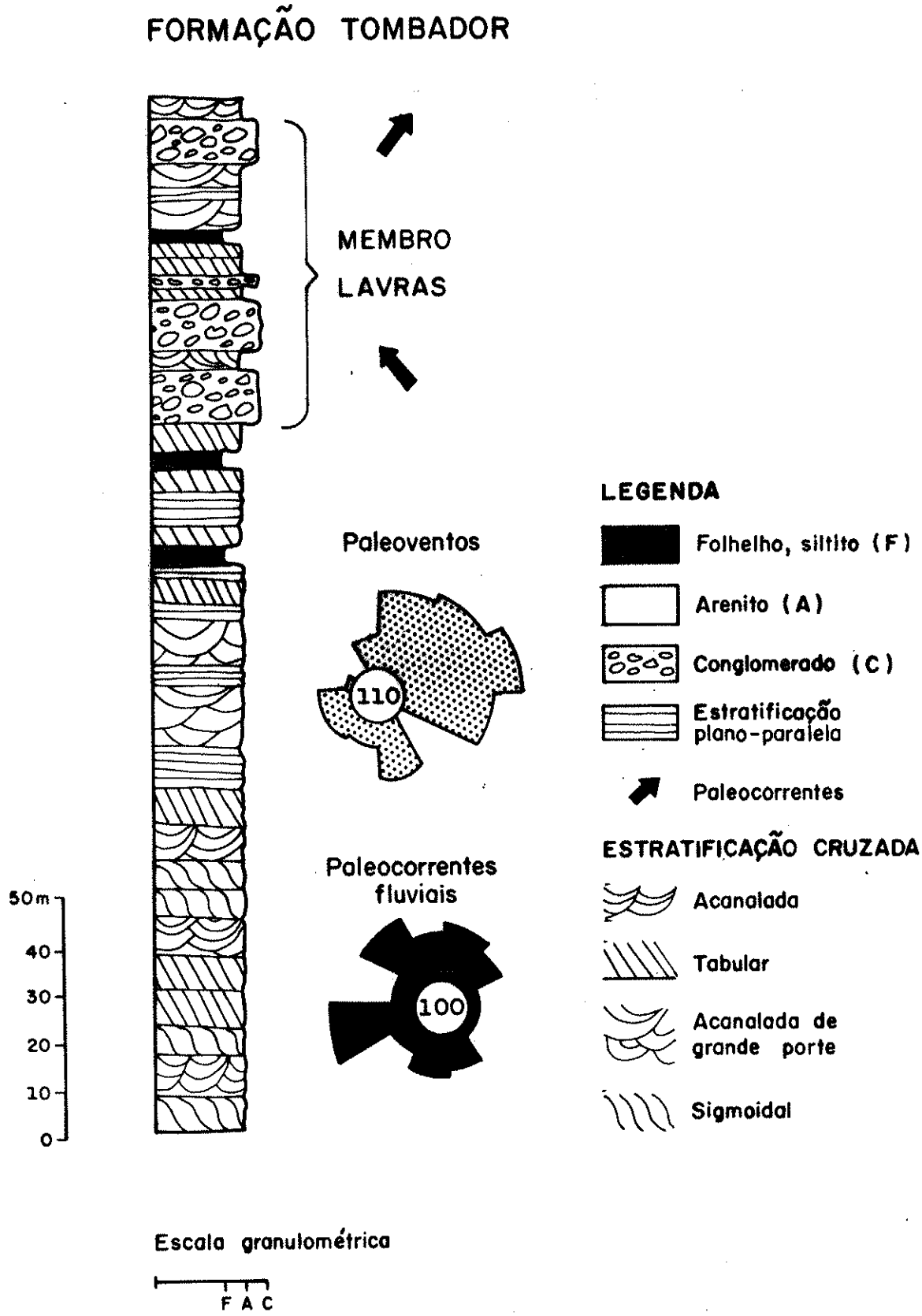


Figura 5.5 - Hipoestratótipo da Formação Tombador ao longo da BR - 242. Modificado de Guimarães & Pedreira (1990).

Arenitos bem selecionados de granulometria bimodal, compostos por grãos de quartzo e alguns de feldspato ou mal selecionados a seixosos, podendo ser feldspáticos;

Conglomerados de grânulos e pequenos seixos sustentados pela matriz;

Conglomerados sustentados pelos seixos ou pela matriz, com estratificação grosseira e seixos ocasionalmente imbricados;

Pelitos

A análise de centenas de afloramentos da Formação Tombador mostrou que essas litologias se repetem ao longo de toda sua área de exposição.

Próximo ao topo da Formação Tombador podem ser separados os conglomerados descritos desde o início do século por Derby (1906) como *Lavras group* que aqui são designados *Membro Lavras* (figura 5.5). Esses conglomerados afloram em uma faixa que vai desde noroeste de Afrânio Peixoto até nordeste de Igatu e em corpos isolados aproximadamente na parte média da Formação Tombador. O maior desses corpos está situado em Mucugê e os menores a sul e leste dessa cidade e a oeste de Andaraí (Anexo I). Na região situada entre Lençóis e essa última cidade, o Membro Lavras foi descrito por Bomfim & Pedreira (1990) como constituído de conglomerados sustentados pelos clastos ou pela matriz, arenitos seixosos ou não, localmente cortados por diques básicos. Os conglomerados, que constituem no mínimo 80% da seqüência têm clastos de arenito, quartzo e quartzito verde. Contagem dos seixos feita na localidade de Serrano (em Lençóis, ponto AP-46) deu o resultado mostrado na tabela 5.2.

Tabela 5.2 - Composição do conglomerado do Membro Lavras (Formação Tombador) na cidade de Lençóis

SEIXOS	DIÂMETRO MÉDIO	PERCENTUAIS
Arenito rosa friável proveniente da Formação Tombador	20 cm	33 %
Quartzito verde	6 cm	14 %
Quartzito branco	6 cm	50 %
Outros (jaspe vermelho)	------	3 %

Na região do rio Combucas, situada cerca de 3km a norte de Mucugê, o Membro Lavras tem aproximadamente 100m de espessura consistindo em uma alternância de arenitos e conglomerados, tanto sustentados pelos clastos como pela matriz. Os seixos do conglomerado têm diâmetros entre 3 e 5cm e compõem-se de arenitos rosa e quartzito branco e verde, como no Serrano (foto 5.1).

b) Formação Caboclo (Branner, 1910 b; p.339)

A Formação Caboclo aflora em uma faixa dentro do sinclinal de Boninal e contorna o anticlinal de Seabra e o sinclinal de Irecê (a sul de Palmeiras). Está em contato normal sobre a Formação Tombador e, a leste de Palmeiras, separada da mesma pela falha do rio São João. A formação também aflora na região a norte de Tanquinho e leste de Afrânio Peixoto. Dessa região para sul ela aflora em uma faixa estreita que baliza a serra do Sincorá a leste, no vale do rio São José.

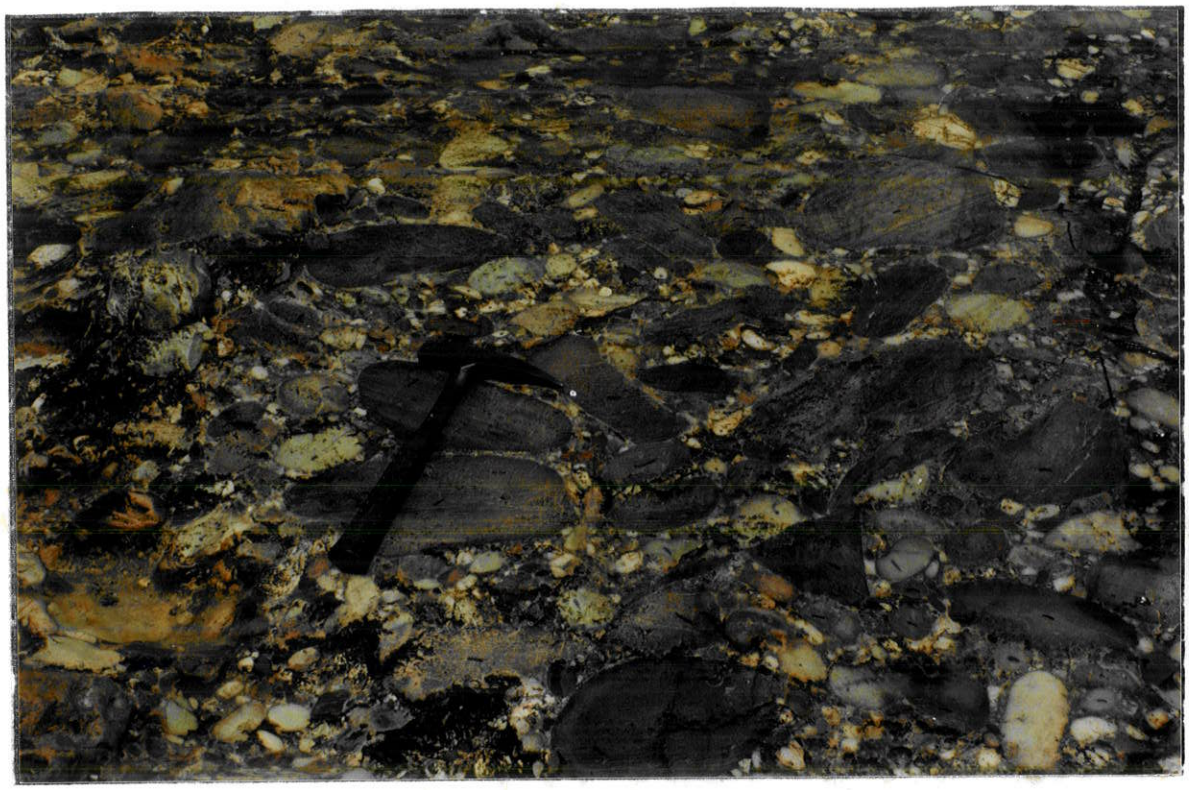


Foto 5.1 Conglomerados **polimíticos** do Serrano em Lençóis, compostos por clastos de quartzito verde, branco, quartzo de veio e arenito de fácies eólica. O martelo está sobre clastos dessa última litologia.

Na área do estudo a Formação Caboclo consiste essencialmente de arenitos e pelitos, com conglomerados subordinados (figura 5.6). Essa figura é uma secção composta montada a partir do estudo de afloramentos situados a norte da BR-242 no setor nordeste da área, onde afloram as seguintes rochas:

Arenitos: possuem granulação fina a média, bem selecionados, com coloração avermelhada ou são finos a muito finos com palhetas de mica branca;

Conglomerados: os clastos possuem diâmetro da ordem de 1cm, e as camadas têm estratificação cruzada tabular;

Pelitos: apresentam-se associados às demais litologias em camadas laminadas, lateralmente contínuas.

Carbonatos: calcários silicificados ocorrem próximo à base da formação e foram encontrados em dois lugares: cerca de 10km a leste de Segredo em uma cascalheira e 13km a norte de Boninal (Anexo I). Esses calcários silicificados apresentam estruturas laminadas semelhantes a laminitos algáceos e são correlacionáveis aos Jacuípe *flints* de Branner (1910 b). No Anexo I esses afloramentos estão marcados com uma estrela. No topo da formação, cerca de 5km a oeste da cascalheira supracitada foi encontrado um biostroma com estromatólitos colunares. Litologia semelhante ocorre a noroeste da área próximo a Milagres: aí a rocha é um calcarenito em bancos com cerca de 5cm de espessura e com estromatólitos colunares.

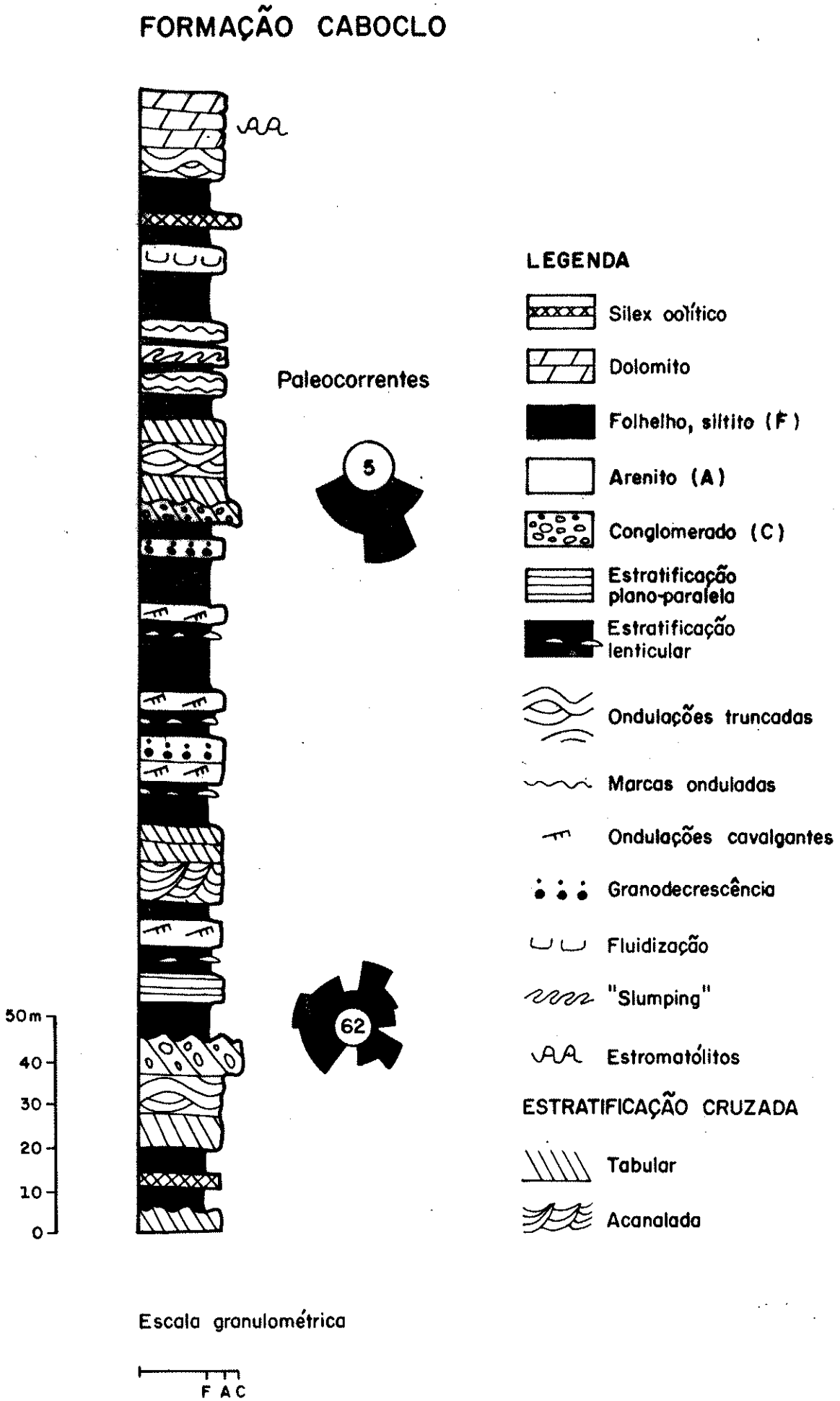


Figura 5.6 - Coluna estratigráfica composta da Formação Caboclo. Modificado de Guimarães & Pedreira (1990).

Bons afloramentos da Formação Caboclo ocorrem na BR-242 (AP-37; Anexo I), a sul de Palmeiras (entre AP-41 e AP-42; Anexo I) e também na BR-242 imediatamente a oeste da falha do rio São João.O primeiro deles consiste em arenitos, siltitos com estratificação cruzada de baixo ângulo e marcas onduladas no topo e argilitos com laminação plano-paralela ou estratificação lenticular; as camadas têm espessura centimétrica. No afloramento situado a sul de Palmeiras a formação consiste em uma alternância de arenitos e argilitos: os argilitos estão em camadas com cerca de 1m de espessura separadas por conjuntos de camadas de arenito com 30 a 60cm de espessura; as camadas individuais medem entre 10 e 20cm. Finalmente o terceiro afloramento, situado a oeste da falha do rio São João na BR-242, consiste em camadas de arenito (espessura entre 20 e 60cm) com estratificação plano-paralela, topo retrabalhado por ondas e bases deformadas, separadas por níveis de argila com lentículas de areia cuja espessura varia entre 5 e 20cm. Litologia semelhante aflora a sudeste de Água de Rega.

A leste de Boninal (AP-18; Anexo I) foi encontrada intercalada na Formação Caboclo uma camada de diamictito com cerca de 2m de espessura. Os seixos são angulosos, com diâmetro de até 5cm e em geral são de quartzito. Esse diamictito pode ser interpretado como um fluxo de detritos, evidenciando erosão submarina (Shanmugan, 1988).

c) Formação Morro do Chapéu (Brito Neves, 1967; p.20)

Essa formação foi descrita muito a norte da área do estudo, na região de Morro do Chapéu. Na serra de Martim Afonso (ou das Lajes) ela é composta de ortoquartzitos brancos e róseos com estratificações plano-paralelas e cruzadas, possuindo pelo menos duas intercalações de argilitos roxos micáceos. Aí, Brito Neves (1967) mediu uma espessura de mais de 250m.

Na área do estudo as maiores áreas de afloramento da Formação Morro do Chapéu estão nas regiões da Água de Rega, a norte de Palmeiras, entre Wagner e Tanquinho e a leste de Segredo. Nessas áreas, foram encontrados os melhores afloramentos. Na secção Palmeiras-BR 242, a formação está em contato concordante e nítido com a Formação Caboclo e começa por uma brecha cuja matriz é arenosa com grãos arredondados. Acima da brecha encontram-se conglomerados e arenitos conglomeráticos com marcas onduladas. Essa seqüência é recoberta discordantemente pela Formação Bebedouro. A leste de Segredo a formação consiste em arenitos rosados com marcas onduladas e estratificações cruzadas tabulares e do tipo espinha de peixe. Nessa mesma secção, a formação possui próximo ao topo intercalações argilosas interacamadas com arenitos que possuem marcas onduladas.

A figura 5.7 é uma secção composta da Formação Morro do Chapéu montada a partir do estudo de afloramentos situados no setor nordeste do Anexo I por Guimarães & Pedreira (1990). De acordo com esses autores, a formação consiste em diversos cíclos de sedimentação que começam por conglomerados e terminam com argilitos ou arenitos finos. As características de cada uma dessas litologias são as seguintes:

Conglomerados: trata-se de conglomerados polimíticos cinza claros a róseos com matriz de granulação variável entre fina e grossa, mal selecionada. Os clastos são de quartzo, sílex, quartzito e arenito, subangulares e com diâmetro máximo de 5cm. A sua característica principal é a presença de estratificação cruzada acanalada de grande porte formando canais de até 15m de largura e 2 a 3m de profundidade.

Arenitos: têm granulometria média a fina, são rosados a avermelhados, apresentando às vezes alguma matriz argilosa e palhetas de mica dispersas. Ocasionalmente as duas frações granulométricas estão associadas formando leitos com uns poucos grãos de espessura. As

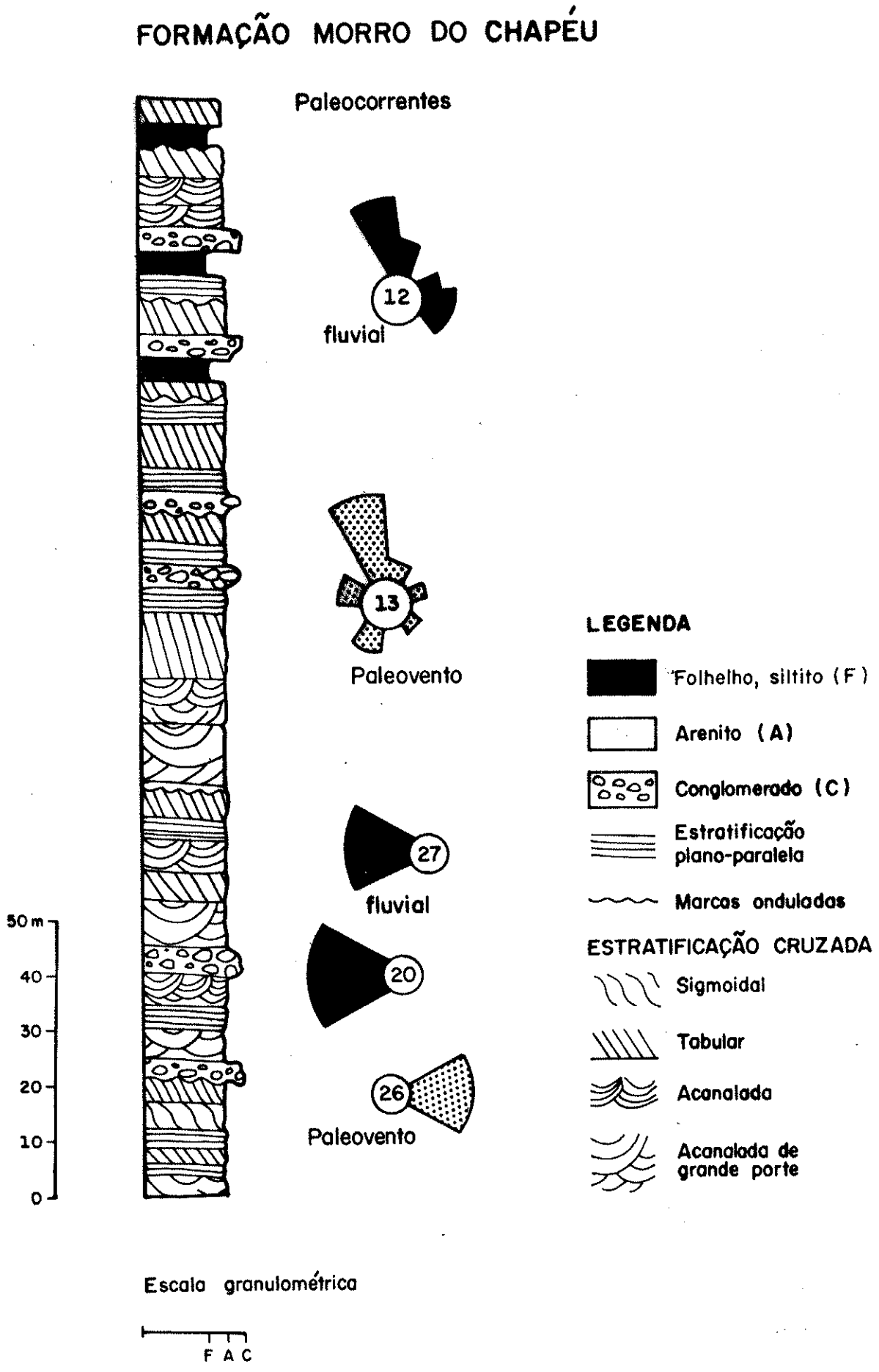


Figura 5.7 - Coluna estratigráfica composta da Formação Morro do Chapéu. Modificado de Guimarães & Pedreira (1990).

principais estruturas sedimentares são estratificações plano-paralelas em bancos decimétricos a métricos ou cruzadas tabulares e acanaladas de porte médio; localmente essas últimas estruturas assumem grande porte (figura 5.7). Marcas onduladas ocorrem no topo de algumas camadas.

Pelitos: os pelitos ocorrem principalmente no topo da formação, associados a arenitos com marcas onduladas e ocasionalmente estratificações cruzadas do tipo espinha de peixe.

5.2 Aspectos Sedimentológicos

5.2.1 Descrição das litofácies

As fácies podem considerar tanto os aspectos litológicos (litofácies), como os paleontológicos (biofácies); no caso dos sedimentos proterozóicos do Supergrupo Espinhaço ocorrem apenas litofácies. Na Chapada Diamantina as formações componentes do Supergrupo Espinhaço apresentam 14 fácies principais que se sucedem ao longo da coluna estratigráfica, razão principal para as correlações equivocadas que ocorreram no passado, já comentadas. Na figura 5.8 elas são mostradas juntamente com as suas granulometrias predominantes e o provável material original. Para sua determinação foram analisadas as publicações de Guimarães & Pedreira (1990), Bomfim & Pedreira (1990) e Pedreira & Margalho (1990) além dos dados obtidos durante os trabalhos de campo já mencionados. As denominações das diversas fácies foram então uniformizadas segundo o esquema proposto por Strand (1988; p.78) mostrado na tabela 5.3.

a) Litofácies de conglomerados

Conglomerados sustentados pela matriz, maciços ou gradados (Gms). Esses conglomerados afloram principalmente na parte ocidental da área, entre a localidade de Bela Sombra e o paralelo 12°30'. Também ocorrem restritamente na região de Lençóis (Bomfim & Pedreira, 1990) e no ponto AP-49.

Na primeira região o conglomerado consiste em camadas maciças ou com estratificação grosseira, localmente apresentando espessamento das camadas em direção ao topo (a leste de Cedro, Anexo I). Os clastos são de gnaisse, granito, quartzo de veio, xisto e rochas vulcânicas, com diâmetro variando entre 5 e 20cm. Na região de Lençóis os conglomerados sustentados pela matriz ocorrem em camadas com espessura de até 1,5m e continuidade lateral muito variável. O tamanho médio dos clastos é entre 1,5 e 3,0cm e o tamanho máximo não ultrapassa 20cm. A matriz em geral apresenta estratificação plano-paralela ou cruzada acanalada.

Conglomerados sustentados pelos clastos, maciços ou grosseiramente estratificados (Gm). Esses conglomerados afloram em uma faixa entre Afrânio Peixoto e Igatu, a norte de Mucugê e em outros locais isolados da área como a norte de Seabra e a leste da mesma cidade (AP-7, Anexo I), no extremo norte da área (AP-49) a norte de alagadiço, a oeste de Sonhém, leste e sul de Boninal no flanco oeste da serra do Bastião. O diâmetro dos seixos varia entre 1 e 20cm, chegando a atingir até 50cm no ponto AP-7. A sua composição percentual é mostrada na tabela 5.4.

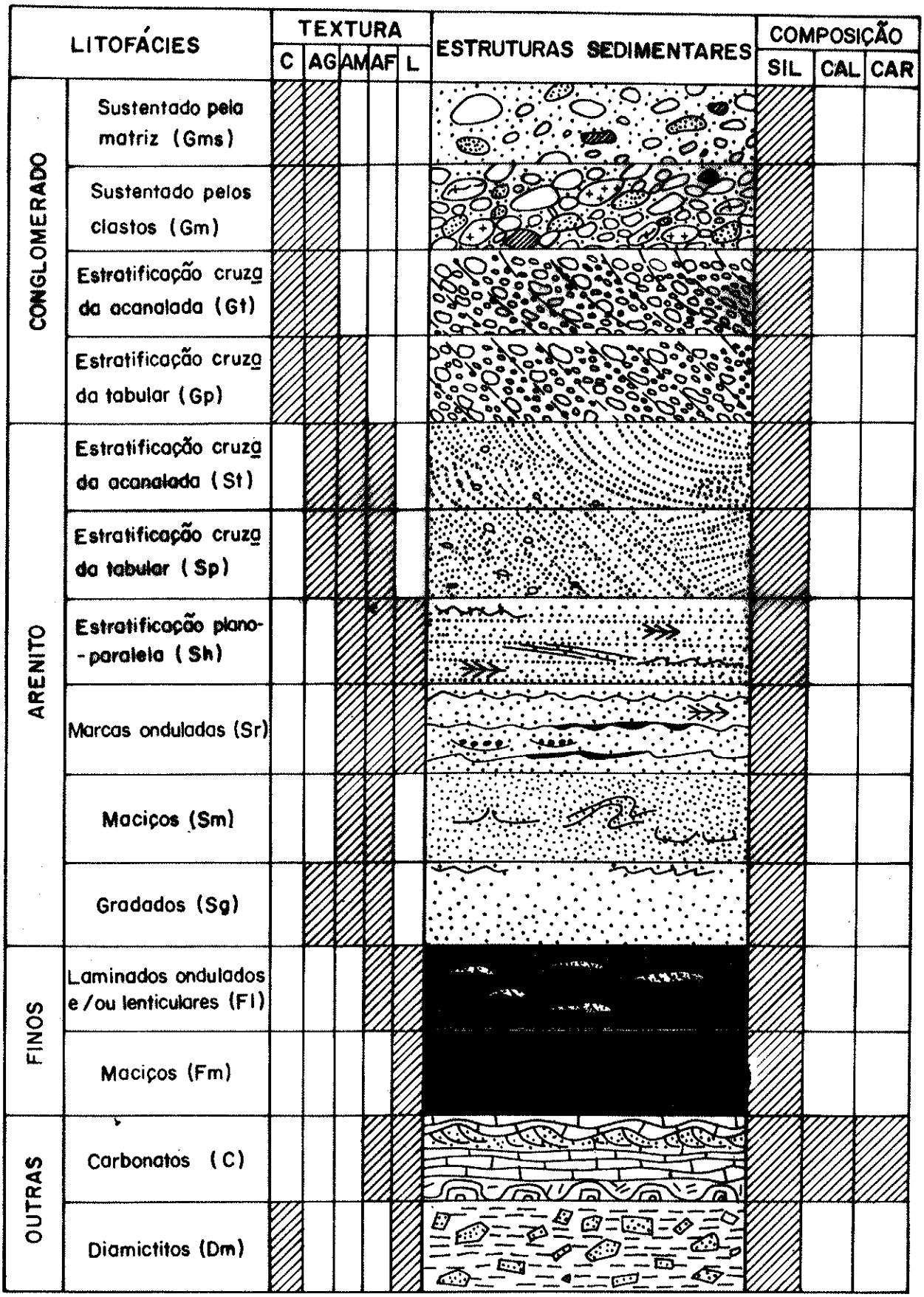


Figura 5.8 - Principais litofácies do Supergrupo Espinhaço na Chapada Diamantina Centro-oriental. *Abreviaturas: C - Cascalho; AG - Areia grossa; AM - Areia média; AF - Areia fina; L - Lama; SIL - Sílica; CAL - Carbonato; CAR - Carbonoso.* Baseado no esquema de Winston (1989) para o Supergrupo Belt, USA.

Tabela 5.3 - Litofácies e códigos usados neste estudo (modificado de Strand,1988)

Litofácies de conglomerados	**Códigos**
- Sustentados pela matriz, maciços ou gradados	Gms
- Sustentados pelos clastos, maciços ou grosseiramente estratificados	Gm
- Com estratificação cruzada acanalada	Gt
- Com estratificação cruzada tabular	Gp
Litofácies de arenitos	
- Com estratificação cruzada acanalada	St
- Com estratificação cruzada tabular	Sp
- Com estratificação plano-paralela	Sh
- Com marcas onduladas	Sr
- Maciços	Sm
- Gradados	Sg
Litofácies de arenitos muitos finos, siltes e pelitos	
- Laminados e com ondulações e/ou lentes	Fi
- Maciços	Fm
Outras litofácies	
- Carbonatos	C
- Diamictitos	Dm

Tabela 5.4 - Composição dos conglomerados sustentados pelos clastos (379 clastos em 3 afloramentos)

Clastos	Diâmetro Médio (cm)	Percentagem (%)
Quartzito/arenito rosa	20	40
Quartzito verde	5	12
Quartzito branco	6	40
Quartzo de Veio	-	7
Sílex	-	3

Os seixos de quartzo rosa, tudo indica serem provenientes da própria Chapada Diamantina, conforme foi observado em 1905 por O.A. Derby e os verdes e brancos da serra de Jacobina. Uma estrutura sedimentar conspícua nesses conglomerados é o imbricamento dos clastos maiores, conforme se pode observar em Lençóis e nos pontos JT-123 e AP-49. Nesse último local o conglomerado apresenta-se como uma intercalação na litofácies de conglomerados sustentados pela matriz.

Conglomerados com estratificação cruzada acanalada (Gt). Conglomerados com estratificação cruzada acanalada ocorrem na zona periclinal do anticlinal do Pai Inácio e ao longo de toda a região entre Lençóis e Mucugê. São conglomerados com clastos de quartzo branco, rosa, verde, quartzito e arenito. Seu diâmetro médio varia desde 1cm a oeste de Igatu até 8cm no caminho Guiné-Patís de Cima (a leste de Guiné), predominando o diâmetro de 5cm. A matriz é arenosa de granulação grossa. A estratificação cruzada é salientada pelo arranjo dos clastos que tem gradação normal de distribuição ou tipo cauda grossa.

Conglomerados com estratificação cruzada tabular (Gp). Esses conglomerados ocorrem desde o vale do rio Santo Antônio também na zona periclinal do anticlinal do Pai Inácio (imediatamente a sul da secção A-A'; Anexo I), até os arredores de Mucugê. Os clastos,como na litofácies **Gt** também são de quartzo branco, rosa, verde, cinza e de arenito, com diâmetro variando entre 1 e 5cm. A estratificação cruzada é salientada de modo semelhante à fácies **Gt** e na maioria dos afloramentos descritos, as fácies **Gp** e **Gt** encontram-se associadas.

b) Litofácies de arenitos

Arenitos com estratificação cruzada acanalada (St). Esses arenitos são uma das litofácies predominantes na área do estudo; afloram desde a sua parte setentrional a oeste de Utinga (18km) e noroeste de Água de Rega, na região de Seabra, dentro do triângulo formado por Alagadiço e os pontos AP-9 e AP-36, em Sonhém, a leste de Boninal, 15km a norte de Joâo Correia. Ainda afloram desde o ponto JT-123 até os arredores de Mucugê e na regiâo de Novo Acre-Mundo Novo-Ibicoara.

Os arenitos são de coloração rósea ou acinzentada e têm granulação média a grossa ou bimodal (grossa e muito fina, sem granulometria intermediária). A geometria externa dos corpos é em camadas ou lenticular (foto 5.2) e às vezes mostram seixos dispersos. Os conjuntos de estratificação cruzada medem de 10 a 50cm de espessura. Quando são bimodais os conjuntos de estratificação cruzada podem atingir até mais de 1m de espessura e apresentam estruturas como queda e fluxo de grãos, isto é, a granulometria distribui-se em níveis de uns poucos grãos de espessura dentro dos quais ocorrem lentes de espessura centimétrica com gradação inversa. Na maioria dos casos apresentam matriz caolínica.

Arenitos com estratificação cruzada tabular (Sp). Da mesma forma que os arenitos com estratificação cruzada acanalada, os com estratificação cruzada tabular também são abundantes na área do estudo. Afloram desde oeste de Utinga até a região a.norte de Seabra contornando a "bacia" de Irecê. Afloram também ao longo da serra do Sincorá, no núcleo do anticlinal de Seabra, sendo mais restritos em área na serra do Bastião. Os arenitos têm coloração predominante rosada, ocorrendo também nas cores acinzentada, avermelhada e branco. Podem ser seixosos e muitas vezes contêm feldspato e mica. A sua granulometria varia entre grossa e fina, podendo também ser bimodais, a exemplo da fácies **St**, com grãos foscos. Geralmente são bem selecionados, mas podem ser encontrados com má seleção. Esses arenitos quando são bimodais, na região de Ibicoara, têm estratificação cruzada do tipo **Xi** de Allen (1963). Nos

conjuntos da estratificação cruzada então verifica-se a presença de lâminas com uns poucos grãos de espessura e granulometria grossa e fina sem termos intermediários e matriz caolínica.

Foto 5.2 Arenitos de fácies fluvial mostrando a geometria das camadas e as estratificações plano-paralelas e cruzadas. BR 242, próximo ao ponto AP 4.

Arenitos com estratificação plano-paralela (Sh). Esses arenitos ocorrem nos mesmos locais que as litofácies de arenito anteriormente descritas e de um modo geral estão subordinados a elas, separando conjuntos de estratificação cruzada. A sua coloração é rosa, avermelhada ou marrom. A granulação , fina a média e a seleção boa a regular. A matriz , argilosa ou micácea, possui sericita ou illita.

A geometria dos arenitos geralmente é tabular, em camadas de espessura variável entre 10 e 60cm. As estruturas sedimentares mais comuns são marcas onduladas no topo de algumas camadas, estratificações cruzadas de baixo ângulo e do tipo espinha de peixe.

Arenitos com marcas onduladas (Sr). Essa litofácies é muito restrita, ocorrendo apenas em uma faixa que se estende desde 5km a leste de Afrânio Peixoto até o sul de Andaraí, bordejando a leste a serra do Sincorá. Esses.arenitos são de coloração rosa, cinza, branca, amarelada e avermelhada, com granulação média a muito fina e são bem selecionados. Às vezes têm filmes de argila separando camadas, canais preenchidos por seixos diminutos e internamente às camadas, estratificação cruzada do tipo espinha de peixe.

Arenitos maciços (Sm). Essa fácies também é de ocorrência restrita, encontrando-se alguns afloramentos a norte do paralelo 12°30' e na serra do Bastião, a sul de Sonhém. São arenitos rosa, amarelados ou cinza claro com matriz feldspática e paletas de mica branca, granulação

média e seleção boa a regular. A sua geometria externa é de lobos sigmoidais com marcas onduladas no topo e as estruturas internas porventura existentes foram destruídas por fluidização.

Arenitos gradados (Sg). Foram encontrados arenitos gradados apenas na serra do Bastião (AP-19) e em AP-51. No primeiro local são arenitos conglomeráticos com gradação normal e no segundo são camadas de base deformada, cuja granulometria diminui para o topo.

c) Litofácies de arenitos finos, siltitos e pelitos

Finos laminados (Fl). Essa fácies possui ampla distribuição na área do estudo, ocorrendo desde a região de Água de Rega a noroeste, até Mundo Novo a sudeste da mesma. As suas tonalidades variam entre o esbraquiçado e lilás, passando por creme, rosa, avermelhado e até cinza ou esverdeado. Esses pelitos podem conter níveis contínuos ou lenticulares de silte micáceo, e frequentemente são encontradas neles palhetas de sericita, muscovita ou biotita, além de grânulos de quartzo ou grãos de areia dispersos na matriz argilosa.

As estruturas sedimentares mais comuns nessa litofácies são laminações plano-paralelas, lenticulas de areia formando estratificação do tipo *wavy & linsen* e marcas onduladas. As camadas geralmente são lateralmente contínuas e a sua espessura raramente atinge um metro.

Bons afloramentos dessa fácies são encontrados na rodovia que liga a BR-242 a Lençóis, na própria BR-242 a leste e oeste de Seabra (na descida para o vale do rio São João e em AP-37, respectivamente), entre Guiné e Palmeiras e a sul de Água de Rega.

Finos maciços (Fm). Essa litofácies é de ocorrência extremamente restrita, sendo encontrada apenas como níveis intercalados na litofácies anteriormente descrita, como no ponto AP-37. São argilitos rosa, maciços, em camadas lateralmente continuas com espessura em torno de 10cm. Arenitos muito finos ou sílticos maciços formando camadas com espessura em torno de 60cm com base deformada são encontradas 7,8km a sudeste da Água de Rega, na estrada para Iraquara.

d) Outras Litofácies

Carbonatos (C). As litofácies carbonáticas ocorrem na cidade de Boninal, 13km a norte da mesma cidade, 8km a sudeste de Milagres, a sul de AP-49 e entre JT-50 e AP-51. Em Boninal consiste em pequenos afloramentos de calcário maciço azulado. A norte de Boninal e sul de AP-49 parecem ser laminitos algais silicificados (Jacuipe *Flints*). Os melhores afloramentos estão situados a sudeste de Milagres onde a litofácies consiste em calcarenitos e margas interacamados. Os calcarenitos estão em camadas de 5cm com marcas onduladas no topo com 30cm de separação das cristas, com laminação cruzada interna. No outro local, que fica próximo à fazenda Sarpa, as rochas são dolarenitos com estruturas sedimentares tais como estratificações plano-paralelas e cruzadas tabulares.

A sudeste de Milagres, a sul de AP-49 e nesse último local são encontradas bioconstruções constantes de tapetes algais e estromatólitos colunares,respectivamente; como esses últimos estão muito intemperizados, não foi tentada a sua classificação.

Diamictos (Dm). Foram encontrados diamictos apenas em uma camada intercalada na fácies **Fl** a leste de Boninal (AP-18). Trata-se de um conglomerado sustentado pela matriz, com seixos de diâmetro máximo de 5cm. Os seixos são em geral de quartzito e a camada tem cerca de 2m de espessura.

5.2.2 Sistemas Deposicionais

Neste item serão discutidas as associações entre as litofácies descritas no item anterior e as relações entre os sistemas compostos por elas e as diversas formações. As descrições estão ordenadas de modo a examinar os sistemas deposicionais dos proximais para os distais, conforme mostra a figura 5.9.

Na região centro oriental da Chapada Diamantina, os sistemas deposicionais se sucedem ao longo da coluna estratigráfica (figura 5.9). Embora um único sistema deposicional (associação de litofácies) possa reunir total ou parcialmente sedimentos de duas ou mais formações (Gama Jr.,1989), na Chapada Diamantina isto não acontece. Nessa região cada formação é integrada ou apenas por um sistema deposicional ou por mais de um, conforme mostra a figura. Sob o ponto de vista interpretativo, Strand (1988) considera cada litofácies como produto de um evento deposicional individual que pode ser interpretado em termos hidrodinâmicos. As associações de litofácies por outro lado, são produto de ambientes deposicionais específicos.

a) Sistemas de Leques Aluviais

Descrição. Os sistemas de leques aluviais compreendem toda a Formação Ouricuri do Ouro e o Membro Lavras, próximo ao topo da Formação Tombador (figuras 5.2, 5.5 e 5.9). Em ambos os casos os conglomerados são polimíticos.

Na Formação Ouricuri do Ouro os clastos subarredondados são de quartzo de veio, rochas sedimentares, rochas vulcânicas, gnaisses, granito e xisto. O seu diâmetro varia entre 5cm na região de Bela Sombra e 20cm entre Cedro e Boninal. O conglomerado é sustentado pela matriz, que é composta por arenito grosso, seixoso, com marcas onduladas no topo das camadas ou com estratificação cruzada (figura 5.2). No Membro Lavras os clastos são de quartzito verde e branco, arredondados, com diâmetro médio de 6cm, e de arenito rosa. Esses últimos são subarredondados e o seu diâmetro médio é de 20cm (tabela 5.2). Os seixos menores preenchem os intervalos entre os maiores.

Os conglomerados do Membro Lavras são associados a arenitos médios ou bimodais com estratificação plano-paralela e cruzada, tabular, acanalada e de baixo ângulo, que possuem níveis de conglomerado com seixos de diametro centimétrico (figuras 5.10 A e B). Nessas figuras são mostradas dois níveis diferentes: o superior em Lençóis e o inferior na BR-242 (JT-123), separados por arenitos com estratificação cruzada acanalada e de baixo ângulo ou plano-paralela, e conglomerados sustentados pelos seixos, intercalados nos arenitos.

Interpretação. De acordo com a nomenclatura de Abbott & Peterson (1978) os clastos de conglomerados se dividem em:

Ultraduráveis: quartzito, riolito e sílex;

Duráveis: metarenito;

Mediamente duráveis: gnaisse, granito;

Fracamente duráveis: xisto.

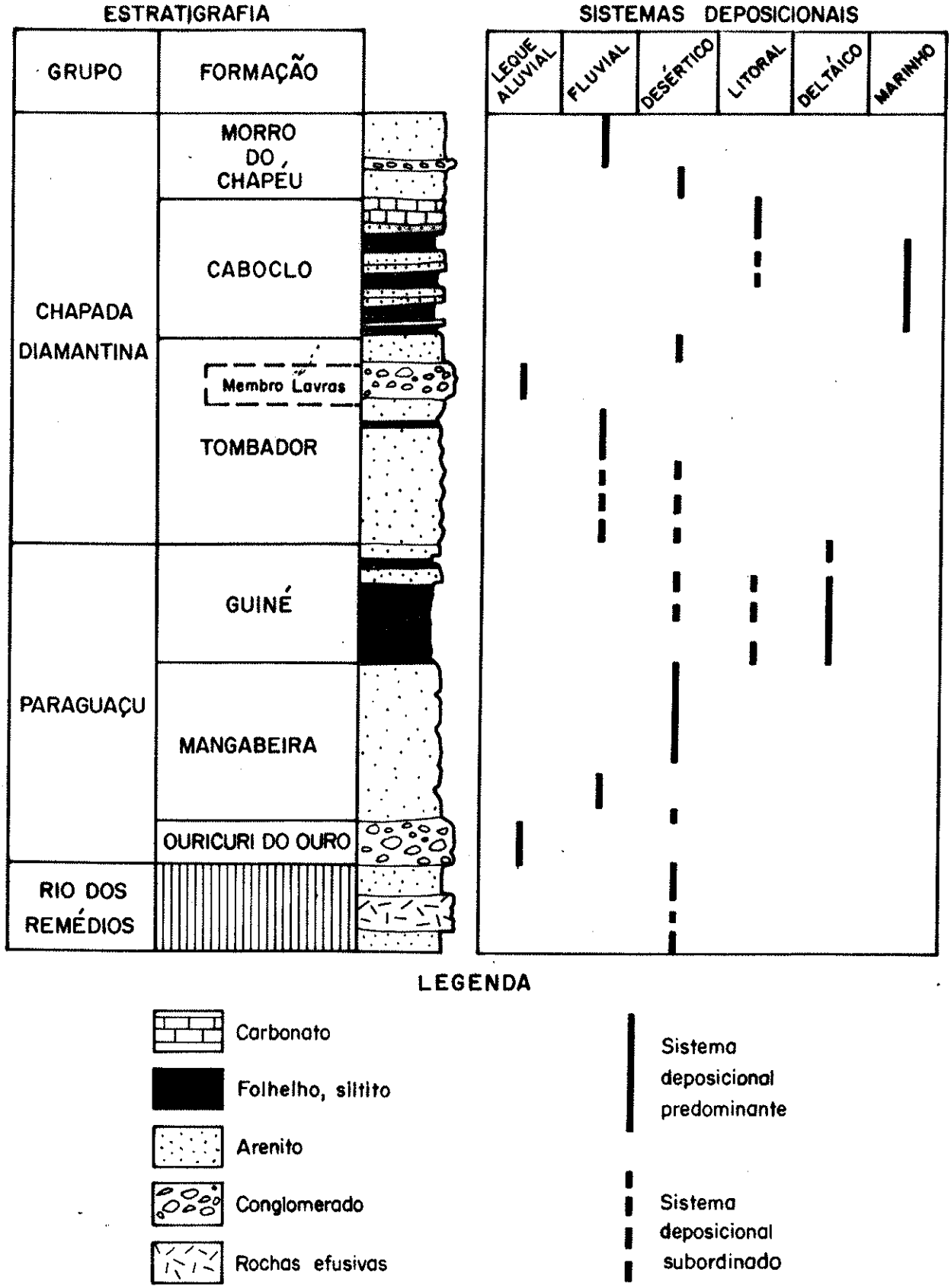


Figura 5.9 - Coluna estratigráfica simplificada do Supergrupo Espinhaço na Chapada Diamantina Centro-oriental, mostrando a relação entre as unidades litoestratigráficas e os sistemas deposicionais

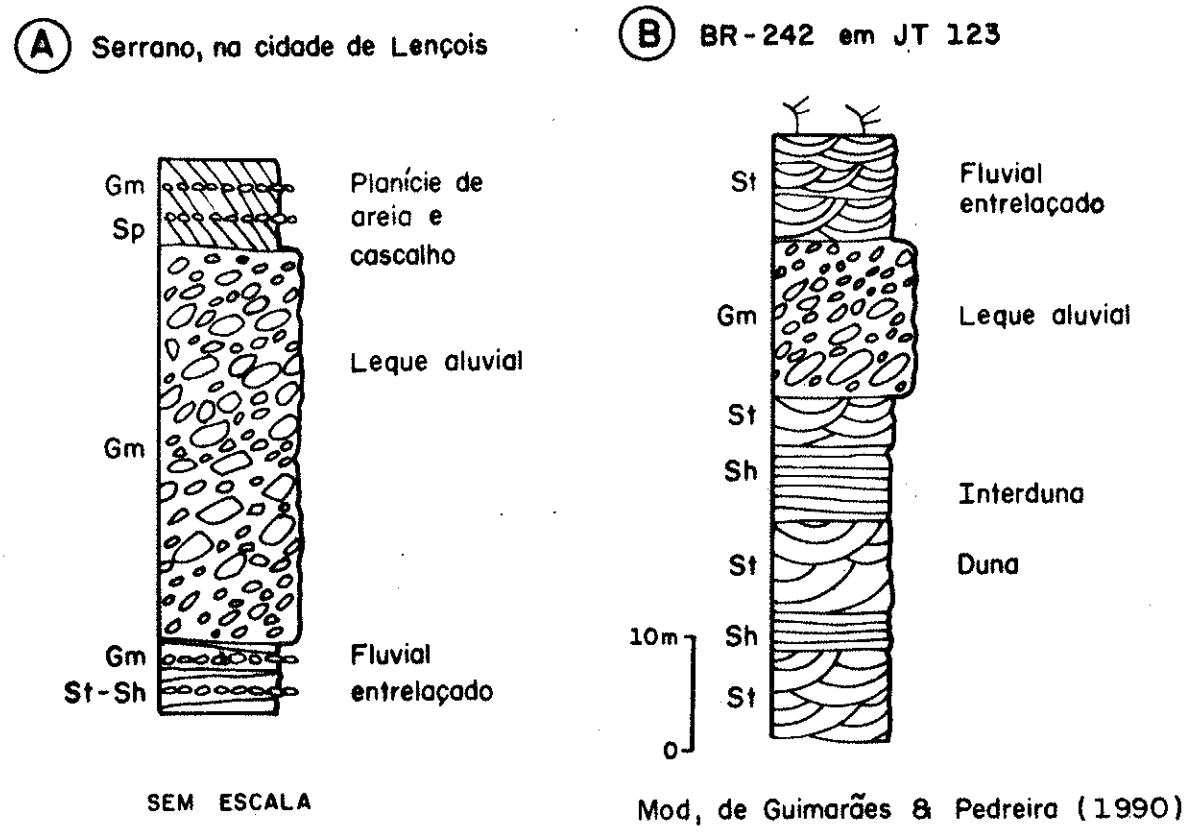


Figura 5.10 - Associações de litofácies dos sistemas de leque aluvial da Formação Tombador (A e B) e fluvial da Formação Mangabeira (C e D). Mesma legenda das figuras 5.1 a 5.7 e códigos de litofácies da figura 5.8.

Dessa forma a assembléia de clastos na Formação Ouricuri do Ouro é representativa de clastos desde ultraduráveis até fracamente duráveis; no Membro Lavras ocorrem apenas clastos ultraduráveis e duráveis. Os clastos de arenito do Membro Lavras por serem friáveis podem entretanto ser incluídos na classe de fracamente duráveis. Ainda de acordo com Abbott & Peterson (1978) a associação entre clastos ultraduráveis e fracamente duráveis, de litologias representativas da área-fonte (figura 5.11), indica relevo íngreme e clima árido, além de curta distância de transporte. Examinando a figura 5.12 sob o ponto de vista da distância de transporte, fica claro que esses conglomerados se enquadram entre os leques aluviais, com transporte inferior a 10km. A presença de clastos imbricados e de níveis de arenito em diversos afloramentos do Membro Lavras, indicaria o seu transporte por água e assim, o seu modelo seria semelhante ao modelo Scott de Miall (1978). No modelo Scott a sedimentação se faz na porção mediana ou distal de leques aluviais.

b) Sistemas Fluviais

Descrição. Os sistemas fluviais ocorrem nas partes inferiores da Formação Mangabeira, repetindo-se diversas vezes ao longo da Formação Tombador. Essa formação começa por sistemas fluviais no morro do Pai Inácio, a oeste de Mundo Novo (entre essa localidade e Ibicoara), a oeste de Boninal e nordeste de Alagadiço (AP-50). Os sistemas fluviais também dominam a metade superior da Formação Morro do Chapéu.

A sudeste de Mucugê (figura 5.10C) as litofácies do sistema fluvial consistem em arenito rosa de granulação grossa com grãos subarredondados, bem selecionados e com alguns grãos quebrados. As camadas têm laminação plano-paralela ou estratificação cruzada de baixo ângulo. Os seixos dos conglomerados foram encontrados em mistura com materiais de escavação e a sua composição é de quartzo de veio e arenito ferruginoso. Camadas de arenito fino de cor rosa, com estratificação plano-paralela, mostram no topo marcas onduladas linguóides. Esse sistema fluvial continua daí para sul em direção a Cascavel e Ibicoara. A oeste dessa última cidade o sistema fluvial é representado por arenito rosa de granulação média e boa seleção, com estratificações cruzadas acanaladas em conjuntos com 0,5m de.espessura. Esses arenitos são superpostos por uma camada delgada da mesma rocha com granulometria bimodal e por conglomerados sustentados pela matriz com seixos de quartzito e quartzo de veio. Acima dos conglomerados a seqüência de arenitos se repete, terminando por uma camada de argila vermelha. Na estrada Ibicoara-Cascavel, 3km **norte** da primeira localidade, a seqüência fluvial consiste em arenito rosa com intercalações finas de argila lilás com cerca de 5cm de espessura, marcando os planos de estratificação, aos quais estão associados pequenos seixos arredondados. Os arenitos também possuem intraclastos de argila. No topo das camadas, ocorrem lineações de partição e estruturas de dimensões centimétricas com contorno elíptico em planta e laminação cruzada interna, interpretadas como ondulações cavalgantes.

As figuras 5.13A, B e C representam as associações de litofácies do sistema fluvial da Formação Tombador. Na rodovia Andaraí-Mucugê (figura 5.13A) a seqüência começa por arenitos com estratificação cruzada acanalada superpostos por camadas da mesma rocha com estratificação plano-paralela. Algumas camadas tem estratificação cruzada tabular. Acima do cemitério de Mucugê (figura 5.13B) a secção começa por arenitos cinza friáveis com matriz argilosa, que são superpostos por arenitos brancos com estratificação plano paralela ou cruzada de baixo ângulo e marcas onduladas com RI=6. Os arenitos com estratificação plano-paralela se repetem ao longo da secção sempre associados a arenitos com estratificação cruzada acanalada. Existem também camadas com estratificação cruzada tabular, nas quais as mais antigas mostram evidências de escavação pelas mais novas. A secção termina por arenitos conglomeráticos e conglomerados com granocrescência positiva.

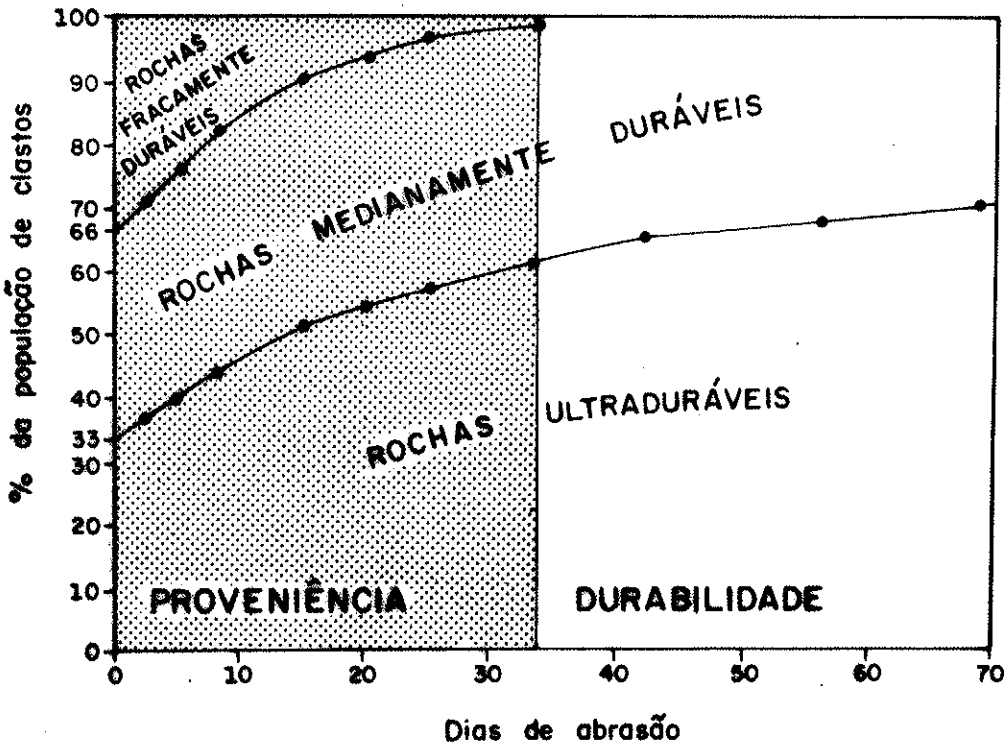


Figura 5.11- Percentagem relativa de cada tipo de clasto em uma população polilitológica limitada submetida a abrasão. Segundo Abbott & Peterson (1978).

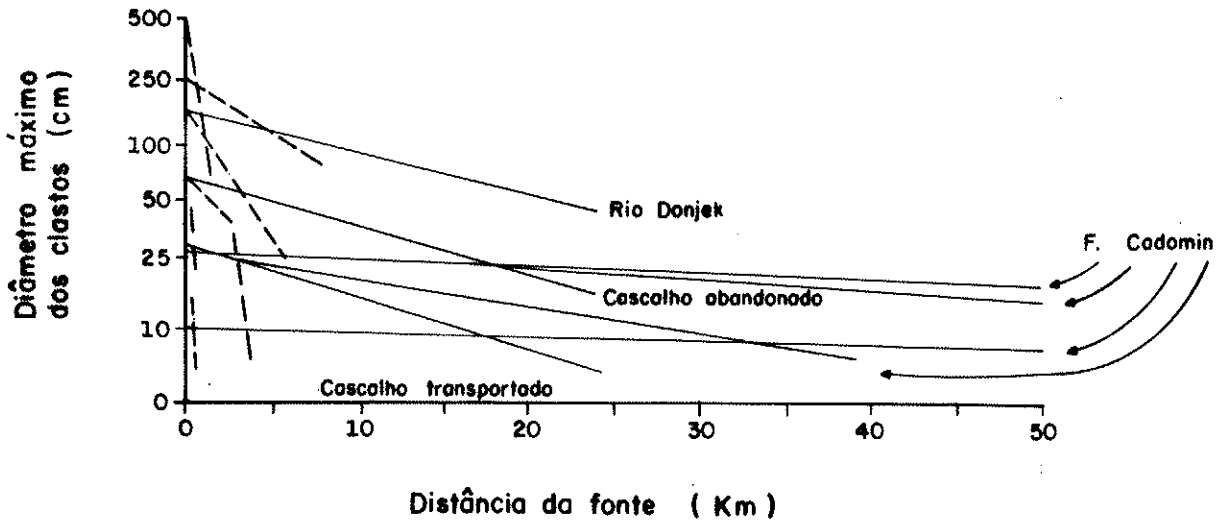


Figura 5.12 - Variação da granulometria máxima (média dos 10 maiores clastos em cada local) *versus* distância de transporte no paleodeclive para vários cascalhos aluviais. Modificado de Wilson (1970) e Schultweis & Mountjoy (1978). *Tracejado = leques aluviais; Sólido = rios entrelaçados e planícies aluviais*. Segundo Rust & Koster (1984).

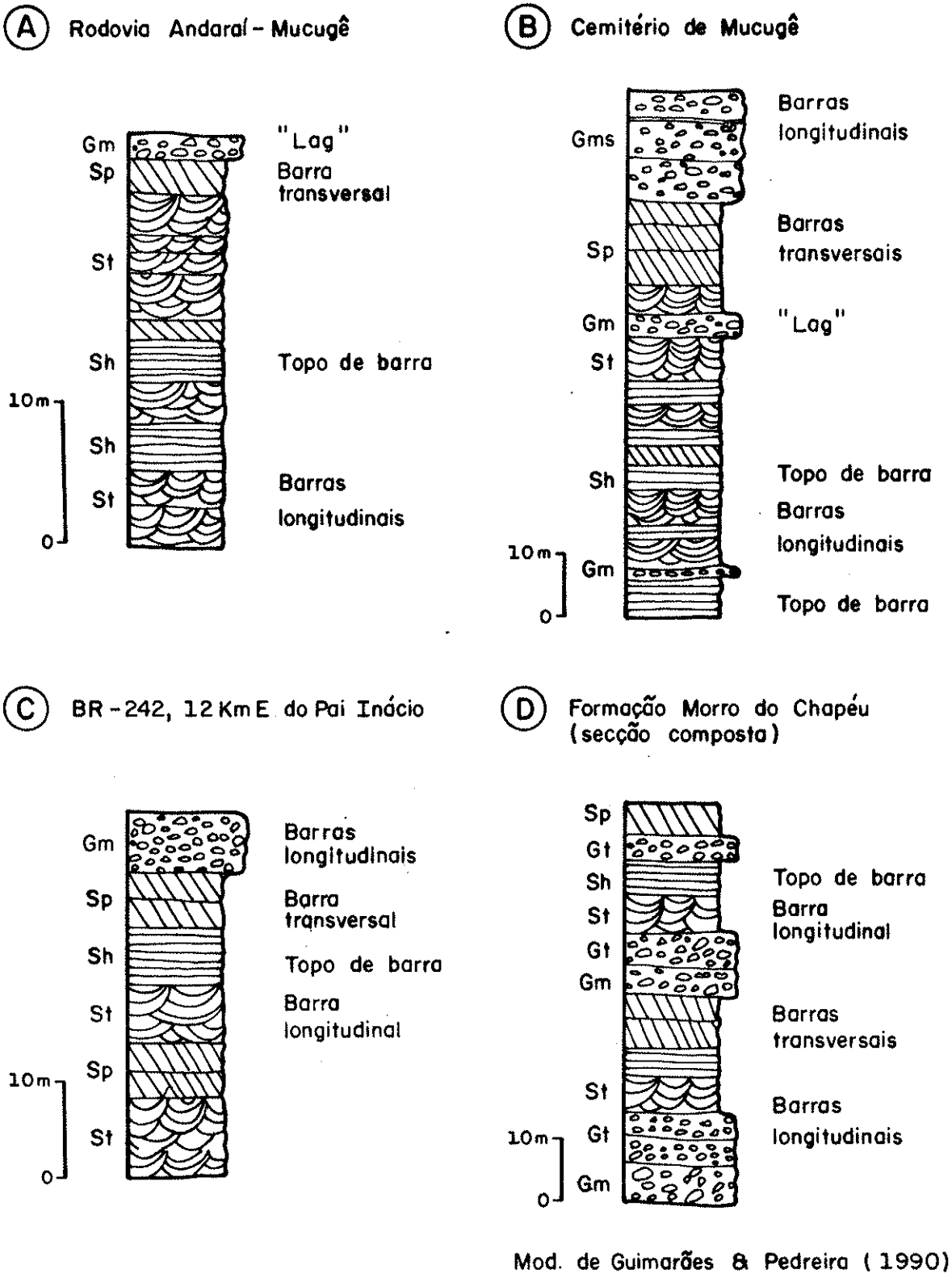


Figura 5.13 - Associações de litofácies de litofácies do sistema fluvial nas formações Tombador (A, B, C) e Morro do Chapéu (D).Mesma legenda das figuras 5.1 a 5.7 e códigos de litofácies da figura 5.8.

No morro do Pai Inácio, imediatamente acima do contato com a Formação Guiné, as camadas com estratificação cruzada acanalada ou tabular são separadas por níveis de argila e silte com estratificação lenticular e marcas onduladas nas partes sílticas. A leste dessa localidade (figura 5.13C) ocorre novamente a associação entre arenitos com estratificação cruzada acanalada, tabular e estratificação plano-paralela, além de conglomerados.

A oeste de Boninal, noroeste de Alagadiço e norte de Mucugê no rio Combucas, o sistema fluvial é representado por conglomerados e arenitos. Os conglomerados se dispõem em bancos com espessura em torno de 1m com seixos de quartzito branco ou verde, bem arredondados e imbricados. No rio Combucas nota-se a passagem lateral para arenitos conglomeráticos rosa. A noroeste de Alagadiço os seixos são de arenito indicando proveniência da própria Chapada Diamantina e de quartzito branco que possivelmente são provenientes da serra de Jacobina. Finalmente, a oeste de Boninal, no flanco oeste do sinclinal homônimo os seixos estão em camadas com cerca de 1m de espessura alternando-se com arenitos de granulação grossa com estratificação cruzada acanalada ou difusa de tal modo, que o tipo não pode ser identificado. Nesses conglomerados é comum o imbricamento dos seixos. Essa estrutura é mais nítida no rio Combucas, onde o imbricamento e os eixos maiores de alguns seixos indicam paleocorrentes para oeste, como também acontece a nordeste de Alagadiço. A oeste de Boninal as paleocorrentes são para sudoeste.

Na Formação Morro do Chapéu além dos arenitos também ocorrem conglomerados, tanto sustentados pelos seixos como com estratificação cruzada acanalada (litofácies Gms e Gt, respectivamente).

Interpretação. Nas seqüências representadas nas figuras 5.10D, e 5.13A, B, C e D, é comum a associação entre arenitos com estratificação plano-paralela e cruzada acanalada. Essa associação é interpretada como barras longitudinais superpostas por depósitos de topo de barra. No topo desses depósitos podem ocorrer marcas onduladas linguóides, formadas em água rasa com alta velocidade de fluxo (Tucker, 1982). As estratificações cruzadas tabulares são formadas em rios com carga de leito e canais profundos (Reineck & Singh, 1980), correspondendo ao próprio canal do rio. Apenas na figura 5.10D aparece alguma argila na seqüência como também ocorre no morro Pai Inácio. Essas camadas de argila devem corresponder a depósitos de *overbank.*

Os conglomerados são interpretados como fluxo de detritos (litofácies **Gms**), barras longitudinais ou depósitos de *lag* (fácies **Gm**) de acordo com Miall (1977). Devido à composição dos seixos, não é possível determinar com segurança a sua distância de transporte. Abbott & Peterson (1978) classificam os seixos de quartzito como ultraduráveis, sendo praticamente inertes após algum arredondamento, de modo que podem ser transportados a enormes distâncias (figura 5.12).

Nas colunas mostradas nas figuras 5.10B, C, D e 5.13A, B, C e D, nota-se a presença de microformas e mesoformas, do conceito de Jackson (1975), isto é, marcas onduladas de pequena escala (microformas) e dunas, ondas de areia, barras linguóides e transversais (macroformas). Dentro do conceito de Miall (1988), podem ser distinguidas com segurança a nível dos estudos efetuados na área, superfícies limitantes de 1ª ou 5ª ordem, que marcam respectivamente os limites entre conjuntos de estratificação cruzada ou são delineadas por relevos de corte e preenchimento de *lag* delimitando canais (figura 5.13B e D). A distinção entre as de 2ª, 3ª e 4ª ordem baseia-se em critérios muito sutís, que não podem ser representados na escala das figuras. As superfícies limitantes de 6ª ordem, com extensão de ordem quilométrica separando "membros"de formações, **talvez** possam ser identificadas apenas na escala do mapa geológico anexo.

Muitas das estruturas características dos sistemas fluviais, principalmente das formações Mangabeira e Tombador, melhor estudadas, são comparáveis com as descritas por Bhattacharyya & Morad (1993) na Dhandraul *Sandstone Formation*, interpretada como um depósito fluvial entrelaçado do Proterozóico. Algumas estruturas descritas na formação acima análogas às das formações Mangeiras e Tombador são:

(1) Fácies de laminação plano-paralela (Sh): figuras 5.10 B, C, D e 5.13 A, B, C e D;

(2) Estratificações cruzadas acanaladas (mesmas figuras);

(3) Lineação de partição, *mud chip conglomerate*;

(4) Superfícies limitantes.

Essas analogias permitem interpretar as fácies fluviais do Supergrupo Espinhaço como sistemas fluviais entrelaçados. A ausência generalizada de conglomerados na Formação Mangabeira, caracteriza o seu ambiente de deposição como semelhante ao modelo South Saskatchewan de Miall (1978). Já a seqüência da Formação Tombador, se assemelha ao modelo Donjek do mesmo autor.

A grande extensão dos depósitos, perpendicularmente a direção do transporte conforme foi mencionado anteriormente, de acordo com Rust (1978) é um indício importante da deposição em uma planície aluvial. Esses depósitos, segundo o mesmo autor, foram mais abundantes anteriormente ao aparecimento da vegetação sobre a Terra.

c) Sistemas Desérticos

Descrição. Sistemas desérticos compreendem todo Grupo Rio dos Remédios, as partes média e superior da Formação Mangabeira e uma parte intermediária da Formação Guiné, na região sudeste de Seabra. A Formação Tombador começa por sistemas desérticos na BR-242 a leste e oeste de Seabra, a norte de Guiné, e em quase toda a zona periclinal do anticlinal de Seabra. Sistemas desérticos também são encontrados na parte inferior da Formação Morro do Chapéu (figura 5.9). Nas formações Mangabeira e Guiné e nas formações Tombador e no Morro do Chapéu os sistemas desérticos são representados por associações de fácies com caracteristicas próprias, o que permite em alguns casos diferenciá-las.

No Grupo Rio dos Remédios esses sistemas são caracterizados por camadas centimétricas de arenitos com granulometria bimodal associadas a níveis de argila com lentículas de areia fina (figura 5.14A). Devido aos cisalhamentos paralelos ao Lineamento Barra do Mendes-João Correia, nâo é possível observar estruturas sedimentares nessas rochas. Tais estruturas estão bem definidas a sudoeste de Jussiape (figura 1.2), onde consistem em estratificações plano-paralelas em camadas com cerca de 5cm de espessura, que separam conjuntos de estratificação cruzada acanalada cuneiforme com espessura de 18 a 20cm.

As associações de fácies e estruturas sedimentares mais características do sistema desértico se encontram na Formação Mangabeira, onde ele assume sua maior espessura. A figura 5.14B, C e D mostra três dessas associações em locais afastados entre si. A coluna estratigráfica da figura 5.14B é representativa dos sedimentos que afloram ao longo da BA-142 a sudoeste de Ibicoara até Barra da Estiva. Nessa região os arenitos são de granulação média a fina com matriz caolínica; os grãos são quartzo e de feldspato. As estruturas sedimentares predominantes nesses arenitos são estratificações cruzadas acanaladas em conjuntos de espessura variável entre 0,8 e

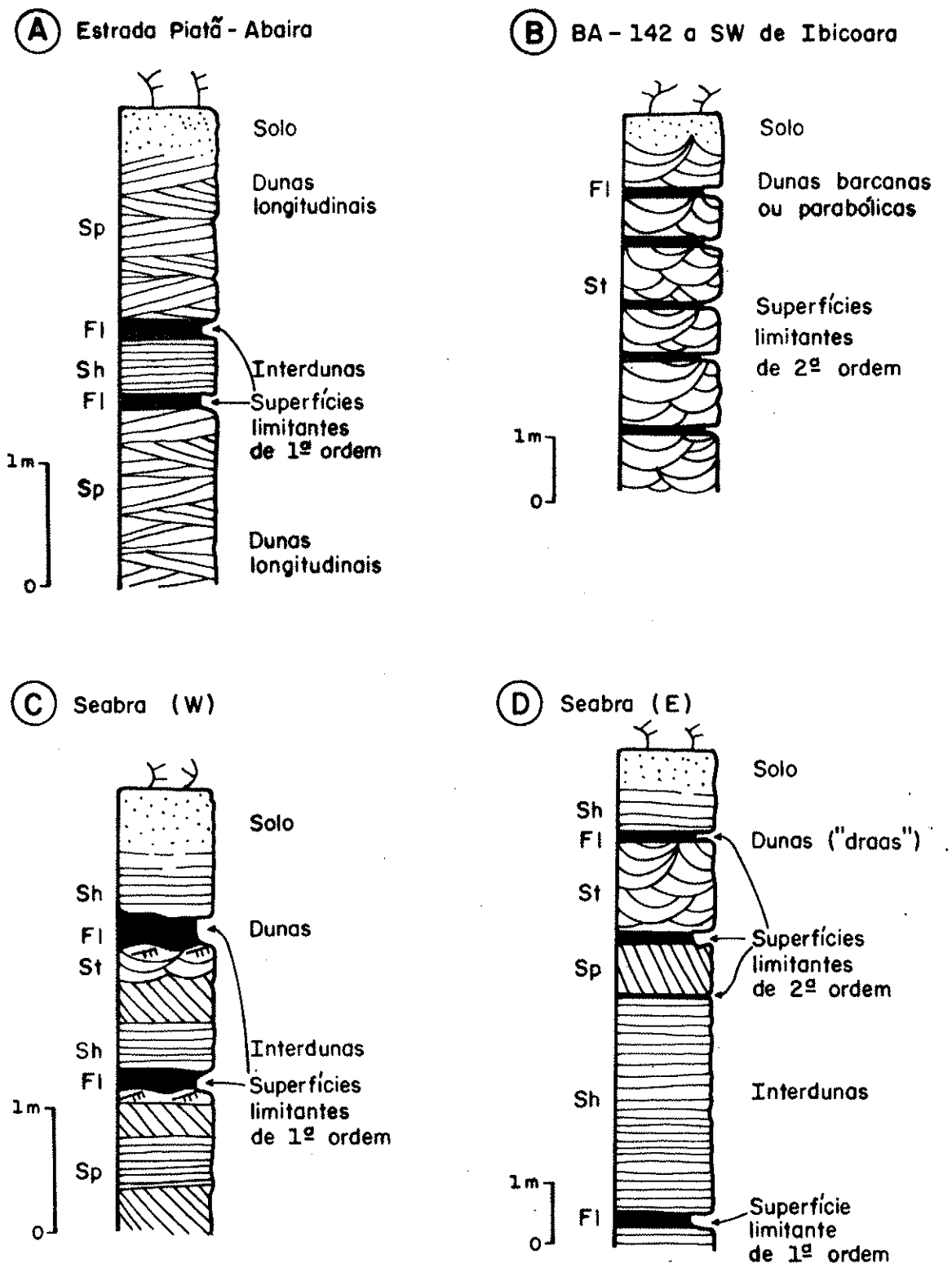


Figura 5.14 - Associações de litofácies do sistema desértico na Formação Mangabeira.Mesma legenda das figuras 5.1 a 5.7 e códigos de litofácies da figura 5.8.

1,2m que se truncam entre si. Marcas onduladas, quando existem, tem cristas paralelas ao mergulho das seqüências frontais das estratificações cruzadas. Em alguns lugares esses conjuntos são separados por superfícies marcadas por níveis de argila com cerca de 20cm de espessura, suborizontais. Os conjuntos de estratificação cruzada subordinados a essas superfícies também são separados por níveis semelhantes, mais delgados. Próximo ao limite meridional da área, ainda na BA-142, uma dessas superfícies horizontais é encontrada truncando estratificações cruzadas acanaladas com cerca de 17m de largura e 2,8m de desnível entre a superfície horizontal e o conjunto mais inferior da estratificação cruzada.

Em uma faixa de direção NNW-SSE situada entre Ibicoara e Barra da Estiva, afloram arenitos bimodais com estratificação cruzada tabular do tipo **Xi** de Allen (1963), descritos por Pedreira (1989). Nesses arenitos encontram-se evidências de sedimentação sob condições de umidade, constantes de níveis centimétricos compactos de estratificação cruzada tabular, contrastando com o restante do afloramento, mais friável. Outra evidência de umidade é a presença de seixos de areia nas seqüências frontais de estratificação cruzada.

Na cidade de Seabra (figura 5.14C), a seqüência consiste em arenitos de granulometria média com lentes de granulometria mais grossa, granocrescentes, produzidas por fluxo de grãos. As camadas de arenito têm internamente estratificações cruzadas acanaladas e tabulares ou plano-paralelas, cujos planos são determinados por micrograda ções. Essas camadas são separadas por níveis de argila branca com cerca de 15cm de espessura, próximos aos quais os arenitos têm marcas onduladas e provavelmente ondulações cavalgantes (foto 5.3). Logo a leste desse afloramento e estratigraficamente acima dele, está outro afloramento de características distintas (figura 5.14D). Os arenitos aí são bimodais formando linhas com uns poucos grãos de espessura e mostram estratificação cruzada acanalada cuneiforme (foto 5.4). Separando os conjuntos de estratificação cruzada, existem superfícies marcadas por níveis de argila. As superfícies são suborizontais e três delas se prolongam por todo o afloramento. A mais inferior mede 25cm de espessura e consiste em argila com lentículas de areia. As duas superiores são mais delgadas e parecem consistir só de argila, separando conjuntos de estratificação cruzada com espessura variável entre 0,5 e 1,4m e extensão lateral entre 4 e 5m.

Imediatamente acima da base da Formação Guiné ocorrem litofácies características tanto de sistemas desérticos como das situadas mais abaixo na mesma formação (figuras 5.15A e 5.16A). Essas litofácies consistem em arenitos com evidências de fluidização, como estratificações cruzadas reviradas e argilitos com estratificação do tipo lenticular. Essa seqüência passa normalmente para o topo a associações de litofácies semelhantes às descritas a oeste de Seabra (figura 5.14C).

Na Formação Tombador, as associações de litofácies do sistema desértico consistem em arenitos brancos com estratificação plano-paralela, cruzada tabular e acanalada, com raras camadas de argila (figura 5.13B) e marcas onduladas. A leste de AfrânioPeixoto (AP-3), a seqüência começa com abundantes marcas onduladas, superpostas por estratificações cruzadas tipo **Xi** de grande porte e alta incidência de lentes de fluxo de grãos. Uma feição típica de desertos que ocorre na Formação Tombador, são níveis de pequenos seixos, de espessura centimétrica, que devem corresponder a superfícies de deflação (foto 5.5).

As associações de litofácies da Formação Morro do Chapéu são muito semelhantes às da Formação Tombador na BR-242 (compare as figuras 5.15C e D). Consistem também em arenitos com estratificação plano-paralela e cruzada acanalada e tabular. Marcas onduladas têm ocorrência localizada.

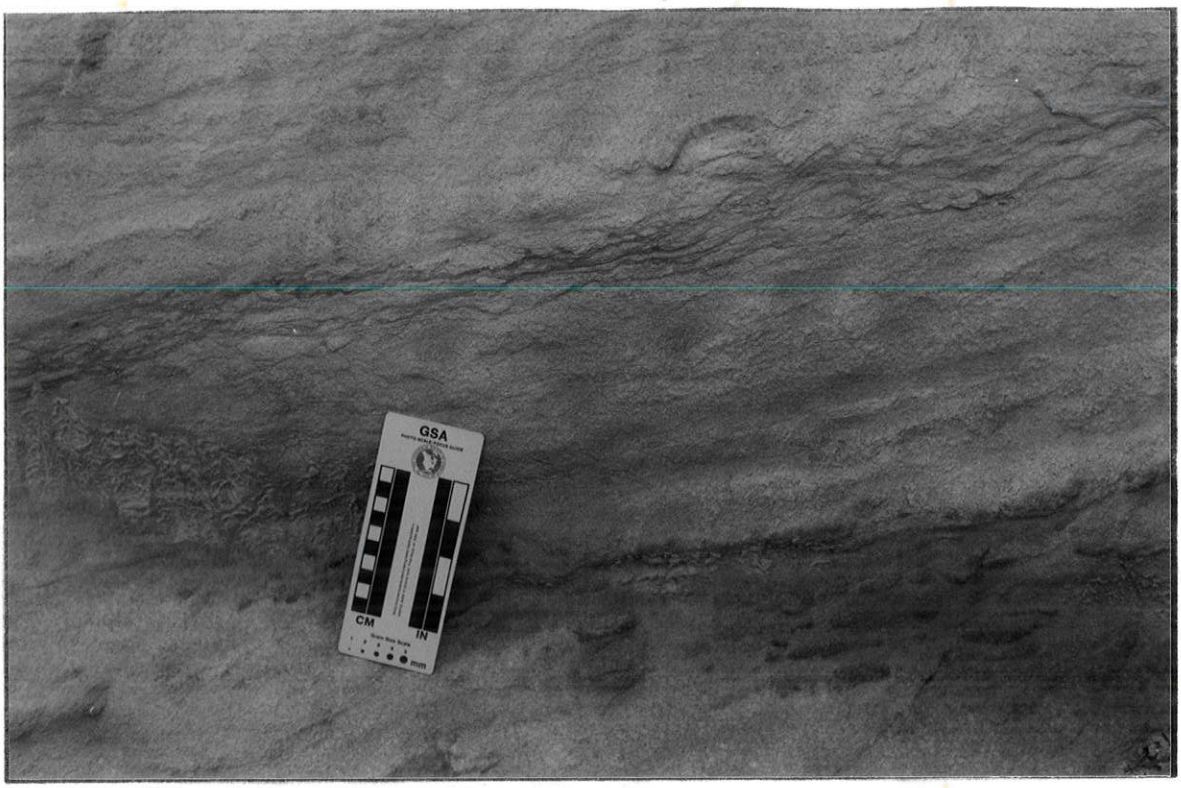


Foto 5.3 - Prováveis ondulações cavalgantes em interdunas do sistema desértico da Formação Mangabeira. Rodovia BR 242 na entrada de Seabra.

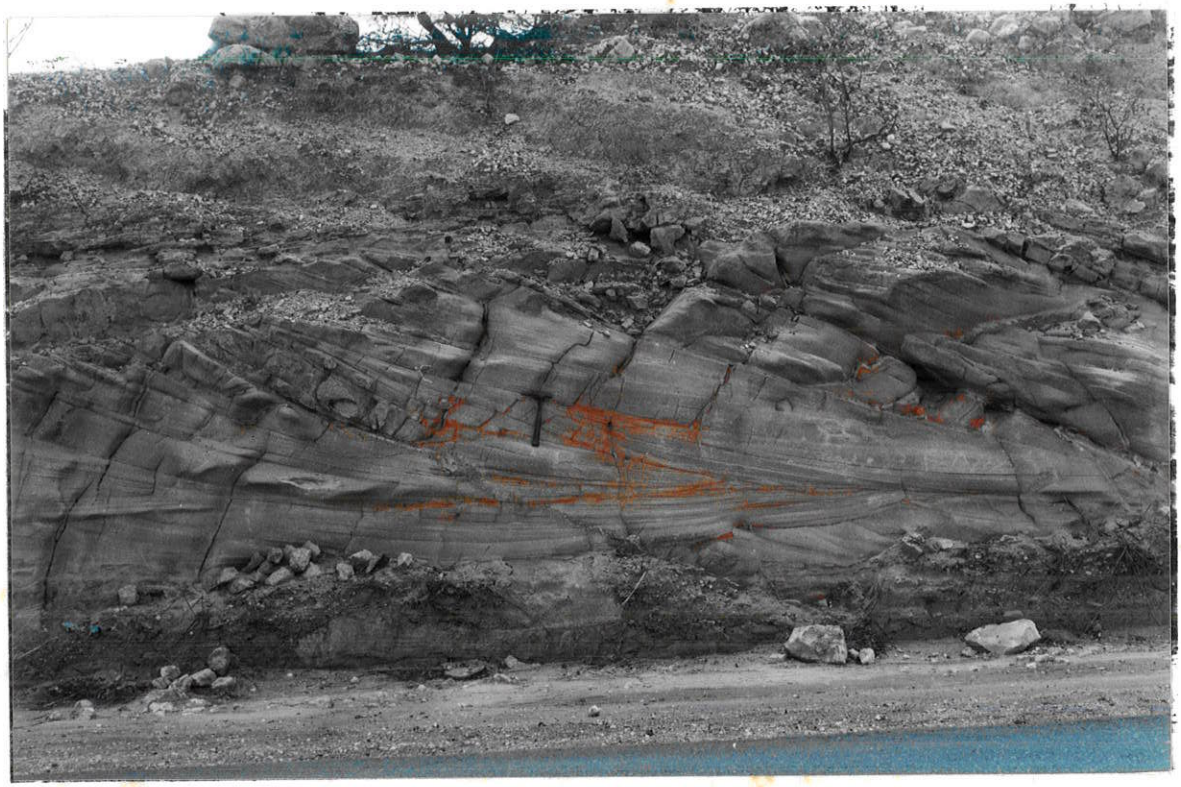


Foto 5.4 - Estratificação cruzada acanalada cuneiforme. Sistema desértico, Formação Mangabeira em Seabra.

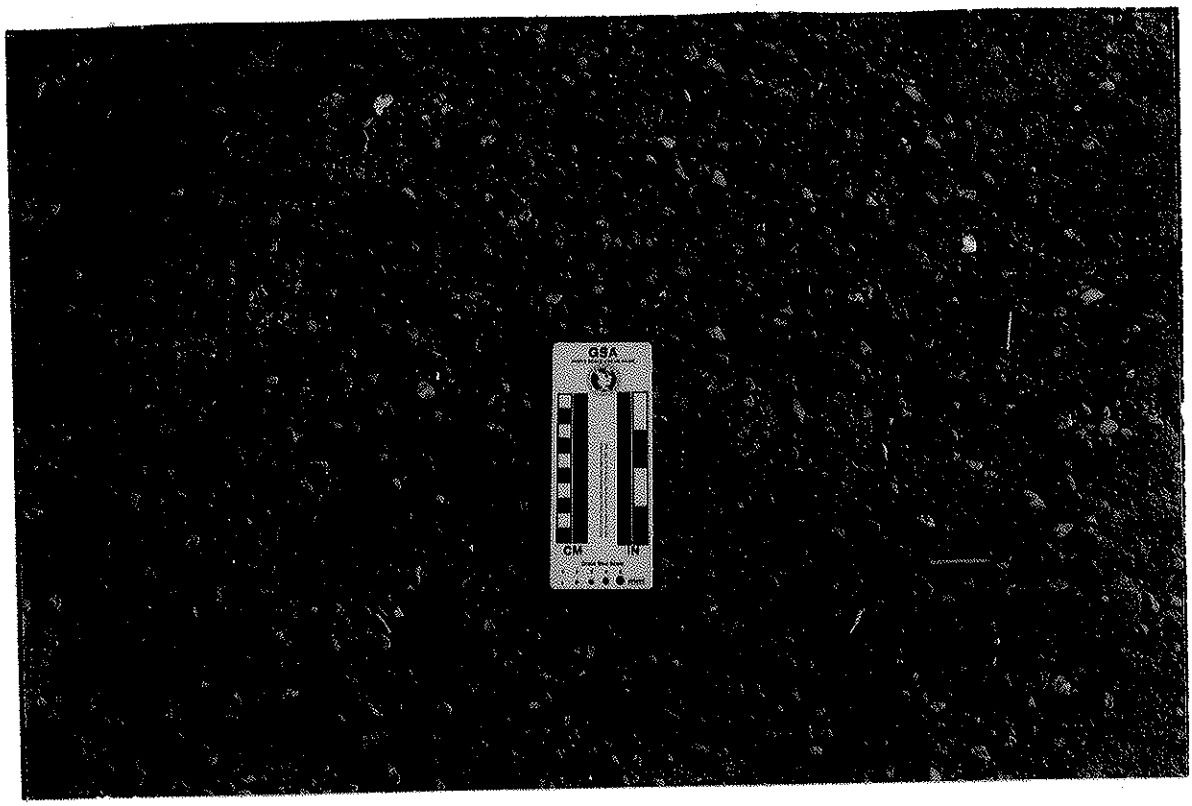


Foto 5.5 - Superfície de deflação estratigraficamente acima dos conglomerados de fácies de leque aluvial da Formação Tombador. Serrano, em Lençóis.

Um aspecto que diferencia os sistemas desérticos da Formação Mangabeira das formações Tombador e Morro do Chapéu é a cor da rocha: na Formação Mangabeira os arenitos são rosa ou avermelhados; nas formações Tombador e Morro do Chapéu são brancos ou cinza. Apenas localmente encontram-se camadas avermelhadas nessas formações.

Interpretação. Os arenitos bimodais que compreendem grande parte das associações de litofácies do sistema desértico, por serem formadas de níveis com uns poucos grãos de espessura, são interpretados como areia transportada pelo vento: os grãos maiores correspodem a vento mais forte; os menores, a vento mais fraco. A existência de grãos de feldspato misturados com grãos de quartzo é normal em clima árido. Gradzinski & Jerzykiewicz (1974) determinaram que nas areias da Formação Barun Goyot, eólicos, do deserto de Gobi na Mongólia, possuem entre 18 e 28% de feldspato.

As marcas onduladas com cristas paralelas ao mergulho das seqüências frontais de estratificação cruzada, de acordo com Galloway & Hobday (1983), são típicas de processos eólicos, bem como as desenvolvidas sobre superfícies horizontais, comum em desertos, conforme observado pelo autor na região A1 Wigh, no Sahara.

Uma possível explicação para os grandes truncamentos observados entre conjuntos de estratificação cruzada, por sua vez truncados por superfícies suborizontais com material finamente granulado (argilito) é a de que se tratem de estruturas *blow out* (Gradzinski 1989; 1992), formadas pelo movimento helicoidal do vento e preenchidas posteriormente por areia.

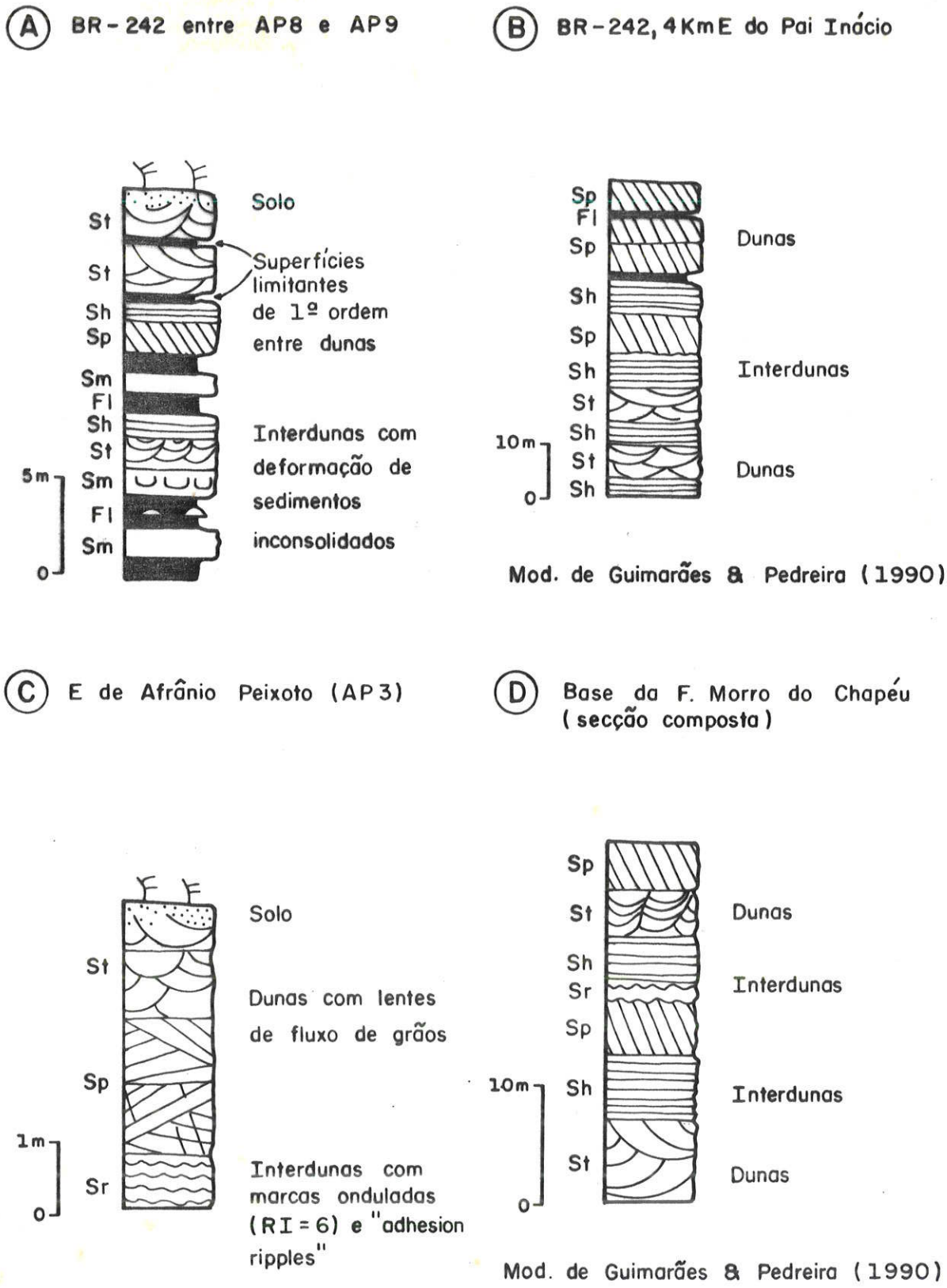


Figura 5.15 - Associações de litofácies do sistema desértico nas formações Guiné (A),Tombador (B e C) e Morro do Chapéu (D). Mesma legenda das figuras 5.1 a 5.7 e códigos de litofácies da figura 5.8.

Embora as estratificações cruzadas de grande porte do tipo **Xi** possam ser indício de dunas *seif,* as medidas de paleovento efetuadas por Pedreira & Margalho (1990), não indicaram isso. A comparação dos diagramas de roseta obtidos por esses autores com os de Galloway & Hobday (1983; p.209) indicaram a presença de dunas barcanóides e talvez parabólicas. Efetivamente, Bigarella (1975) mostra que nos braços de dunas parabólicas, a estrutura das seqüências frontais é do tipo **Xi.** O mesmo ocorre na crísta de dunas estreladas (*rhourd*), conforme mostrado por Mc Kee (1979).

As superfícies suborizontais e côncavas para cima que separam conjuntos e tipos de estratificação cruzada devem se enquadrar no conceito de superfícies limitantes de Brookfield (1977): as suborizontais e mais espessas seriam.de 1ª ordem, separando *draas*, ao passo que as côncavas para cima, seriam de 2ª ordem. As de 3ª ordem consistem em reativações, entre lâminas de estratificação cruzada; Kocurek (1981) interpreta as superficies de 1ª ordem como depósitos interdunas.

Os arenitos do sistema desértico têm tonalidades diferentes: os da Formação Mangabeira geralmente são avermelhados ou róseos, e os da Formação Tombador, cinza ou brancos. Pedreira & Margalho (1990) compararam aqueles com os do Grupo Waterberg, considerados por Tankard *et al.* (1982) como as *red beds* mais antigas do mundo . De acordo com Walker (1975) a cor vermelha dos sedimentos desérticos deve-se entre outros fatores, à sua granulometria e à presença de minerais ferromagnesianos instáveis em suas rochas-fonte. A comparação de alguns dos parâmetros mencionados por aquele autor entre as duas formações, poderia explicar essa diferença entre as tonalidades.

Ross (1983) discute a raridade de registros de sedimentação por processos eólicos no Precambriano. Ele argumenta que essa parte da história geológica seria particularmente adequada para a preservação desses registros, uma vez que, devido a ausência de vegetação, a sedimentação fluvial anterior ao Devoniano foi predominantemente por sistemas entrelaçados, de baixa sinuosidade. Esses sistemas têm um comportamento episódico de enchentes relativamente catastróficas, separadas por períodos de fluxo reduzido, nos quais partes do sistema tornam-se emergentes. Essas partes são locais ideais para deflação eólica de areia e outros detritos de granulação fina. Ao contrário do discutido por Ross (1983), no Supergrupo Espinhaço as evidências da atuação de processos eólicos são abundantes tanto na Bahia (Pedreira, 1989), como em Minas Gerais (Pedreira *et al.* 1989). Essas fácies eólicas estão sempre associadas a fácies fluviais, tanto na Formação Mangabeira, como nas formações Tombador e Morro do Chapéu. Dessa forma, processo análogo ao sugerido por Ross (1983) é proposto para origem dos sistemas desérticos descritos.

d) Sistemas Transicionais: Estuário, Planície de Maré e Deltáico

Na divisão clássica dos ambientes de sedimentação, os transicionais estão situados entre os francamente continentais e os francamente marinhos (Selley, 1988, p.162). Na Chapada Diamantina centro-oriental esses sistemas estão representados nas formações Guiné e Caboclo. Na primeira existem os sistemas estuarino e deltáico; na segunda o sistema de planície de maré,. Na figura 5.9 os sistemas de estuáario e de planície de maré estão englobados como litoral; o sistema deltáico é mostrado separadamente. As associações de litofácies componentes dos primeiros estão mostradas na figura 5.16 (A, B e C). Nesses sistemas e no marinho a quantidade de argila aumenta dramaticamente, mostrando que a deposição se fez abaixo da *mud line* (Selley, 1988) ou em águas paradas (cf. figuras 5.16 e 5.13, 14, 15). Os sistemas transicionais são descritos a seguir.

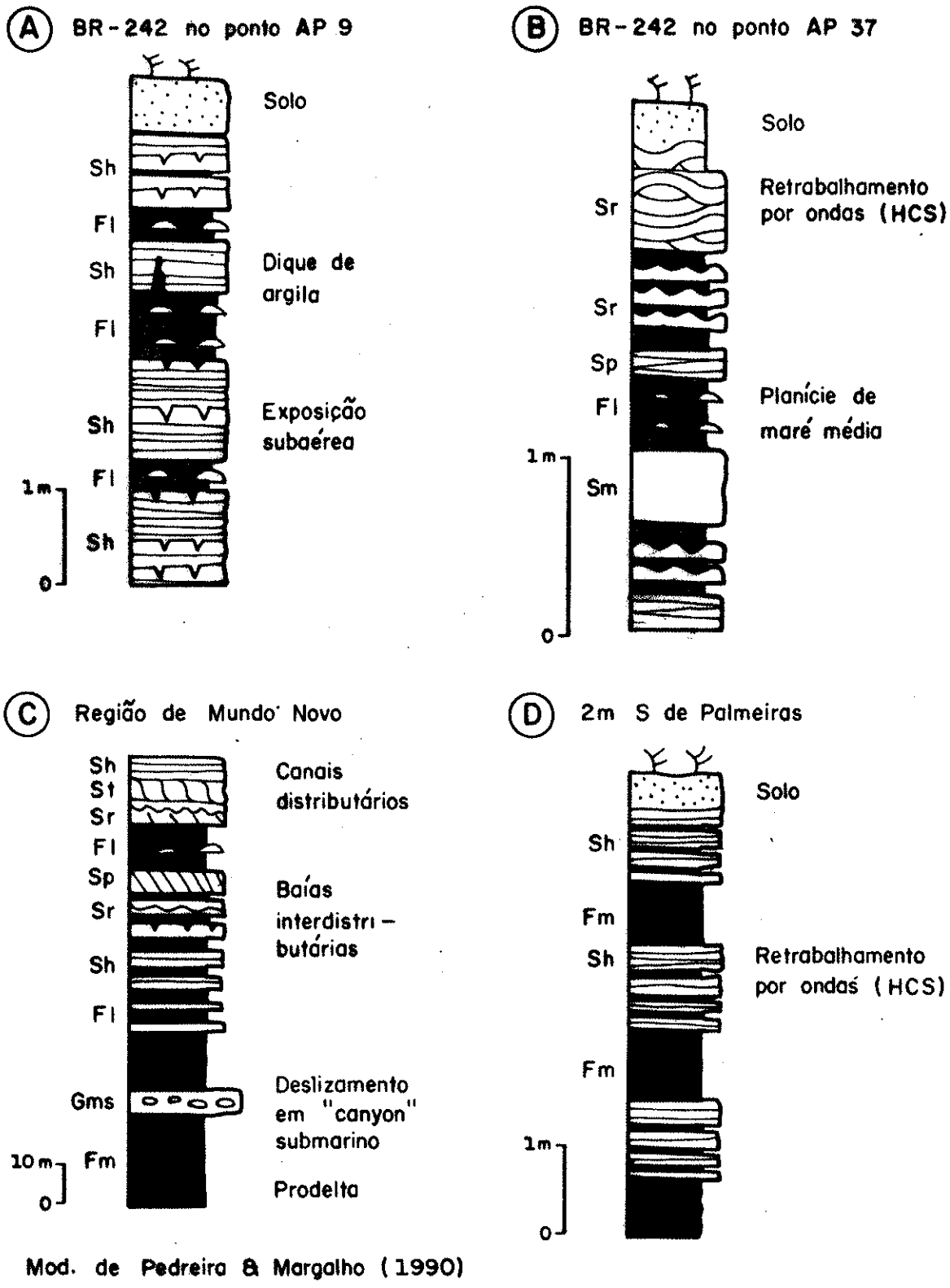


Figura 5.16 - Associações de litofácies dos sistemas litoral das formações Guiné (A) e Caboclo (B), deltáico da Formação Guiné (C) e marinho da Formação Caboclo (D).Mesma legenda das figuras 5.1 a 5.7 e códigos de litofácies da figura 5.8.

Estuário

Descrição.O sistema estuarino é encontrado na base da Formação Guiné. Os melhores afloramentos estão nos pontos AP-9 e AP-40, respectivamente na BR-242 e entre Guiné e Palmeiras. O primeiro é mostrado na figura 5.16A, onde por razões de representação gráfica. **Fl** está exagerado em relação a **Sh.**

O afloramento consiste em uma alternância de arenitos finos, siltitos e argilitos lilazes e amarelados, com bancos de espessura máxima de 75cm, levemente ondulados. Os bancos de arenito fino e siltito são separados por camadas de argilito com grãos de quartzo e palhetas de mica com aproximadamente 5cm de espessura. As estruturas sedimentares mais proeminentes sâo **estratificações** plano-paralelas e, no topo das camadas, fendas de dessecação preenchidas por areia fina. Também ocorrem seqüências de Bouma incompletas (Ta, b, c). Estratificação lenticular existe em ambos os afloramentos. No afloramento situado entre Guiné e Palmeiras, encontram-se adicionalmente ondulações cavalgantes e truncamentos por ondas (*hummockies*). Subindo na seqüência estratigráfica a leste do ponto AP-9 as litologias transicionam para fácies eólicas (figura 5.15A), já descritas.

Interpretação. A existência de ondulações cavalgantes e truncamentos por ondas nas fácies mais arenosas e estratificação lenticular nas mais argilosas, implica na deposição sub-aquosa. As fendas de dessecação evidenciam exposição sub-aérea, ao passo que as seqüências de Bouma incompletas mostram a existência de pequenas correntes de turbidez.

Uma característica importante para interpretação dessa seqüência como um estuário ou litoral é a situação do afloramento AP-9. Estratigraficamente abaixo dele estão as litofácies eólicas da Formação Mangabeira (figuras 5.14 C e D). Subindo na estratigrafia, as litologias estão interacamadas também com fácies eólicas (figura 5.15A). Dessa forma, uma interpretação plausível seria uma subida relativa do nível do mar que invadiria uma costa desértica, seguida por oscilações do mesmo que resultaram na associação de fácies mostrada na figura 5.15 A. Uma situação análoga a essa ocorre em Sandwich Bay na Namíbia, onde a costa é desértica invadida pelo mar.

Planície de maré

Descrição. O sistema de planície de maré, ocorre na Formação Caboclo, sendo bem desenvolvido no núcleo do sinclinal de Boninal e nas zonas periclinais do anticlinal de Seabra e do sinclinal de Irecê. Na serra do Sincorá ele ocorre em diversas faixas, das quais a mais oriental estende-se desde de 20km a norte de Lençóis até a altura de Igatu. Os melhores afloramentos estão nos cortes da rodovia que liga a BR-242 a Lençóis e na própria BR-242 a oeste de Seabra (AP-37). Uma secção desse último afloramento, é mostrada na figura 5.16B.

Da base para o topo essa secção é formada por camadas de arenito com marcas onduladas, seguidas por arenito maciço e por uma camada argilosa com estratificação lenticular; as lenticulas são de areia fina. Esse ciclo se repete, voltando as camadas de arenito e siltito com marcas onduladas, terminando por siltitos retrabalhados por ondas de tempestade (*hummocky cross stratification*). Outro local onde aflora fácies semelhante é na zona periclinal de Seabra, a sudoeste de Água de Rega. Aí a associação de litofácies consiste em uma alternância de siltitos cinza com marcas onduladas no topo e ondulações cavalgantes e argilitos com estratificação ondulada e lenticular (*wavy & linsen*). A seqüência da rodovia entre a BR-242 e Lençóis, é semelhante a essa, sendo notáveis os exemplos de estratificação *wavy & linsen* (foto 5.6).

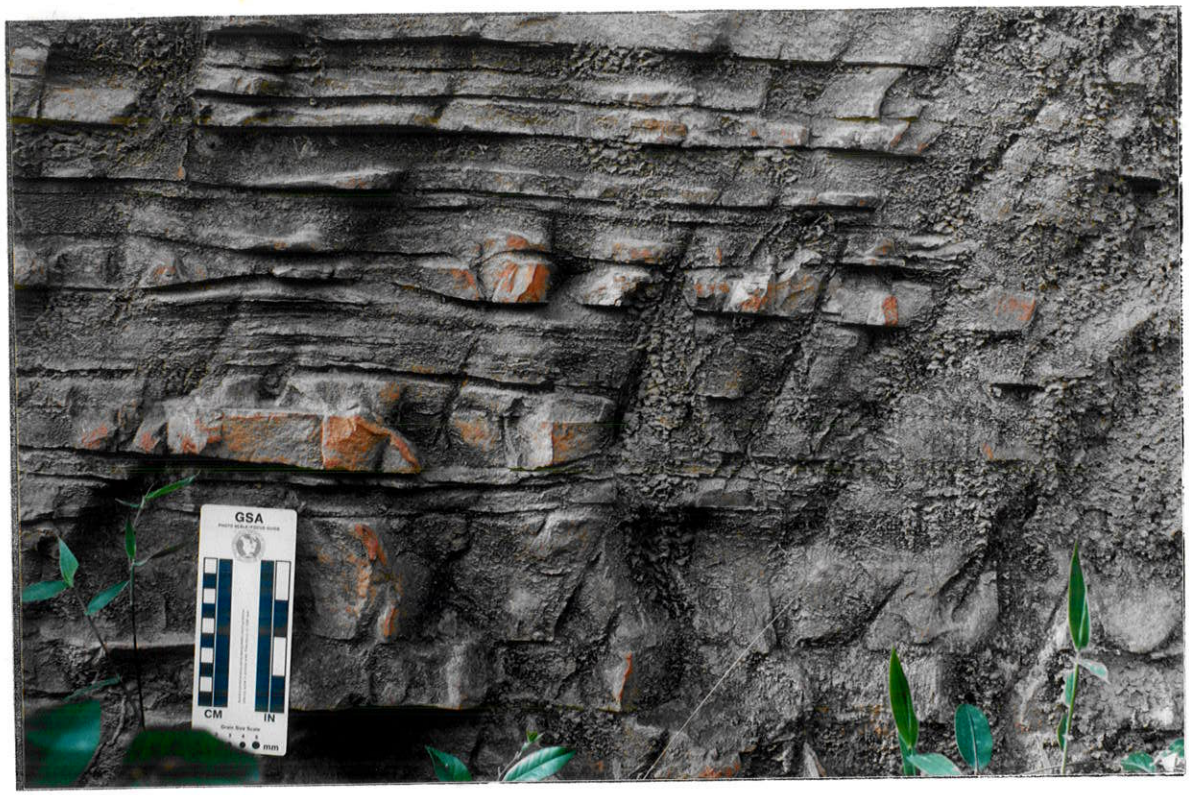


Foto 5.6 - Estratificação lenticular na fácies de planície de maré da Formação Caboclo. BA 850 próximo à ponte sobre o rio São José, na entrada de Lençóis.

Ocorrências de carbonato na Formação Caboclo foram encontradas em três lugares: a norte de Wagner próximo à fazenda Sarpa, em Olhos D'Água e a sudeste de Milagres. Próximo à fazenda Sarpa afloram dolarenitos em contato brusco com as associações de litofácies plataformal da Formação Caboclo e eólica da Formação Morro do Chapéu. Os dolarenitos são cinza claros com estratificação plano-paralela, que às vezes torna-se ondulada, indicando estar controlada pelo crescimento de estromatólitos colunares ou tapetes de algas (Guimarães & Pedreira, 1990). Em Olhos D'Água (3km SW de AP-49), próximo ao contato com a Formação Morro do Chapéu, a seqüência é arenosa, com *wrinkle marks* no topo de camadas de areia com base canalizada assemelhando-se a *gutter casts* formados por tempestades. Abaixo dessas camadas ocorrem biohermas dômicos com estromatólitos colunares. As colunas medem cerca de 3cm de altura por um de largura e estão muito intemperizadas. Finalmente, a última secção carbonática examinada também está próxima ao contato com a Formação Morro do Chapéu (sudoeste de Milagres). Aí ocorrem calcarenitos com marcas onduladas assimétricas, com laminação cruzada e pequenos estromatólitos colunares. Dentro da cidade de Boninal tambem ocorrem calcários azulados da Formação Caboclo; os afloramentos são muito pequenos, não permitindo melhores observações.

Interpretação. Na coluna representada na figura 5.16 B, ocorrem camadas de arenito com marcas onduladas e estratificação plano-paralela e cruzada de baixo ângulo em dois níveis sucessivos. Essas camadas se assemelham às estruturas internas das barras de areia intermarés. Os pelitos com estratificação lenticular podem ser comparados à fácies heterolítica de Nikula (1988), que representa deposição na planície de maré média como *aggradational bundles* (Deynoux *et al.* 1993); essa é uma fácies relativamente comum na Formação Caboclo. Finalmente no topo da secção, os arenitos com ondulações truncadas podem ser interpretados

como produto de tempestades. Esses também são processos cuja ação sobre a associação de litofácies de planície de maré é comum, uma vez que ocorre em outros locais da mesma formação. Por outro lado, a presença de carbonatos com estromatólitos é um indício seguro da deposição em planícies de maré o que, na área da pesquisa ocorre pelo menos em dois níveis da Formação Caboclo.

Deltáico

Descrição. O sistema deltáico é caracterizado pelas associações de litofácies da Formação Guiné na região a sudoeste da serra do Sincorá ao longo de sua escarpa, e no seu interior. Essa última região abrange o anticlinal do Pai Inácio, o vale dos Patis (a leste da serra do Esbarrancado), Campo Redondo (sudeste de Ibicoara) e a área de Mundo Novo. A figura 5.16 C mostra a seqüência dessa última área.

A base da seqüência (fácies Fm e Fl) consiste em argilitos vermelhos cinza e lilazes, micáceos, com laminação plano-paralela, dos quais existem bons afloramentos nos arredores de Mundo Novo. Intercalados nesses pelitos ocorre uma camada de conglomerado sustentado pela matriz, (cerca de 90% de matriz e 10% de seixos) com estratificação cruzada tabular. Os seixos são siltito lilás, bem arredondados e com cerca de 2cm de diâmetro. Acima dos conglomerados, começam a aparecer níveis sílticos intercalados nos argilitos que afloram a sudeste de Ibicoara na estrada para Mundo Novo. Essa seqüência marca a transição entre os pelitos da base e os arenitos do topo da seqüência. Os arenitos do topo têm granulação média e muita matriz argilosa, além de níveis sílticos lilases. Esses arenitos argilosos têm estratificação plano-paralela e cruzada de baixo ângulo, marcas onduladas de crista reta e evidências de exposição subaérea constantes de *mud cracks*. Lateralmente os arenitos (**Sr, Sh**) passam para corpos sigmoidais de arenito médio a fino amarelo claro ou branco, amalgamados, com espessura em torno de 50cm.

Na região do morro do Pai Inácio, o topo da Formação Guiné consiste em uma seqüência deltáica com fluxo subaquático de areia, que distalmente (para oeste) passa a uma seqüência rítmica de camadas de areia com cerca de 30cm de espessura, separadas por camadas de lama ou silte. Nesse mesmo nível estratigráfico, porém mais a sul no vale dos Patis, Bomfim & Pedreira (1990) descreveram arenitos sericíticos em corpos com geometria sigmoidal e estratificações cruzadas do tipo espinha de peixe.

Interpretação. Bomfim & Pedreira (1990) e Pedreira & Margalho (1990) interpretaram essa associação de litofácies como um sistema deltáico. Na parte inferior da associação, a presença de litogias argilosas sem evidência de estruturas indicativas de água rasa ou exposição subaérea é interpretada com produto da deposição em águas profundas, no declive deltáico distal, sendo portanto atribuída ao prodelta. Os conglomerados intercalados neles podem ser interpretados de várias maneiras (Tankard *et al.* 1982). Sua associação com os pelitos prodeltáicos entretanto, indica deposição em água profunda, assemelhando-se à fácies A.1.3 de Pickering *et al.* (1986).

Nos arenitos do topo da associação de litofácies, as estratificações plano-paralelas e cruzadas de baixo ângulo, indicam sedimentação em regime de fluxo superior. As marcas onduladas de crista reta evidenciam sedimentação em profundidade moderada e as *mud cracks*, exposição subaérea. As estratificações cruzadas do tipo espinha de peixe se formaram sob a ação de marés. Essas evidências foram interpretadas por Bomfim & Pedreira (1990) e Pedreira & Margalho (1990) como fácies de planície deltáica. A sua relação lateral com os arenitos de geometria sigmoidal, sugere que as fácies descritas acima pertencem às zonas interdistributárias e os arenitos sigmoidais aos canais distributários.

e) Sistema marinho

Descrição.O sistema marinho plataformal compreende parte da Formação Caboclo, aflorando desde Lençóis até o limite norte da área e muito restritamente a sul de Palmeiras. A figura 5.16 D mostra um afloramento nesta última região.

A litofácies Sh é composta por areia muito fina a silte com laminação plano-paralela e, ocasionalmente, cruzada. As camadas têm espessura entre 10 e 30cm e mostram continuidade lateral (baixa lenticularidade; Clifton, 1973). Próximo ao limite norte da área ocorrem níveis milimétricos de silex oolítico. A norte deTanquinho (ponto AP-1), a sul de Palmeiras e na região de Olhos D'Água (ponto AP-49), essas camadas mostram ondulações truncadas (HCS) e *gutter casts* (J. Cândido Sales; inf. verbal, 1992), que evidenciam a ação de tempestades. Os melhores afloramentos estão nessa última região. Os argilitos intercalados são vermelhos ou amarelados, possuindo em geral laminação plano-paralela; a norte de Tanquinho, além da laminação plano-paralela também têm laminação cruzada e estratificação ondulada e lenticular (*wavy & linsen*). Os níveis arenosos têm tendência para se espessar em direção ao topo das seqüências (*thickening-up*).

Interpretação. Essa associação de litofácies foi interpretada por Guimarães & Pedreira (1990) como representante do aumento de profundidade do mar que transgrediu sobre a Formação Tombador. A associação depositou-se em um ambiente abaixo das ondas normais, sujeita apenas a ondas de tempestade que deram origem às ondulações truncadas (HCS). A associação de litofácies é a equivalente distal, depositada em águas mais profundas, da associação de litofácies de planície de maré. Os níveis de silex oolítico devem estar relacionados a algum aporte de água doce: Eriksson & Warren (1983) mencionam a presença de zonas de silicificação e dolomitização na interface água doce/água salgada em posição semelhante.

5.2.3 Seqüências Deposicionais

Durante os trabalhos de campo, foi notado que as seqüências deposicionais determinadas por Pedreira (1988) eram perfeitamente reconhecíveis em outros locais não abordados especificamente naquele trabalho. Embora não tenham sido atendidos todos os requisitos necessários para a determinação das seqüências, como é feito para o Fanerozóico, como perfis de poços na área central da bacia, datações precisas, e sismoestratigrafia (Miall, 1984), as feições características de cada formação e os seus contatos parecem ser suficientes para a delimitação das seqüências por critérios físicos que indicam limites dos tipos 1 e 2. Esses critérios são mostrados na tabela 5.5.

a) Seqüência Deposicional Rio dos Remédios

Essa seqüência está em discordância sobre o embasamento cristalino. Ela começa por arenitos com estratificação plano-paralela e cruzada de grande porte interpretados com um sistema desértico. No topo da seqüência, a sul de Saudável (figura 4.2), rítmitos com níveis arenosos e lamosos, com estratificação do tipo *wavy & linsen*, ôndulas cavalgantes e ondulações truncadas foram interpretados por Souza (1986) como turbiditos oscilatórios. De acordo com esse autor, representariam uma transgressão da linha de costa. Não se descarta entretanto, que esses turbiditos evidenciem um abaixamento relativo brusco do nível do mar (figura 5.17), formando um limite do tipo 1. Intercaladas na seqüência Rio dos Remédios existem rochas vulcânicas ácidas.

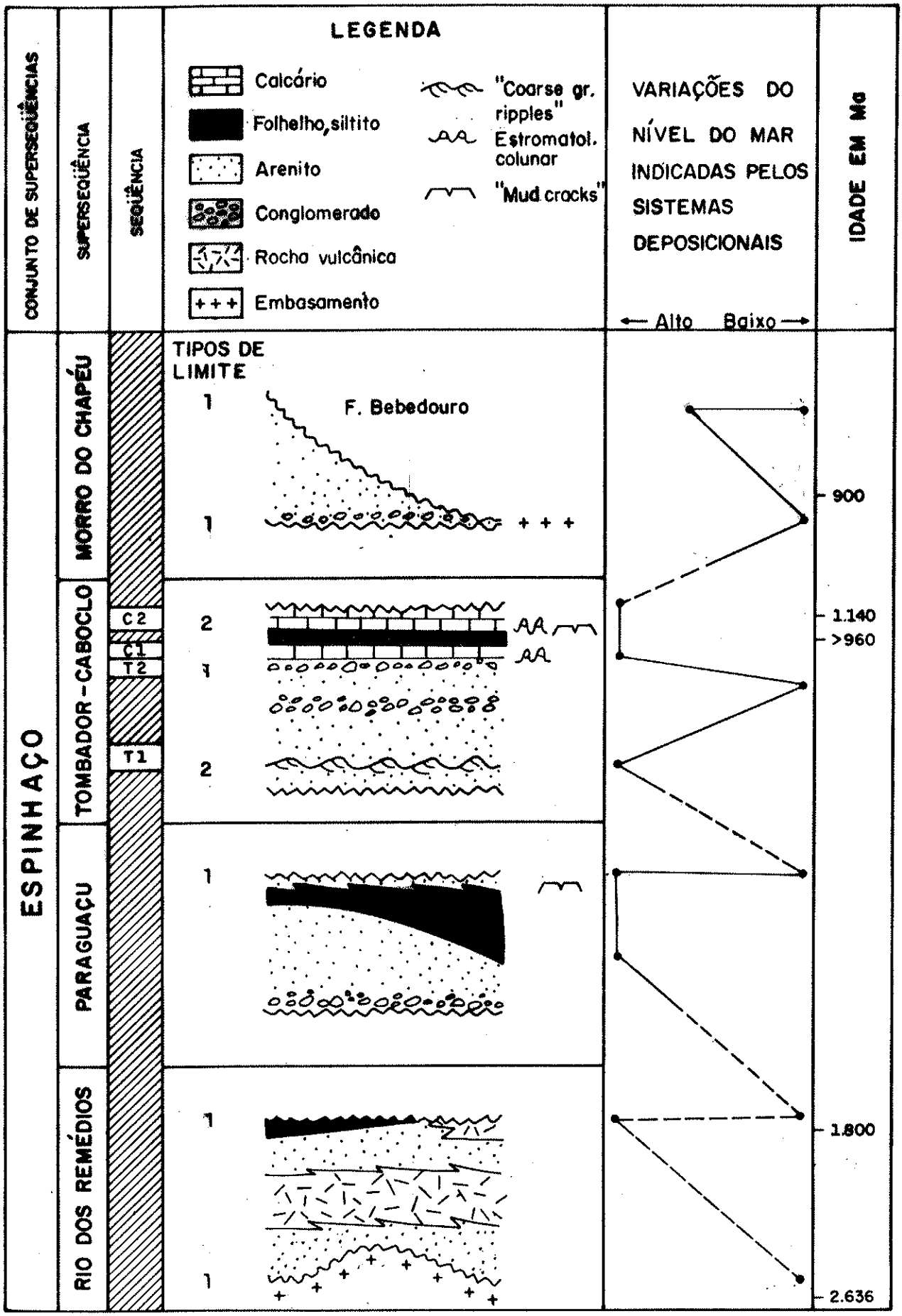


Figura 5.17 - Estratigrafia de Seqüências do Supergrupo Espinhaço na Chapada Diamantina

Tabela 5.5 - Critérios físicos utilizados para a determinação de limites entre as seqüências deposicionais da Chapada Diamantina Centro-oriental (ver a figura 5.17)

SEQÜÊNCIAS	LIMITE BASAL	CRITÉRIOS FÍSICOS	OBSERVAÇÕES
Morro do Chapéu	1	Incisão da plataforma da Formação Caboclo por rios	Dominguez (1993)
C1 e C2	2	Carbonatos de planícies de maré depositados sobre sedimentos plaformais	Norte de Boninal e sul de Milagres
T2	1	Abaixamento do nível do mar com deposição de leque submarino	
T1	2	Subida do nível do mar, evidencianda pela ação de tempestades (*coarse grained ripples)*	J.M.L. Dominguez, inf. verbal; 1992
Tombador / Caboclo	1	Abaixamento relativo do nível do mar com deposição da seqüência deltáica da Formação Guiné	Regiões de Mundo Novo e vale dos Patís
Paraguaçu	1	Conglomerados da Formação Ouricuri do Ouro	
Rio dos Remédios	1	Discordância interregional devida a nível baixo do mar	

b) Seqüência Deposicional Paraguaçu

A base da seqüência Paraguaçu também é uma discordância que atinge o embasamento, uma vez que a Formação Ouricuri do Ouro, basal do grupo, pode estar depositada tanto sobre o Grupo Rio dos Remédios como sobre o embasamento (Schobbenhaus & Kaul, 1971). Essa seqüência abrange as formações Ouricuri do Ouro, Mangabeira e Guiné.

Ela começa com os conglomerados da Formação Ouricuri do Ouro que afloram desde a região de Ibitiara (figura 4.2) até o limite ocidental da área dessa pesquisa; esses conglomerados são interpretados como leques aluviais, possivelmente derivados de um soerguimento do substrato formando um limite do tipo 1. Sua parte intermediária compreende os sedimentos de fácies fluviais e eólicas da Formação Mangabeira. A inundação marinha dessa área continental é representada pela base da Formação Guiné nos pontos AP-9 e AP-40, onde ocorrem diversas evidências de inundação e exposição subárea. O sistema deltáico do topo dessa formação (figura 5.16 C), indica um abaixamento relativo brusco do nível do mar, o que marca a discordânncia basal da seqüência deposicional Tombador-Caboclo. Este também é um limite do tipo 1. Este limite pode ser seguido por uma distância considerável ao longo da serra do Sincorá e no seu interior, na zona periclinal NNW de Seabra e em parte da serra do Bastião.

c) Seqüência Deposicional Tombador-Caboclo

A discordância que marca a base dessa seqüência possui as seguintes evidências: o sistema deltáico do topo da Formação Guiné que marca uma regressão marinha; discordância angular a leste de Ibicoara e discordância erosiva na BR-242, 12km oeste de Seabra. A metade inferior da seqüência é continental, regressiva (Formação Tombador). A metade superior, correspondente à Formação Caboclo, é marinha. Dentro dessa seqüência deposicional (superseqüência) foram determinadas duas outras de hierarquia inferior: T1 e T2 (figura 5.17) A primeira foi encontrada na estrada Guiné-Palmeiras, logo acima das fácies eólicas: aí existem blocos rolados de arenito da mesma formação com marcas onduladas interpretadas como *coarse grained ripples*, o que indicaria ação marinha (J.M.L. Dominguez, inf. verbal; 1992). Na figura 5.17 isto é indicado como correspondente a uma elevação relativa do nível do mar, o que marcaria um limite do tipo 2. Entretanto, a continuidade desse limite não foi encontrada.

A Formação Caboclo começa por uma nova elevação do nível do mar (limite do tipo 2), quando se depositaram os Jacuípe *flints* de Branner (1910 b). O nível do mar continuou a subir, tendo sido detectadas na região de Morro do Chapéu evidências de sua oscilação expondo mais de uma vez a plataforma aos agentes erosivos (Dominguez, 1993). Estromatólitos no topo da Formação Caboclo associados a calcários a sul de Milagres e em Olhos D'Água (a oeste de AP-49) marcam o topo da seqüência deposicional e um limite do tipo 2. A localização desses pontos no mapa geológico mostra que esse limite também pode ser seguindo por uma distância considerável. Esses dois limites são subordinados aos limites tipo 1 que balisam a seqüência Tombador-Caboclo.

d) Seqüência Deposicional Morro do Chapéu

Essa seqüência deposicional é coincidente com a Formação Morro do Chapéu. Na região da cidade homônima, a formação começa por uma profunda discordância, resultante da exposição da plataforma carbonática do topo da Formação Caboclo aos agentes subáereos, formando um limite do tipo 1. Dentro da área da pesquisa, cerca de 75km a sudoeste daquela cidade, este limite está na fazenda Sarpa, a norte do ponto JT-50. Aí, arenitos de fácies eólica da Formação Morro do Chapéu estão sobre calcários de planície de maré, do topo da Formação Caboclo; a sul de Milagres, a fácies dos arenitos é fluvial e eles estão sobre calcários de posição estratigráfica semelhante. Na região de Olhos D'Água a Formação Morro do Chapéu começa por arenitos de fácies litoral ou de planície de maré, com estratificação cruzada do tipo espinha de peixe, marcas onduladas de topo plano e *mud chip conglomerates*. Em direção ao topo, a formação passa a fácies continentais (fluviais e eólicas) caracterizando uma queda relativa do nível do mar.

.2.4 Estratigrafia de Seqüências no Precambriano: uma discussão

A estratigrafia de seqüências foi desenvolvida para as rochas do Fanerozóico (Sloss, 1963; Miall, 1984; Gama Jr., 1989). A sua aplicação a rochas do Precambriano tem sido contestada, sob a alegação de que a precisão das datações e a ausência de sismoestratigrafia diminuem a efetividade da metodologia (A.M. Coimbra, inf. verbal; 1992). Entretanto, o desenvolvimento de métodos sofisticados de datação geocronológica, aliado ao grande número de determinações disponível, permitiu Krapez (1993) e Blake (1993) aplicar a estratigrafia de seqüências para as rochas supracrustais vulcânicas e sedimentares do Pilbara Block, na Austrália Ocidental. Krapez (1993) conseguiu dividir as rochas supracrustais do Arqueano e Paleoproterozóico em quatro megasseqüências (1ª ordem) e 17 superseqüências (2ª ordem). O reconhecimento no Arqueano dos ciclos de 4ª ordem (parasseqüências) em diante entretanto, está além da resolução dos métodos

isotópicos de datação (1-10Ma), de modo que eles só podem ser identificados por critérios físicos (Blake, 1993).

No caso da Chapada Diamantina as idades são escassas (figura 5.17) de modo que foram utilizados principalmente critérios físicos para o reconhecimento das seqüências e seus limites. As datações geocronológicas disponíveis compreendem um intervalo máximode 1.376Ma. Entretanto, considerando a idade de 2.1Ga determinada no topo do Grupo Rio dos Remédios (B.B. de BritoNeves; com. pessoal, 1993) como a mais antiga da seqüência sedimentar, o intervalo fica reduzido para pouco mais de 1Ga. Esse intervalo está entre discordâncias significativas que de acordo com Krapez (1993), se medem pela quantidade máxima da secção sotoposta eliminada: a basal e a situada abaixo da Formação Bebedouro, que atinge pelo menos da Formação Caboclo ao embasamento (regiões de Boninal e Novo Acre, no mapa geológico anexo). Isto daria uma duração média em torno de 250Ma para cada uma das quatro seqüências, o que equivale à duração de um megaciclo (megasseqüência = 225-300Ma; item 1.3).

Considerando esses fatos, até que se disponha de datações geocronológicas precisas ao longo de toda a secção do Supergrupo Espinhaço, existem as seguintes alternativas para a interpretação:

(1) As seqüências Rio dos Remédios, Paraguaçu, Tombador, Caboclo e Morro do Chapéu seriam **megasseqüências** (1ª ordem).

(2) As seqüências acima, embora tenham a duração de megasseqüências corresponderiam na realidade a **superseqüências** (2ª ordem). Superseqüências são fases individuais de preenchimento de bacias compostas (Krapez, 1993): a Chapada Diamantina Centro-oriental, de acordo com as classificações de Siqueira (1978) e Dominguez (1993) é uma bacia sucessora, isto é, uma bacia composta. Assim, cada seqüência deposicional corresponderia ao preenchimento total de uma bacia simples (Krapez, 1993) o que é indicado pela figura 5.17 e será discutido no Capítulo 8.

(3) A duração aparentemente excessiva dos ciclos 2ª ordem de variação do nível do mar, no caso da Chapada Diamantina, poderia ser causada pela maior estabilidade litosférica durante o Mesoproterozóico, em contraposição ao Arqueano e ao Fanerozóico, éons de maior mobilidade da crosta. Em vista dos poucos dados disponíveis, esta interpretação ainda é altamente especulativa.

No primeiro caso, o Supergrupo Espinhaço seria um Conjunto de Megasseqüências (1ª ordem), limitado por discordâncias de caráter mundial, correspondendo a Ciclos de Wilson ou de Super Continente. A escassez de dados geocronológicos dificulta provar essa assertiva, de modo que é preferível a interpretação adotada no segundo caso: o Supergrupo Espinhaço seria um Conjunto de Superseqüências, formado pela reunião de, pelo menos, quatro superseqüências (2ª ordem), depositadas em um ambiente geotectônico comum a todas elas. A interpretação dos sistemas deposicionais componentes de cada seqüência vista nos itens anteriores, parece indicar que essa segunda alternativa esteja mais próxima da realidade. Esta concepção é a mostrada na figura 4.22, preparada a partir dos elementos sedimentológicos e geocronológicos disponíveis. Na figura estão definidos: (1) a hierarquia das seqüências; (2) os tipos de limite entre elas; (3) as litologias componentes de cada uma; (4) as principais estruturas sedimentares indicativas dos tipos de limite; (5) as prováveis oscilações do nível do mar responsáveis pela instalação dos tipos de limite acima, e (6) os dados geocronológicos disponíveis.

Christie-Blick *et al* (1988) sugerem que alguns limites entre seqüências regionalmente persistentes, tenham origem eustática. Essas oscilações do nível do mar entre as discordâncias parecem se dever

a variação do estado tensional da placa litosférica. De acordo com Cloetingh (1988), na ausência de tensão intraplaca, o nível do mar permanece estável. Esforços compressivos provocam a sua queda nas bordas da bacia, enquanto esforços extensionais causam a sua subida na mesma região. Como a área estudada está situada próxima à borda oriental da bacia sedimentar da Chapada Diamantina, as variações do nível do mar poderiam ser atribuídas a esse fenômeno.

CAPÍTULO 6: OS SEDIMENTOS PELITO-CARBONÁTICOS E GLACIOGÊNICOS DAS "BACIAS" DE IRECÊ E UNA-UTINGA

6.1 Introdução

Os sedimentos que preenchem essas "bacias", compõem o Grupo Una (Capítulo 4). Embora este grupo seja muito importante sob os pontos de vista sedimentológico, tectônico e econômico, conforme atestam diversos trabalhos citados por Bomfim *et al.* (1985), ele não foi considerado nessa pesquisa, que se restringiu ao Supergrupo Espinhaço. Entretanto, como ele aflora nas regiões centro-norte e leste do mapa geológico anexo, torna-se imprescindível uma descrição de suas fácies nessa tese. A descrição é baseada essencialmente em Souza *et al.* (1993) para a Formação Salitre na "bacia" de Irecê e em Pedreira & Margalho (1990) para o grupo na "bacia" Una-Utinga.

6.2 Formação Bebedouro

Essa formação está depositada em não conformidade sobre o embasamento cristalino a leste da "bacia" Una-Utinga (secção B-B' no Anexo I) e em discordância angular ou desconformidade sobre os sedimentos das formações Tombador, Caboclo e Morro do Chapéu. O seu contato com a Formação Salitre, pelo menos na "bacia" Una-Utinga, é localmente interdigitado ao longo de alguns metros, como pode ser comprovado na fazenda Europa, situada à margem do rio Invernada, na altura do meridiano 13°00'. Nesse local, ocorrem laminitos algais intercalados em argilitos com ≈ 2% de seixos minúsculos, entre os quais foi encontrado um seixo bem arredondado proveniente do embasamento cristalino.

A formação aflora na extremidade meridional da "bacia"de Irecê, sobre as formações Caboclo e Morro do Chapéu e em áreas isoladas sobre a primeira (AP 36-Boninal). É composta por diamictitos, siltitos calcíferos e pelitos (figura 6.1A). Os diamictitos podem ser maciços ou estratificados. Os maciços têm estrutura desorganizada, com cerca de 5% de clastos. Esses são de gnaisse, pegmatito, silex, argilito, quartzito e calcário. Os clastos de rochas sedimentares predominam sobre os de rochas ígneas e metamórficas. Os diamictitos estratificados afloram próximo ao acesso para a cidade de Palmeiras, em ciclos alternados com areia fina e pelitos. Nesses diamictitos existe gradação normal. A matriz dos diamictitos é roxa, argilosa ou arenosa. No primeiro caso notam-se grãos de areia flutuando na matriz, os quais podem também formar leitos delgados com espessura de uns poucos grãos. Próximo à base da formação, existe uma intercalação espessa de siltitos calcíferos e folhelhos nos diamictitos. Essas rochas estão retrabalhadas por ondas, formando truncamentos.

Na "bacia" Una-Utinga a Formação Bebedouro aflora em uma faixa de largura variável que vai de Utinga a Novo Acre, a sudeste de Nova Redenção e a leste de Rumo. No flanco oriental da bacia a formação está em não conformidade sobre o embasamento cristalino; no ocidental é discordante ou desconforme sobre as formações Tombador, Caboclo e Morro do Chapéu. Os seus melhores afloramentos estão imediatamente a leste do limite oriental da área da pesquisa, na estrada Itaetê-Iramaia nessa "bacia'. A formação compreende diamictitos, arenitos e pelitos (figura 6.1B). Nos diamictitos, o diâmetro dos clastos varia desde 80cm, próximo à base da formação, até milímetros na maioria dos afloramentos. O seu tamanho diminui em direção a oeste. A sua litologia consiste em gnaisse, granito, pegmatito e quartzito, este último em quantidades subordinadas. Aproximadamente na parte intermediária da formação, existem diversas camadas de arenito com

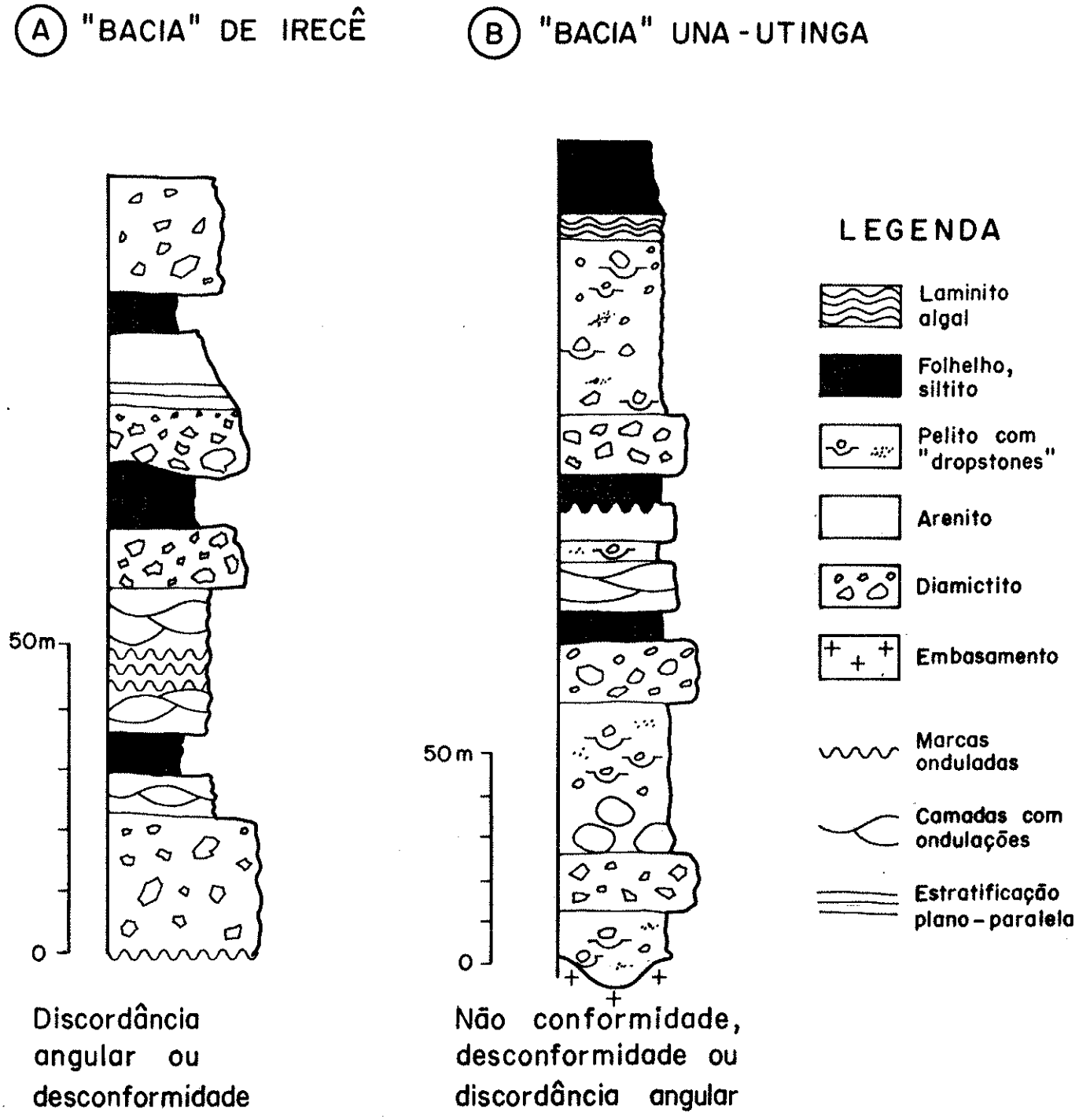


Figura 6.1 - Colunas estratigráficas da Formação Bebedouro nas "bacias" de Irecê e Una-Utinga. B de acordo com Pedreira & Margalho (1990).

estratificação plano-paralela e cruzada, com marcas onduladas no topo de algumas camadas. As camadas de arenito são separadas por folhelhos com laminação plano paralela e algumas, associadas aos diamictitos, possuem clastos caídos.

6.3 Formação Salitre

Embora Bomfim *et al.* (1985) e Pedreira *et al.* (1987) tivessem dividido a Formação Salitre em diversas unidades (tabela 4.8), os seus estudos não se estenderam até o extremo meridional da "bacia"de Irecê, limitando-se no paralelo 12°00'. Souza *et al.* (1993) dividiram a seqüência da Formação Salitre aflorante aí em três subunidades: Nova América Inferior, Nova América Superior e Jussara Superior (figura 6.2A). As duas primeiras correspondem a um ciclo regressivo; a última a um ciclo transgressivo.

Subunidade Nova América Inferior: Aflora no vale do rio Santo Antônio a norte da BR-242, sobre a Formação Bebedouro e em uma pequena área 19km noroeste de Água de Rega, mostrando que ela contorna a "bacia" em sua parte meridional. A subunidade começa por um calcário dolomítico rosa-avermelhado (lilás), que passa para calcissiltitos e laminitos algais interestratificados. Os calcissiltitos têm tonalidades claras como cinza-esverdeado, azulado, rosa ou creme e podem transicionar para calcarenitos com estratificação suavemente ondulada. Essas ondulações contrastam com as dos laminitos algais, que têm aspecto corrugado. Os laminitos algais são de cor escura, tendendo a preto, com raias mais claras, vermelho ou cinza, que correspondem a margas interlaminadas com as algas. É comum a associação entre laminitos algais e brechas, além de gretas de ressecamento e *tepees*.

Subunidade Nova América Superior: Aflora entre o rio Santo Antônio e Iraquara e em uma faixa a leste de Souto Soares e Segredo. É caracterizada por uma alternância de bancos carbonáticos, cuja variação composicional reflete mudanças laterais de fácies. A partir da base da subunidade, esses bancos são constituidos por dolarenitos cinza-claros, dolarenitos oolíticos, dolossiltitos e dololutitos. Associados a essa subunidade existem estromatólitos colunares que às vezes se apresentam em fragmentos. Os dolarenitos podem apresentar estratificação cruzada acanalada.

Subunidade Jussara Superior: Essa subunidade aflora desde nordeste de Souto Soares até Segredo e na extensão da "bacia" situada no canto noroeste da área da pesquisa, nos arredores de Milagres. Ela consiste em calcarenitos finos, médios, grossos; esses últimos podem ser oolíticos ou oncolíticos. Os calcarenitos de granulação fina são cinza escuros a pretos e estão em bancos com espessura variável entre 10 e 30cm. Os de granulação média a grossa podem ser até cinza claro, e são maciços ou com estratificação cruzada sigmoidal.

Na "bacia" Una-Utinga, a Formação Salitre ocupa todo o limite oriental da área da pesquisa. A formação consiste em calcilutitos, calcissiltitos, calcarenitos, dolomitos e silexitos. Os três primeiros em geral ocorrem com laminação plano-paralela e podem estar associados a laminitos algais e a calcários intraclásticos. Estes, e a ocorrência de *tepees* evidenciam exposição subaérea. Os calcarenitos ocasionalmente apresentam estratificação cruzada e, juntamente com os silexitos, podem ser oolíticos / oncolíticos. Alguns estromatólitos associados aos silexitos com colunas cilíndricas e ramificação passiva, foram atribuídos por Bomfim & Pedreira (1990) ao Grupo Kussielides. Os calcarenitos do topo da formação apresentam estratificação cruzada sigmoidal.

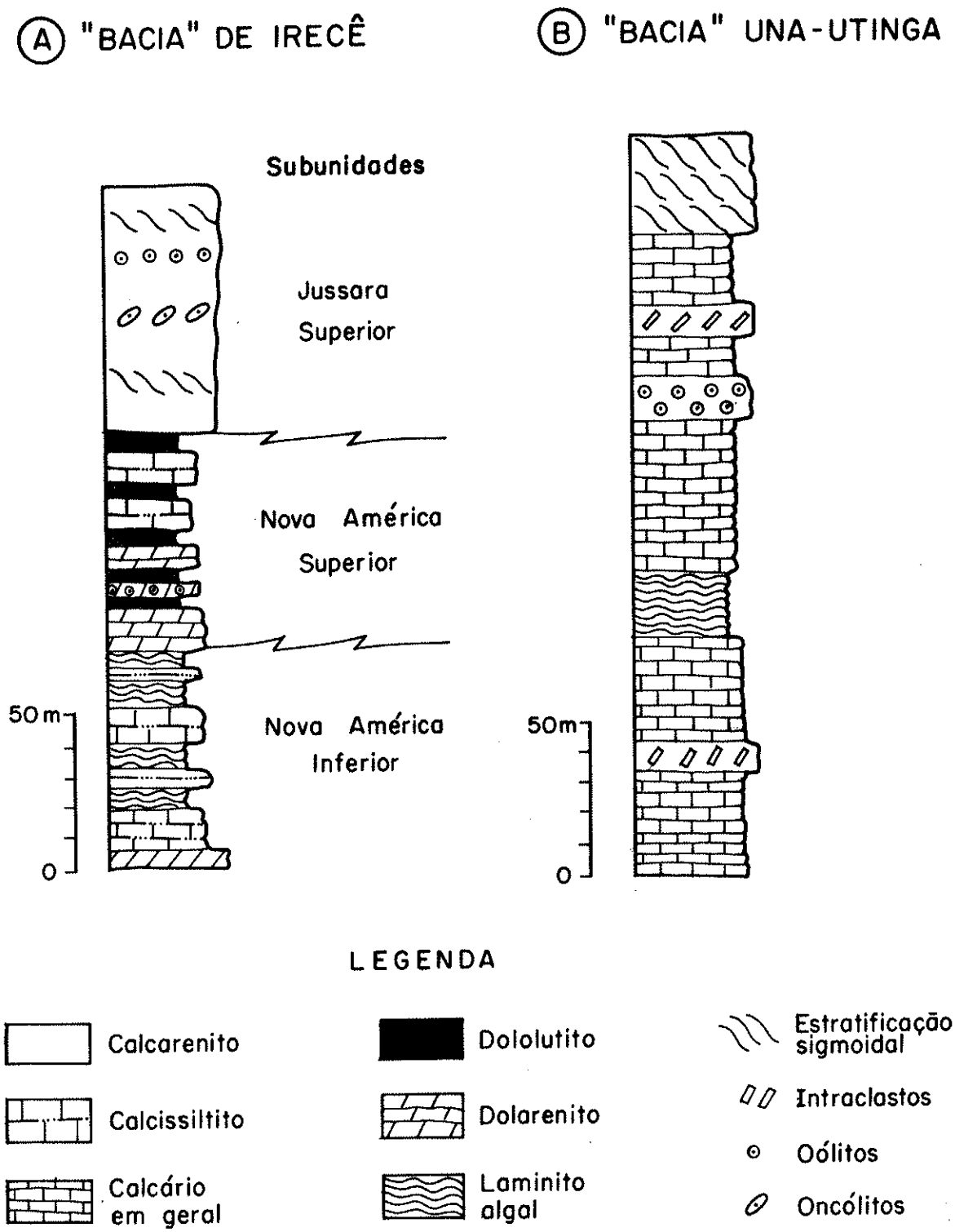


Figura 6.2 - Colunas estratigráficas da Formação Salitre nas "bacias" de Irecê e Una-Utinga. A- Souza et al. (1993); B- Pedreira & Margalho (1990).

6.4 Interpretação

Desde que E. Oliveira admitiu uma origem possivelmente glacial para os conglomerados examinados por ele na estação ferroviária de Itaetê em 1923 (Oliveira & Leonardos, 1940), essa interpretação não tem sido contestada. Montes *et al.* (1985) reafirmaram essa origem para a Formação Bebedouro, através da determinação microscópica de marcas de percussão em granadas separadas da matriz do diamictito, aliadas a outras evidências tais como pavimentos estriados e seixos facetados. Outra evidência importante da origem glacial dessa formação é a associação entre diamictitos e unidades *dropstone,* que ocorre em ambas bacias (Ojakangas, 1985). As análises faciológicas efetuadas pelas equipes do Projeto Utinga-Mucugê na "bacia" Una-Utinga, determinaram os ambientes de deposição da formação como glácio-marinho e glácio-deltáico. Aparentemente, o único local onde parece existir deposição direta por gelo está a nordeste de Iramaia. Aí existem acumulações de blocos de rochas do embasamento que representariam tilitos. Assim, o material derivado dos processos glaciais teria dado origem aos sedimentos que se depositaram nos ambientes supracitados.

A partir da existência de brechas e gretas de contração associadas à subunidade Nova América Inferior, indicando exposição subaérea, Souza *et al.* (1993) interpretaram o seu ambiente de deposição como de supra-maré. Esse ambiente passa transicionalmente a um ambiente inter-maré, caracterizado por estromatólitos das formas *Gimnosolen, Jurussania, Collonella* e *Kussiella,* onde os processos trativos são registrados pelas estratificações cruzadas dos dolarenitos. Na subunidade Jussara Superior, a maior agitação da água é testemunhada pela presença de oólitos, oncólitos e estratificações cruzadas, de modo que o seu ambiente de deposição foi interpretado como sub-maré inferior.

Na "bacia"Una-Utinga, as litofácies evidenciam processos de suspensão e tração. Os primeiros são caracterizados pelos calcarenitos com estratificação plano-paralela e laminitos algais. Os calcarenitos oolíticos, intraclásticos e com estratificação cruzada sigmoidal mostram a atuação de processos trativos. Pedreira & Margalho (1990) interpretaram essas litologias como depósitos de planície de maré: os processos de suspensão predominariam nas zonas próximas à costa; os de tração nas zonas batidas pelas ondas. Os silexitos oolíticos produzidos seriam formados na zona de contato entre as águas continentais e marinhas (Eriksson & Warren, 1983).

6.5 Correlações Intra e Interbasinal

Na "bacia"de Irecê, Souza *et al.* (1993) correlacionaram as unidades descritas por Bomfim *et al.* (1985) na sua parte central (tabela 4.8), com as identificadas no restante da "bacia". Nessa correlação, as subunidades Nova América Superior e Inferior e Jussara Superior, estão abaixo das mostradas na tabela 4.8, e fazem parte dos ciclos I e II. O primeiro é regressivo e coincidente com a unidade Nova América; o segundo, transgressivo, corresponde à subunidade Jussara Superior.

Bomfim & Pedreira (1990) correlacionaram as "bacias"de Irecê e Una-Utinga. Na sua correlação, os calcilutitos, calcissiltitos e calcarenitos com estratificação plano-paralela, bem como os com estratificação cruzada, correspondem à unidade Nova América de Bomfim *et al.* (1985), Os dolomitos oolíticos e silexitos com estromatólitos colunares são correlacionáveis à unidade Gabriel e os silexitos oolíticos, foram comparados tentativamente à fácies Lapão dos mesmos autores (tabela 4.8).

CAPÍTULO 7: CARACTERIZAÇÃO DAS ÁREAS-FONTE DOS SEDIMENTOS

7.1 Generalidades

A caracterização das áreas-fonte das rochas sedimentares que preencheram uma bacia, é parte do amplo campo de estudos da proveniência. Esse campo diz respeito à localização da área fonte de onde vieram os detritos, identificação dos tipos de rocha expostos naquela região e a interpretação do seu clima e relevo. Através da análise de fácies, variações lineares da granulometria e medida de paleocorrentes, é possível determinar de que direção vieram os sedimentos. Outra informação importante relativa às áreas-fonte é a sua paleotectônica, parâmetro que pode ser determinado tanto por métodos isotópicos como pelo método petrográfico (Capítulo2). Na Chapada Diamantina Centro-oriental, foi adotado este último método.

7.2 Paleocorrentes

As áreas-fonte dos sedimentos da Chapada Diamantina já foram mencionadas em trabalhos anteriores como os de Jardim de Sá (1981) e Montes *et al.* (1981). Para a presente pesquisa, a determinação inicial das áreas-fonte dos sedimentos foi feita através de medidas de paleocorrentes. Na região da Chapada Diamantina mostrada no mapa geológico anexo, foram efetuadas cerca de 980 medidas: na metade oriental durante o Projeto Utinga-Mucugê (Guimarães & Pedreira, 1990; Bomfim & Pedreira 1990; Pedreira & Margalho, 1990); na metade ocidental da área, durante as viagens de reconhecimento já mencionadas e durante o mapeamento geológico da Folha Seabra. No decorrer da execução do Projeto Utinga-Mucugê, foram tomadas medidas múltiplas em cada afloramento. Essas medidas foram processadas na CPRM em Salvador através do programa PCURR para microcomputador e um resumo dos resultados é mostrado na figura 7.1 (A, B, C, D). Nas demais etapas de campo, não foram tomadas medidas múltiplas; foi apenas determinada a direção geral das paleocorrentes. A grande maioria das medidas foi tomada em feições tais como estratificações cruzadas, tanto tabulares como acanaladas, de fácies fluviais e eólicas. As medidas em fácies fluviais e eólicas são mostradas por símbolos distintos no Anexo I. O procedimento de campo foi medir a atitude das seqüências frontais das estratificações cruzadas, não havendo necessidade de correção estrutural, uma vez que os mergulhos das camadas em geral não ultrapassam 25°.

No Grupo Paraguaçu foram medidas paleocorrentes nas fácies fluviais e deltáicas, sendo 12 delas em um canal distributário do sistema deltáico (figura 7.1A). No Grupo Chapada Diamantina as medidas foram feitas nas fácies fluviais para as formações Tombador e Morro do Chapéu (figuras 7.1B e D) e nas fácies marinhas para a Formação Caboclo (figura 7.1C).

As paleocorrentes do Grupo Paraguaçu têm caráter bimodal a polimodal, com resultantes dirigidas para leste nas fácies fluviais e no canal distributário (as três rosetas mais a sul na figura 7.1A), enquanto as fácies deltáicas são bimodais oblíquas ou polimodais. Na Formação Caboclo o arranjo também é bimodal oblíquo (figura 7.1C). Na Formação Tombador as paleocorrentes são unimodais e dirigidas para oeste, noroeste e sudoeste - apenas um grupo de medidas tem a sua resultante no quadrante nordeste. Na Formação Morro do Chapéu um grupo de medidas é fortemente unimodal com resultante para sudoeste e outro grupo é bimodal oblíquo (figura7.1D).

De acordo com Ricci-Lucchi (1985) em bacias alongadas as paleocorrentes, qualquer que seja o sistema deposicional que as produziu, são desviadas axialmente no centro da bacia. Dos três estágios a que aquele autor se refere, ligados à evolução das paleocorrentes em uma bacia,

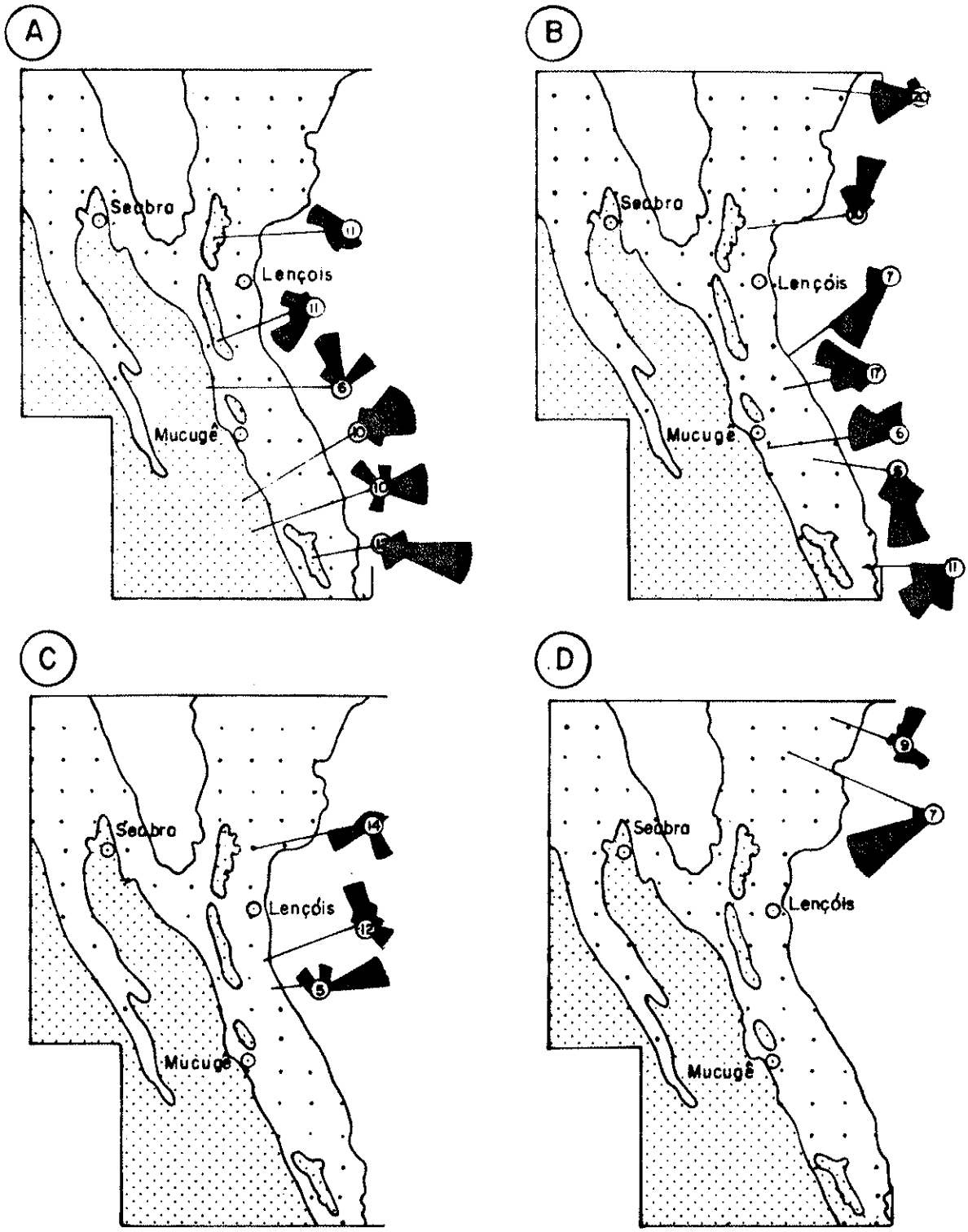


Figura 7.1 - Paleocorrentes fluviais e marinhas medidas na área do estudo. A - Grupo Paraguaçu: formações Mangabeira e Guiné; B a D - Grupo Chapada Diamantina: B - Formação Tombador : sistema fluvial; C - Formação Caboclo: sistemas de planície de maré e plataformal; D - Formação Morro do Chapéu: sistema fluvial.

interessam à presente pesquisa os estágios 1 e 3, uma vez que o estágio 2 é intermediário entre esses e parece não estar registrado no setor em pauta da Chapada Diamantina.

Estágio 1: Neste estágio, a margem interna da bacia seria um alto estrutural ainda submerso (Faixa Jacobina/Contendas-Mirante, no caso presente). Esse alto estrutural formaria uma barreira para o suprimento lateral trazido pelos rios. A areia só poderia alcançar a bacia a partir de uma das extremidades ou do lado oposto.

Estágio 3: Com a emersão do alto estrutural o suprimento de areia na margem interna torna-se abundante. O efeito barreira também pode ser importante na fase precoce desse estágio, quando ainda pode haver desvio das paleocorrentes paralelamente à linha de costa. Com o desenvolvimento do estágio 3, o alto estrutural torna-se o principal supridor de material e os rios subsequentes passam a dominar; clastos grossos de leque submarino e leque aluvial então se depositam sobre as fácies de água mais profunda.

As paleocorrentes medidas nos grupos Paraguaçu e Chapada Diamantina indicam precisamente essas duas fases.O estágio 1 é ilustrado pelas paleocorrentes das formações Mangabeira e Guiné: nas fácies fluviais de ambas as formações, as paleocorrentes se dirigem para leste; as deltáicas, com exceção dos canais distributários, têm resultantes para norte ou para sul. Na época da deposição dessas formações não havia correntes vindas do leste. Durante o estágio **3**, as paleocorrentes próximo à base da Formação Tombador (em Caeté-Açu, noroeste de LF-199, sudoeste de Água de Rega) dirigem-se para os quadrantes norte e sul; as medidas próximo ao seu topo (entre Lençóis e Andaraí e nordeste de Mucugê), refletem o domínio dos rios subsequentes fornecendo clásticos grossos para a admissão lateral dos sedimentos (resultantes para oeste). Na Formação Caboclo, de fácies transicional e marinha, os padrões bimodais indicam o retrabalhamento por correntes de maré. Finalmente, na Formação Morro do Chapéu parecem se repetir as condições da Formação Tombador, como mostram as paleocorrentes medidas na região norte de Utinga (Anexo I). Dessa forma, a partir das paleocorrentes, pode-se afirmar que o preenchimento da bacia foi iniciado com material vindo do oeste. Desde a deposição da Formação Tombador, a principal fonte de suprimento de detritos passou a ser o embasamento oriental, com importante contribuição da serra de Jacobina.

7.3 Petrografia dos Arenitos

7.3.1 Classificação

Os arenitos (*l.s.*) da Chapada Diamantina Centro-oriental foram estudados através da análise de 45 lâminas delgadas. Os pontos de coleta das amostras estão indicados no mapa geológico anexo; nos conglomerados, foram coletadas amostras da matriz. As amostras mais friáveis foram impregnadas com resina apropriada e todas as amostras coletadas especificamente para essa pesquisa, foram serradas perpendicularmente ao plano de estratificação. Dessa forma é possível conseguir em uma pequena área, uma amostra de todos os componentes da rocha, a despeito de suas diferenças de densidade.

A granulometria média dos arenitos, determinada em 25 das lâminas delgadas, é de 0,38mm, com valor máximo de 0,75mm e mínimo de 0,06mm. Os grãos são geralmente subangulares (53%) e, subordinadamente, subarredondados (27%) ou angulares (16%). A seleção é predominantemente baixa a moderada. A proporção de matriz mais cimento, obtida pela contagem de 400 pontos em 25 lâminas delgadas varia entre 0,25 e 66% nas fácies eólicas, 2 e 26% nas fácies fluviais e 6,75 e 25,25% nas fácies litorais e marinhas. Os valores médios são respectivamente 29, 14 e 17%. A

menor variação na proporção da matriz está nos arenitos de fácies fluvial; 57% deles possuem entre 10 e 16% de matriz.

Para determinação da composição modal do arcabouço dos arenitos, foram feitas determinações dos parâmetros mostrados na tabela 2.6 em 400 pontos de 43 lâminas e 200 pontos de duas. Com esses dados foi preparada a tabela 7.1, onde estão representados tanto a composição modal do arcabouço, como as razões entre alguns parâmetros (Dickinson, 1988). Os arenitos são mineralogicamente maturos, com alta proporção de quartzo (figura 7.2) e texturalmente imaturos, conforme indica a proporção de matriz e o baixo grau de arredondamento dos seus grãos. De acordo com a classificação de McBride (1963), trata-se de quartzo/arenitos e sublitarenitos (figura 7.2).

7.3.2 Petrofácies e Paleotectônica

Dentre as rochas sedimentares, os arenitos *lato sensu* são de particular importância para a determinação da geodinâmica da crosta terrestre (Zuffa, 1985), uma vez que se leve em conta a atuação de diversos fatores tais como clima, transporte, ambiente deposicional e diagênese (Mack, 1984). Uma vez que esses fatores restritivos sejam considerados, a análise dos componentes dos arenitos constitui um método relativamente rápido e de baixo custo para a determinação da paleotectônica das áreas de **proveniência** das rochas sedimentares.

Na área desta pesquisa, conforme foi determinado através das medidas de paleocorrentes, as áreas-fonte dos grupos Rio dos Remédios e Paraguaçu estão situadas a oeste. As do Grupo Chapada Diamantina estão situadas a leste, na Faixa Jacobina/Contendas-Mirante e no seu embasamento. Como as petrofácies de uma bacia são características da paleotectânica de suas áreas-fonte, foram determinadas as petrofácies dos sedimentos do Supergrupo Espinhaço a partir dos dados da tabela 7.1. Essas petrofácies são mostradas na tabela 7.2, correlacionadas às formações e às fácies componentes destas.

Conforme mostrado no item 2.7.3 e na tabela 2.7, a petrofácies quartzosa indica proveniência de blocos cratônicos ou sedimentos reciclados; a quartzo-feldspática, de borda de rifte ou ruturas transformais; a quartzolítica, de complexos de subducção ou estratos soerguidos em *thrust-fold belts*; e a vulcanoplutônica, de arcos magmáticos. Considerando que os trabalhos anteriores não mencionam arcos magmáticos ou ruturas transformais nas áreas-fonte dos sedimentos, esses ambientes estão preliminarmente descartados. Restam então blocos cratônicos, sedimentos soerguidos em *thrust-fold belts* ou reciclados. Em vista dessas restrições, com o objetivo de determinar a paleotectônica das áreas-fonte dos sedimentos foi usado apenas o diagrama Qm-F-Lt de Dickinson (1985 e 1988), ao invés dos quatro mostrados na figura 2.7.

a) O Diagrama Qm-F-Lt e a Paleotectônica das Áreas-fonte

Nesse diagrama (figura 7.3), os dados petrográficos estão mostrados para cada uma das formações estudadas, como é discutido a seguir. Dezessete das amostras apresentaram o parâmetro Qm=100%.

Formação Mangabeira. As amostras dessa formação compreendem duas de fácies eólica e duas de fácies fluvial (tabela 7.2). No diagrama Qm-F-Lt (figura 7.3) duas se localizaram no vértice do quartzo com 100% desse mineral, uma no vértice de líticos totais e outra a meio caminho entre esses dois vértices, justamente a de fácies fluvial. As petrofácies da Formação Mangabeira, de acordo com a tabela 7.2 são quartzosa e vulcanoplutônica. No diagrama Qm-F-Lt a sua proveniência é indicada como de orógeno reciclado (sedimentos soerguidos em faixas de dobramento e cavalgamento ?).

Tabela 7.1 - Composições modais dos arenitos (abreviaturas na tabela 2.7; D=distância em quilômetros a sul do paralelo 12°00'). Amostras JT, LF, RX = Projeto Utinga-Mucugê; Amostras AP=esta pesquisa.

Lâmina	% Arcabouço										Razões		
	Qm	Qp	Qt	P	K	F	Lv	Ls	L	Lt	K/P	Qm/Lt	D
JT-50	90	0	90	6	5	11	0	0	0	0	0,8	-	14,5
JT-62-B	0	100	100	0	0	0	0	0	0	0	-	-	52,0
JT-105-A	6	82	88	0	1	1	0	10	10	92	-	0,06	38,7
JT-105-C	5	90	95	0	3	3	0	1	1	96	-	0,05	38,7
JT-123-A	1	84	85	0	2	2	3	0	3	87	-	0,01	52,5
JT-123-B	29	0	29	0	5	5	0	67	67	67	-	0,4	52,5
JT-123-C	2	94	96	0	0	0	0	3	3	97	-	0,02	52,5
JT-142	5	93	98	0	0	0	0	2	2	95	-	2,5	38,7
JT-162	3	88	91	0	0	0	7	1	8	96	-	-	26,2
JT-185	2	95	97	0	0	0	0	3	3	98	-	0,02	8,5
JT-215	44	46	90	0	0	0	0	10	10	56	-	0,7	51,2
LF-167	5	80	85	0	7	7	0	7	7	87	-	0,05	74,5
LF-181	24	16	100	0	0	0	0	0	0	0	-	0	100,7
LF-189	0	86	86	3	0	3	0	10	10	96	-	0	88,0
LF-200	0	99	99	0	0	0	0	0	0	99	-	0	88,7
LF-220	18	81	99	1	1	2	0	0	0	82	1	0,2	107,5
LF-231	14	85	99	0	0	0	0	0	0	85	0	0,2	88,0
LF-237	0	97	97	0	0	0	3	1	14	101	0	0	103,7
RX-183	0	90	90	0	1	1	0	0	0	100	-	0	163,7
RX-264-A	18	73	91	3	6	9	0	9	0	73	2	-	121,0
AP-1	0	00	100	0	0	0	0	0	0	100	0	0	41,5
AP-2	9	89	98	0	0	0	1	1	2	91	0	0,09	32,5
AP-3	6	89	95	0	0	0	0	5	5	94	0	0,06	31,2

Tabela 7.1 (Continuação)

AP-4	0	96	96	0	0	0	4	0	4	100	0	0	52,0
AP-5	0	95	95	0	0	0	0	5	5	100	0	0	51,0
AP-6	6	93	99	0	0	0	0	1	1	94	0	0,06	47,5
AP-7	38	49	87	6	0	6	0	7	7	56	0	0,6	51,7
AP-8	0	100	100	0	0	0	0	0	0	100	0	0	51,7
AP-9	0	92	92	0	0	0	-	-	8	100	0	0	51.5
AP-10	39	61	100	0	0	0	0	0	0	61	0	0,6	31,2
AP-18	0	96	96	0	0	0	2	2	4	100	0	0	80,0
AP-19	27	73	100	0	0	0	0	0	0	73	0	0	81,2
AP-20	1	94	95	0	0	0	6	0	6	100	0	0,01	94,5
AP-28	0	98	98	0	0	0	2	0	2	100	0	0	78,7
AP-29-A	20	79	99	0	0	0	0	1	1	80	0	0,2	79,0
AP-29-B	21	76	97	0	0	0	0	3	3	79	0	0,2	79,0
AP-35	0	96	96	0	3	3	0	1	1	100	0	0	75,5
AP-37	0	96	96	0	0	0	4	0	4	100	0	0	42,5
AP-39	27	73	100	0	0	0	0	0	0	73	0	0,4	29,5
AP-41	1	92	93	0	1	1	6	0	6	98	-	0,01	59,5
AP-42	18	82	100	0	0	0	0	0	0	82	0	-	55,5
AP-43	0	100	100	0	0	0	0	0	0	100	0	-	69,2
AP-44	51	49	100	0	0	0	0	0	0	49	0	1	88,7
AP-45	9	88	97	0	0	0	3	0	3	91	0	0,09	95,5
AP-47	0	99	99	0	0	0	0	1	1	100	0	0	89,0

Formação Guiné. As amostras analisadas da Formação Guiné compreendem cinco amostras da fácies de frente deltáica e duas de fácies eólica (tabela 7.2). Três das amostras da frente deltáica são de petrofácies quartzolítica; as de fácies eólica e duas da frente deltáica são de petrofácies quartzosa. A sua proveniência,de acordo com o diagrama Qm-F-Lt é semelhante à da Formação Mangabeira.

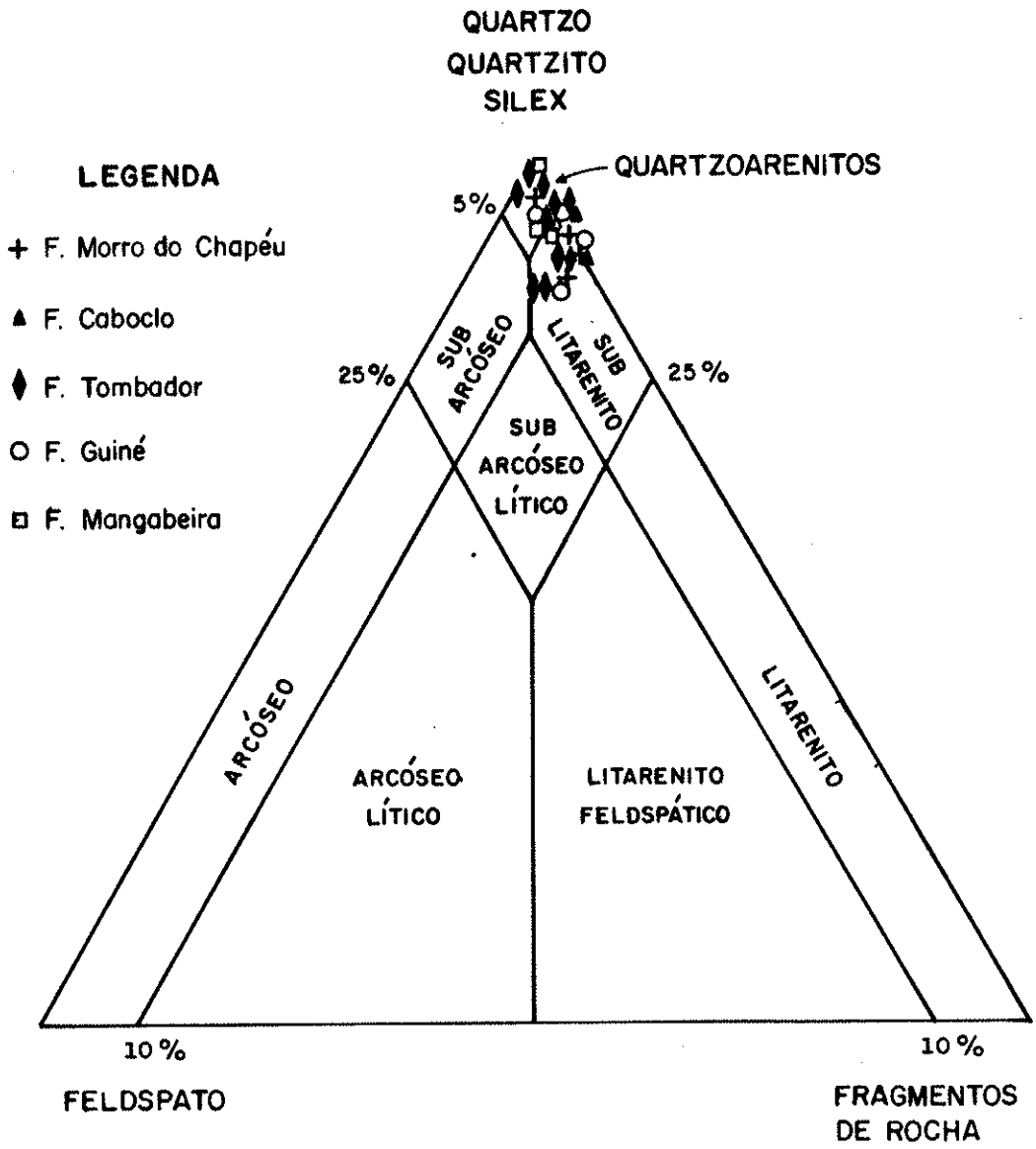


Figura 7.2 - Composição dos arenitos (*s.l.*) do Supergrupo Espinhaço na Chapada Diamantina Centro - oriental segundo a classificação de Mc Bride (1963)

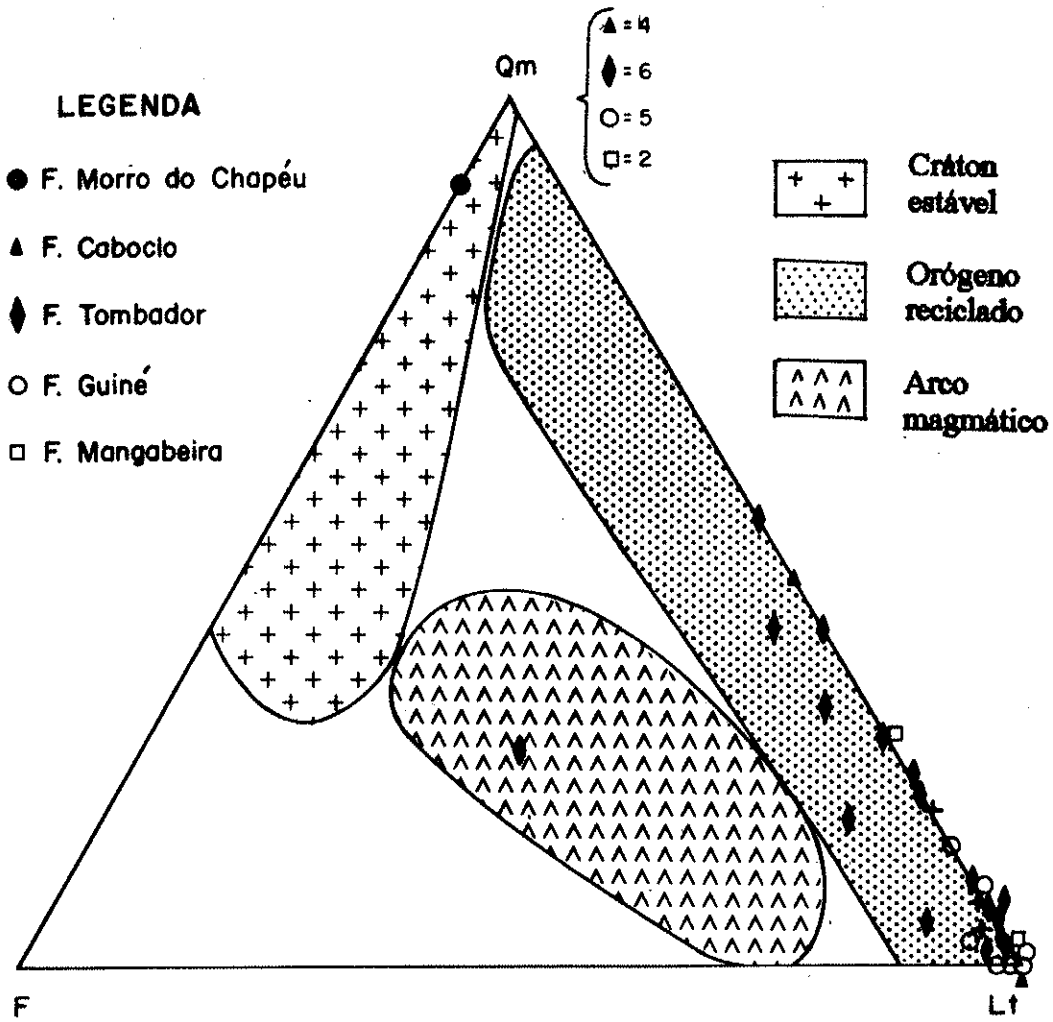


Figura 7.3 - Diagrama **Qm - F - Lt** dos arenitos (*s.l.*) do Supergrupo Espinhaço na Chapada Diamantina Centro - oriental, indicando a provável natureza de suas áreas-fonte. Diagrama segundo Dickinson (1988).

Tabela 7.2 - Distribuição das petrofácies do Supergrupo Espinhaço na Chapada Diamantina Centro-oriental, de acordo com a classificação de Dickinson (1988)

PETROFÁCIES	FORMAÇÕES	FÁCIES	AMOSTRA
Quartzosa (Dickinson, 1985)	Morro do Chapéu	Eólica Fluvial	JT-50 AP-42
	Caboclo	Plataformal	AP-1
	Tombador	Fluvial Eólica	JT--62-B, LF-181, AP-19, AP-44, RX-264-A AP-6, AP-10
	Guiné	Frente deltáica Eólica	LF-200, LF-231 AP-8, AP-43
	Mangabeira	Eólica	AP-38
Quartzo feldspática (Dickinson, 1985)	Morro do Chapéu	Fluvial	JT-105-C
	Tombador	Fluvial	RX-183
Quartzolítica	Morro do Chapéu	Fluvial	JT-105-A, JT-185
	Caboclo	Plataformal	JT-215, AP-18
	Tombador	Leque aluvial Fluvial *Fan delta* Litoral Eólica	JT-123-B e C, LF-167 JT-142, AP-2, AP-4, AP-7, AP-29-A e B AP-41 AP-47 AP-3, AP-5
	Guiné	Frente deltáica	LF-199, LF-237, AP-9
Vulcanoplutônica (Dickinson, 1982)	Morro do Chapéu	Fluvial	JT-162
	Caboclo	Plataformal Planície de maré	AP-28 AP-37
	Mangabeira	Eólica Fluvial	AP-45 AP-20, AP-35

Formação Tombador. Das 45 amostras analisadas, 24 são da Formação Tombador, isto é, mais de 50%. Essa formação também foi amostrada em uma maior variedade de ambientes (tabela 7.2). A petrofácies quartzolítica possui 71 % das amostras e as petrofácies quartzosa e quartzo-feldspática, 29,1%. No diagrama Qm-F-Lt as amostras se distribuem entre os vértices do quartzo e dos fragmentos de rocha, indicando proveniência de orógeno reciclado. Uma das amostras pode ser considerada anômala (Mack, 1984), uma vez que se localizou no campo de proveniência de arco magmático.

Formação Caboclo. Foram amostradas na Formação Caboclo fácies plataformais e de planície de maré, que resultaram em petrofácies quartzosa, quartzolítica e vulcanoplutônica. No diagrama Qm-F-Lt, as amostras cairam no campo de orógeno reciclado.

Formação Morro do Chapéu. As amostras da Formação Morro do Chapéu têm petrofácies quartzosa, quartzofeldspática, quartzolítica e vulcanoplutônica. No diagrama Qm-F-Lt a paleotectônica da sua área-fonte é indicada como orógeno reciclado (figura 2.7B).

b) Litologia das Áreas-fonte

Enquanto coletivamente os minerais componentes do arcabouço das rochas sedimentares indicam a paleotectônica das áreas-fonte, individualmente eles evidenciam a litologia das mesmas (Schwab 1970; 1971; 1974; Schieber, 1989). A comparação dos parâmetros da tabela 7.1 e das características de alguns minerais com os dados daqueles autores, permite se ter uma ideia da litologia da fonte das formações para as quais é disponível algum controle estratigráfico da amostragem.

Formação Mangabeira. Nessa formação existe controle estratigráfico da posição das amostras: a amostra AP-35 está situada na sua parte inferior, a de número AP-45 na parte intermediária e AP-39 no topo. Em AP-35 a percentagem de quartzo policristalino é alta, com grãos compostos de mais de 6 indivíduos o que, de acordo com Schwab (1970), indica a presença de rochas metamórficas (gnaisse, xisto, quartzito) na área-fonte. Em AP-45 existem grãos de quartzo monocristalino e de turmalina sub-hedral que podem indicar sedimentos não metamorfisados na área-fonte (Schwab, 1971).No topo da formação (AP-39), voltam a ocorrer quartzo monocristalino e policristalino, compostos de mais de 7 indivíduos. Em todas três amostras existe extinção ondulante forte.

Formação Tombador. Foram estudadas amostras coletadas na base e no topo da formação (AP-5 e 2, 10, 41, respectivamente). AP-5 possui grãos de quartzo policristalino e fragmentos de rochas sedimentares. Em direção ao topo da formação, a amostra AP-2 possui quartzo monocristalino com crescimento autigênico, policristalino com mais de 7 indivíduos por grão e fragmentos líticos. Em AP-10 existem grãos de quartzo mono e policristalinos, de chert e quartzito e, em AP-41, os grãos de quartzo monocristalino têm crescimentos autigênicos; os policristalinos apresentam mais de 7 indivíduos por agregado. Essas evidências apontam, de acordo com Schwab (1970; 1971) para uma fonte cuja litologia consiste em sedimentos e metassedimentos.

Formação Bebedouro. A não efetivação de estudos sistemáticos relativamente à Formação Bebedouro durante essa pesquisa, não quer dizer que a sua fonte não possa ser determinada. Nessa formação, as melhores indicações estão nos clastos dos seus diamictitos, descritos no Capítulo 6. Na "bacia" de Irecê predominam neles fragmentos de rochas sedimentares, ao passo em que na "bacia" Una-Utinga os clastos são de rochas do embasamento. A diminuição do tamanho dos clastos para oeste, indica que sua proveniência foi do leste (A.Montes, 1977). Assim, a sua fonte estaria no leste, após a erosão do setor intermediário da Faixa Jacobina/Contendas-Mirante.

7.4 Discussão

Do exposto acima pode-se deduzir que as melhores indicações relativamente à paleotectônica das áreas-fonte são para a Formação Tombador, cujos pontos estão bem distribuídos no campo de orógeno reciclado do diagrama Qm-F-Lt (cf. figuras 7.3 e 2.7B). A Formação Morro do Chapéu tem a mesma proveniência da Formação Tombador, de modo que a paleotectônica da suas áreas-fonte é similar, como também deve acontecer com a Formação Caboclo, situada estratigraficamente entre as duas.

Embora os sedimentos da parte intermediária do *fold-thrust belt* a leste da área da pesquisa já hajam sido completamente erodidos (figura 4.3), as indicações das paleocorrentes (figura 7.1B e D), a presença de clastos de quartzito verde nos conglomerados da Formação Tombador e o diagrama Qm-F-Lt são mais do que suficientes para testemunhar a extensão pretérita da serra de Jacobina para a região de Mundo Novo-Ibiquera-rio Paraguaçu.

As formações Mangabeira e Guiné, com paleocorrentes determinando a sua proveniência do oeste (figura 7.1A) no diagrama Qm-F-Lt, têm suas áreas-fonte classificadas como orógeno reciclado, o que não concorda com a natureza das áreas de embasamento expostas atualmente, mais de 100km a oeste dos pontos amostrados (figura 4.2).

A interpretação correta da paleotectônica das áreas-fonte das formações Mangabeira e Guiné requer a consideração das seguintes constatações:

(1) As composições modais de seis amostras estão próximas do vértice Lt (=Qp+Lv+Ls), isto é, 54% do total de amostras das formações Mangabeira e Guiné;

(2) O exame da figura 4.2 a sul de Jussiape mostra que parte do Complexo Ibitira-Brumado é recoberto pelos sedimentos da Chapada Diamantina.

A primeira constatação indica que os sedimentos das formações Mangabeira e Guiné sofreram transporte inferior a 100km, desde quando seus sedimentos de granulação média tiveram pouca redução da percentagem dos fragmentos de rocha (figura 7.4B). De acordo com a segunda constatação, caso as litologias do Complexo Ibitira-Brumado realmente se estendam por baixo da Chapada Diamantina, existiria uma fonte de rochas vulcanossedimentares possivelmente soerguidas em *fold-thrust belts*, que forneceram os detritos que deram origem às formações Mangabeira e Guiné. Para que isso seja demonstrado, a correlação entre os sedimentos dessas formações e os do Complexo Ibitira-Brumado, demanda outros tipos de estudo, tais como comparação de feições características de determinados minerais, que estão fora do objetivo desta pesquisa.

No caso das formações Tombador e Bebedouro, a determinação da litologia de suas áreas-fonte mostra perfeitamente a denudação progressiva das áras-fonte: durante a deposição da primeira, havia sedimentos na região intermediária entre as bacias dos grupos Jacobina e Contendas-Mirante (figura 4.3); a erosão desses sedimentos, hoje depositados na Chapada Diamantina Centro-oriental, deixou o embasamento exposto para ser erodido pelo gelo e redepositado com os diamictitos da Formação Bebedouro.

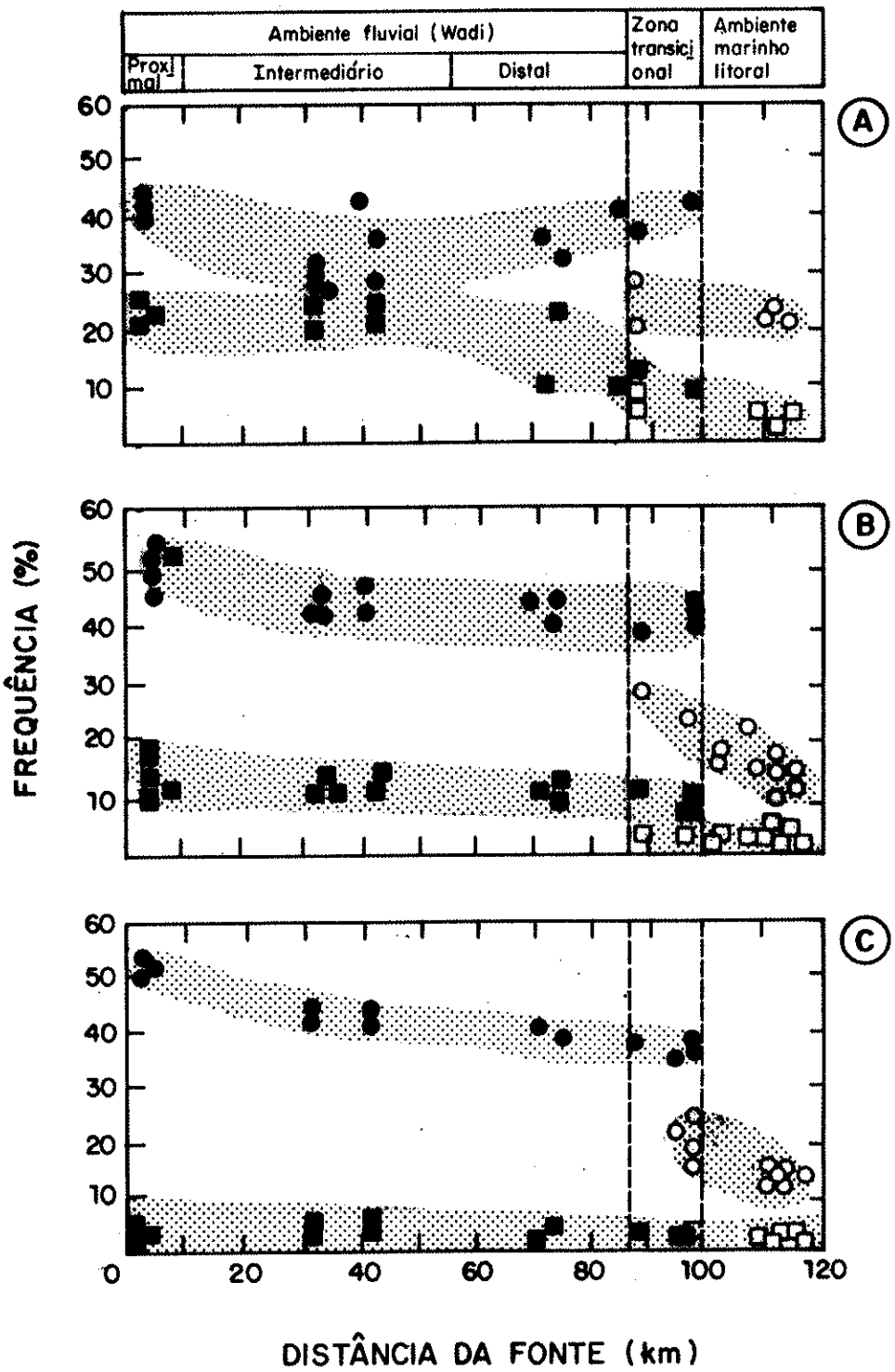


Figura 7.4 - Mudança da percentagem relativa de feldspato total (círculos) e fragmentos de rocha (quadrados) em função da distância da fonte em ambientes fluvial entrelaçado (*wadi*) e marinho raso (os símbolos abertos se referem ao ambiente marinho raso).Granulação das amostras: A - Grossa; B - Média; C - Fina. Segundo Mack (1978).

CAPÍTULO 8: INTEGRAÇÃO GEOTECTÔNICA

8.1 Introdução ao tema

Um aspecto fundamental do conhecimento de qualquer bacia sedimentar é a determinação do seu ambiente tectônico de formação. A partir dele podem ser estabelecidos a sua classificação, a sua metalogênese previsional, e a sua hidrogeologia. No caso da Chapada Diamantina Centro-oriental, a determinação da paleotectônica de suas áreas-fonte pode ser feita através de métodos petrográficos. Já para a determinação do seu ambiente tectônico, é necessária a integração dos dados sedimentológicos, geocronológicos, e geofísicos. O acervo desses últimos é relativamente escasso e sujeito a controvérsias, conforme foi revisado; mesmo assim, eles têm aplicação, como será visto mais adiante. Visando suprir a falta de determinações geocronológicas dentro da área, foram datadas rochas vulcânicas do topo do Grupo Rio dos Remédios, com resultados que serão vistos mais adiante.

A integração desses dados com as informações estratigráficas e sedimentológicas expostas nos capítulos 5, 6 e 7 contribuiram de maneira inequívoca para o entendimento dos eventos deposicionais dos sedimentos da região central da Bahia e da tectônica que os afetou durante o Meso e o Paleoproterozóico. Embora a orogênese Brasiliana haja obliterado e modificado consideravelmente os efeitos da tectônica pretérita, mudando completamente a geometria das estruturas, esses efeitos ficaram registrados nos sedimentos como será interpretado a seguir.

8.2 Geocronologia

Através dos dados revisados no Capítulo 2 é possível estimar a idade do Supergrupo Espinhaço. A sua idade máxima seria a do embasamento na região de Abaíra-Jussiape e no vale do rio Paramirim, que é de 2.680±58Ma (Brito Neves *et al.*, 1980). A idade mínima é de 900Ma, que é a da Formação Bebedouro, discordante sobre o supergrupo (Macedo & Bonhomme, 1984). Dentro desse intervalo de aproximadamente 1.800Ma, recentemente foram obtidos dados mais precisos. As rochas vulcânicas antes mencionadas, foram datadas através do método U-Pb em zircão, pelo Dr W. R. Van Schmus (University of Kansas, USA). As amostras foram coletadas pelo autor juntamente com o Prof. B. B. de Brito Neves na localidade de Catolés de Cima, situada 44km WSW da cidade de Abaíra (coordenadas UTM 8530 km N/188 km E; meridiano central 39°00').

Na estrada entre Catolés e este local (4km), afloram arenitos de fácies eólica e dacitos porfiríticos; as rochas datadas são vulcânicas porfiríticas de composição granítica englobando clastos de arenito. Foram obtidas idades de 2,7, 2,1 e 1,8Ga, o que significa que a idade máxima das rochas vulcânicas é 1,8Ga. As idades mais antigas são interpretadas como obtidas nos zircões detríticos dos clastos de arenito, provenientes de rochas do embasamento.

8.3 Geofísica

Os valores retirados da Folha Andaraí (escala 1:250.000) do Mapa Bouguer da Bahia (Gomes & Motta, 1982) foram utilizados para o modelamento do perfil visto na figura 8.1. Este perfil é aproximadamente coincidente com a secção A-A' do mapa geológico. O modelamento alcançou profundidades da crosta da ordem de 20km.

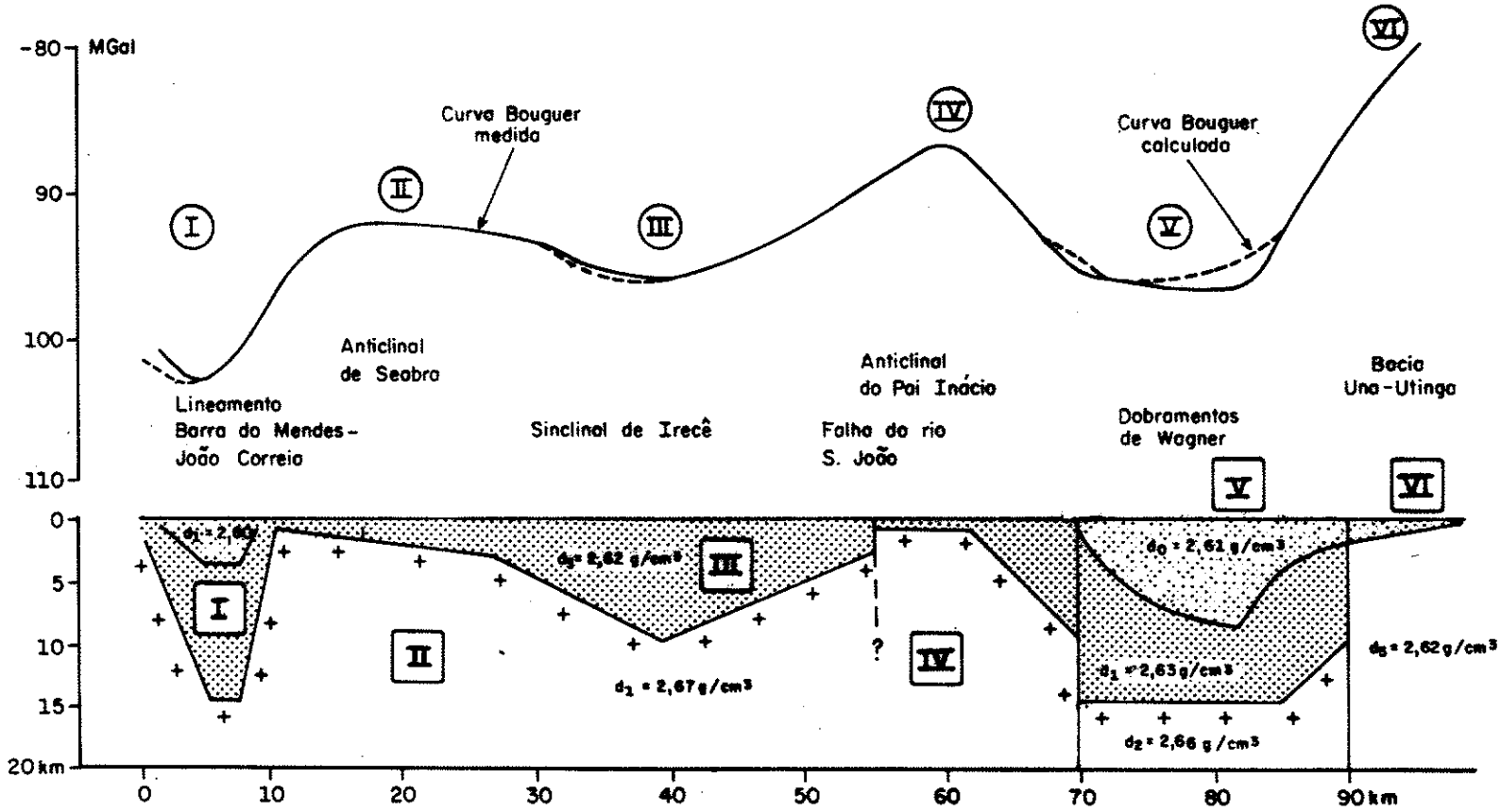


Figura 8.1 - Perfil gravimétrico ao longo da secção A - A' do Anexo I e sua interpretação geológica. Interpretação de A. C. Motta e P. Gomes.

A interpretação mostra uma crosta homogênea sob o ponto de vista da densidade, o que significa pouca variação da sua composição litológica. A densidade média do embasamento é de 2,66g/cm³; a dos sedimentos (inclusive os carbonatos do Grupo Una) é de 2,61g/cm³. A comparação dessa densidade média dos sedimentos com a determinada no bloco VI do perfil permite inferir a existência de sedimentos abaixo do Grupo Una, na "Bacia" Una-Utinga, até pelo menos 100km a leste do Lineamento Barra do Mendes-João Correia. Deve-se notar que o tectonismo representado no perfil é posterior à deposição do Grupo Una.

A tabela 8.1 compara os parâmetros geofísicos da Chapada Diamantina Centro-oriental com os valores característicos de uma plataforma mostrados por Condie (1989). A grande diferença dos valores das anomalias gravimétricas entre o Bloco de Lençóis e uma plataforma no sentido daquele autor, dá razão a Alkmin *et al.* (1993), que consideram o cráton do São Francisco, do qual o Bloco de Lençóis é parte integrante, um bloco de antepaís com núcleos estáveis, ao invés de uma plataforma inteiramente estabilizada. Não existem informações para as demais propriedades físicas da crosta, tais como elasticidade, a velocidade das ondas sísmicas, e a espessura das diversas camadas litosféricas. Levando-se em conta as considerações do item 8.1, chega-se à conclusão de que parte dos parâmetros geofísicos discutidos e a geometria mostrada na figura 8.1 resultam da orogênese Brasiliana, de modo que apenas os padrões de sedimentação e a geometria das regiões não afetadas por esse ciclo permitem a dedução do comportamento geotectônico anterior a ele.

Tabela 8.1 - Comparação entre as propriedades físicas de uma plataforma de crosta no Bloco de Lençóis.

Tipo de crosta / Propriedades	Plataforma (Condie, 1989)	Bloco de Lençóis
Estabilidade tectônica	Estável, intermediária	Estável desde o Brasiliano (7-4,5Ga)
Anomalia Bouguer	-10 a -50mgal	-70 a -80mgal
Espessura total	41km	38-40km

8.4 Classificação da Bacia

O principal objetivo de uma classificação de bacias sedimentares é a criação de um sistema através do qual elas possam ser comparadas entre si e suas semelhanças e diferenças notadas (Kingston *et al.*, 1983). Embora as classificações de bacias existentes atualmente sejam mais úteis na indústria do petróleo, o avanço crescente no reconhecimento e reconstituição de bacias presentemente deformadas e metamorfisadas (Laajoki, 1986; Laajoki & Korkiakoski, 1988; Laajoki *et al.*, 1989; Porada & Behr, 1988 e Eriksson *et al.*, 1988, entre outros), demanda em que as classificações de bacias sedimentares sejam estendidas às não petrolíferas, especialmente do Precambriano, desde quando as concentrações minerais existentes nessas bacias estão intimamente relacionadas a ambientes geotectônicos específicos; a Chapada Diamantina Centro-oriental não poderia fugir a essa regra.

Conforme foi comentado no Capítulo 2, a sua classificação já foi esboçada por autores prévios. Entretanto, evidências mais recentes indicam que aqueles modelos devem ser revistos, enquadrando o Supergrupo Espinhaço em um novo esquema tectônico. Com esse objetivo foram examinadas as

classificações propostas por Dickinson (1974), Klemme (1975), Bally & Snelson (1980), Kingston *et al.* (1983), Miall, (1984) e Klein (1987 e 1989). A classificação de Miall reorganizou as de Dickinson e Bally & Snelson. A de Klein utilizou os mesmos critérios adotados por Dickinson, Klemme e Bally & Snelson, baseando sua classificação nos seguintes elementos: (1) natureza da margem da placa; (2) posição da bacia na placa; (3) natureza da crosta sobre a qual está a bacia, e (4) processos geodinâmicos de formação da bacia. O sistema global de classificação de Kingston *et al.* (1983) se baseia em três elementos: (1) ciclos e estágios deposicionais; (2) tectônica formadora da bacia, e (3) tectônica modificadora da bacia; utilizando esse sistema, é possível representar a bacia por uma fórmula. Para a Chapada Diamantina Centro-oriental, foram utilizadas as classificações de Kingston et al. (1983) e a de Klein (1989), que permitem explicar a sua evolução tectônico/sedimentar.

8.4.1 Sistema Global de Classificação da Bacia

A bacia onde se depositaram os supergrupos Espinhaço e São Francisco (Grupo Una), foi classificada por Siqueira (1978) como uma bacia sucessora, fato que foi confirmado por Dominguez (1993) que a classificou como uma bacia polihistórica, sucessora. Portanto, a Chapada Diamantina Centro-oriental contem mais de um ciclo tectônico/sedimentar.

a) Ciclos e Estágios Deposicionais

Um ciclo é definido como o conjunto de sedimentos depositados durante um período tectônico; cada ciclo por sua vez é dividido em estágios deposicionais. O estágio 1 corresponde aos sedimentos continentais regressivos da base da cunha sedimentar; o estágio 2 é a parte marinha intermediária da cunha e o estágio 3, a sua parte superior, novamente regressiva. A figura 8.2 ilustra esses elementos para a Chapada Diamantina, que foram amplamente discutidos no Capítulo 5. Na Chapada Diamantina Centro-oriental ocorrem sedimentos do estágio 1 desde o Grupo Rio dos Remédios até o topo da Formação Mangabeira (Grupo Paraguaçu); os estágios 2 e 3 estão registrados na Formação Guiné, do mesmo grupo. Os três estágios estão representados no Grupo Chapada Diamantina (formações Tombador, Caboclo e Morro do Chapéu) e no Grupo Una, os estágios 1 e 2 (formações Bebedouro e Salitre).

b) Tectônica Formadora da Bacia

A bacia está depositada sobre crosta continental, em uma área com movimentos de placa divergentes. O Grupo Rio dos Remédios representa um modelo de bacia tipo IF (fratura interior do continente); sua deposição em um rifte já foi mencionada por Siqueira (1978) e Dominguez (1993). Esse modelo transicionou para o tipo IS (sinéclise interior do continente), a partir da deposição das formações Ouricuri do Ouro e Mangabeira. O modelo de bacia tipo MSIS (sinéclise marginal-sinéclise interior) é representado pela Formação Guiné, depositada em uma margem continental o que é evidenciado por suas fácies deltáicas.

No início da deposição do Grupo Chapada Diamantina, retorna o modelo IS, com a obstrução da margem continental, conforme será comentado posteriormente. Finalmente, o Grupo Una depositou-se em um rifte, de acordo com o modelo mostrado por Souza *et al.* (1993).

c) Tectônica Modificadora da Bacia

Os eventos tectônicos que modificaram a Chapada Diamantina Centro-oriental foram em número de três: o primeiro e o último estão seguramente identificados e datados; o segundo ainda é

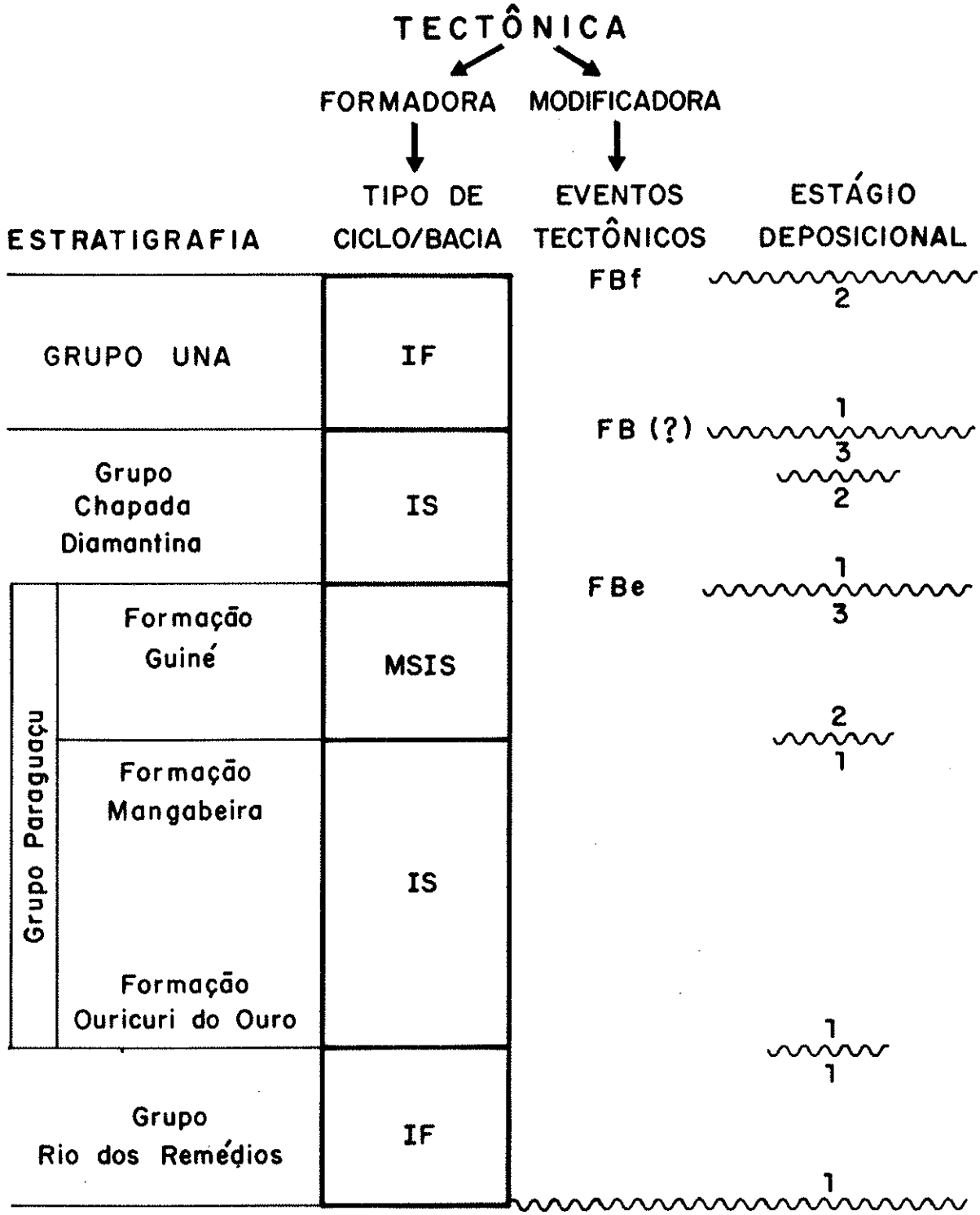


Figura 8.2 - Correlação entre a litoestratigrafia da Chapada Diamantina Centro-oriental, os tipos de bacia e sua tectônica formadora e modificadora.

especulativo. Aqueles comprovadamente devem-se a faixas dobradas externas à bacia, causadas por compressão oblíqua, conforme se pode depreender da descrição das estruturas feita por Costa *et al.* (1990), Sabaté *et al.* (1990) e do ítem 4.8.3 (Domínio Estrutural 3-Piatã).

O primeiro evento modificador é do tipo FBe (Kingston *et al.*, 1983). Ele ocorreu entre o final da deposição da Formação Guiné e o início da do Grupo Chapada Diamantina e foi datado por Sabaté *et al.* (1990) em ≈ 1,9Ga (Transamazônico). Este evento corresponde a uma colisão continente-continente e as principais conseqüências para a bacia foram: (1) fechamento da margem continental, com retorno ao modelo de sinéclise interior do continente, e (2) basculamento da bacia, conforme é comprovado pela mudança do sentido das paleocorrentes (figura 7.1).

O segundo evento — altamente especulativo — é mencionado por Pedreira *et al.* (1975). Ele foi classificado como FB (?) e corresponderia a um dobramento suave do Supergrupo Espinhaço, antes da deposição do Grupo Una. Podem ser evidências desse evento os conglomerados tectogênicos do Membro Lavras da Formação Tombador (tabela 5.2) e a formação do rifte onde se depositou a "bacia"de Irecê (Souza *et al.*, 1993). Não se descarta a possibilidade de que esse evento se deva a efeito retardado de FBe, pois de acordo com Condie (1989; p.336), faixas móveis precambrianas permanecem ativas por períodos ≥ 1000 Ma.

O terceiro evento tem sido amplamente estudado, correspondendo à deformação do Ciclo Brasiliano. De acordo com a classificação de Kingston *et al.* (1983), seria do tipo FBf, provocando inversão da bacia. Danderfer Filho *et al.* (1993) o mostram com afetando todo o Supergrupo Espinhaço, com falhas contracionais e *thin skinned tectonics.*

#1929

Essa evolução está resumida na figura 8.2, preparada de acordo com a figura 11 de Kingston *et al.* (1983). A partir desses dados foi possível determinar a fórmula identificadora da bacia da Chapada Diamantina Centro-oriental, que é a seguinte:

FBf / IF 21 / FB ? / IS 321 / FBe / MSIS 32 / IS 11 / IF 11

De acordo com o formato proposto por Kingston *et al.* (1983), a fórmula deve ser escrita do topo para a base, na ordem que apareceriam as evidências durante a perfuração de um poço. Para o entendimento da evolução da bacia entretanto, a fórmula deve ser lida da direita para a esquerda, quando então é possível acompanhar a sucessão dos ciclos deposicionais e as intervenções da tectônica modificadora da bacia.

8.4.2 Critérios Geodinâmicos

O sistema global de Kingston *et al.* (1983) mostra a evolução da bacia, mas não explica as causas dessa evolução; para isso é necessário recorrer à classificação de Klein (1989), que inclui os critérios geotectônicos, isto é, que processos foram responsáveis pela evolução da bacia.

O modelo proposto por Pedreira (1990), por não considerar apenas movimentação vertical, constituiu um grande avanço em relação aos existentes até então, embora tenha sido contestado. Esse modelo é sustentado por evidências de caráter regional que serão discutidas a seguir. Essas evidências ultrapassam os limites da área mostrada no mapa geológico anexo e permitem enquadrar a Chapada Diamantina Centro-oriental em um contexto de tectônica de placas. Elas são encontradas na Faixa Jacobina/Contendas-Mirante e na própria Chapada Diamantina Centro-oriental (figura 8.3).

INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS - USP
BIBLIOTECA

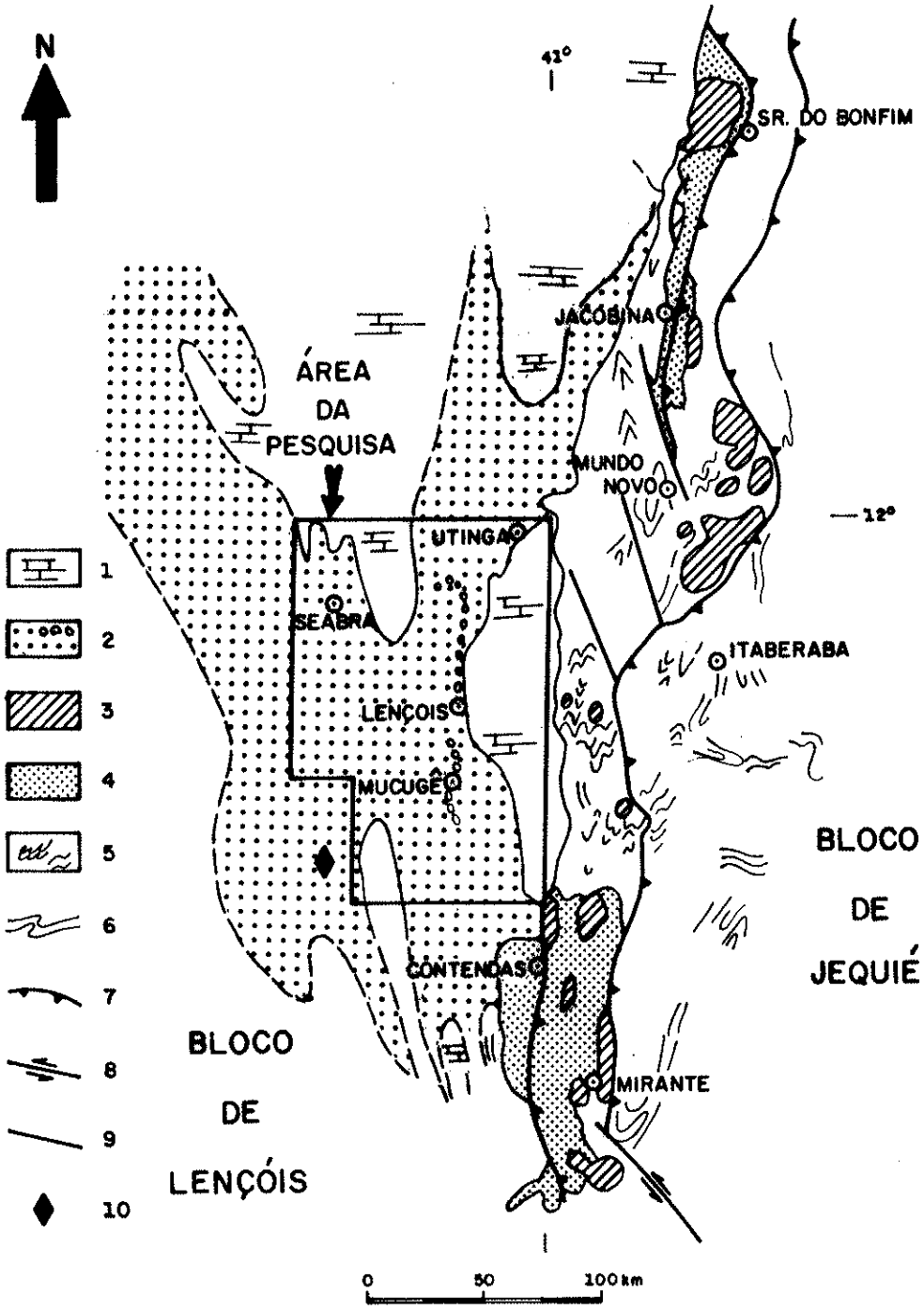


Figura 8.3 - Relação entre a Faixa Jacobina / Contendas - Mirante e o Supergrupo Espinhaço na Chapada Diamantina Centro - oriental. *Legenda: 1 - Grupo Una; 2 - Supergrupo Espinhaço (inclusive conglomerados do membro Lavras); 3 - Granitos Transamazônicos (~ 1,9 Ga); 4 - Grupos Jacobina e Contendas-Mirante; 5 - Embasamento (2,4 a 3,1 Ga); 6 - "Trend" das foliações; 7 - Falha contracional; 8 - Falha transcorrente; 9 - Falha não classificada; 10 - Idade U-Pb em zircão (1,8 Ga).*

a) A Faixa Jacobina/Contendas-Mirante (JCM)

Essa faixa, com mais de 500km de extensão norte-sul e cerca de 50 de largura leste-oeste, a norte forma o limite ocidental do orógeno Curaçá-Ipirá de Mascarenhas & Silva (1994) e está entre o Domínio Jequié-Mutuípe-Maracás e o Bloco do Gavião a sul (Barbosa *et al.*, 1992). Ela é caracterizada pelos seguintes elementos:

Thrust belt, representado pelos grupos Jacobina e Contendas-Mirante, onde as deformações tem sido interpretadas por diversos autores (Couto, *et al.*, 1978; Sabaté & Marinho, 1982; Costa *et al.*, 1990; Sabaté *et al.*, 1990), como cavalgamento com transporte tectônico para oeste e transcorrência sinistral. Os dobramentos da serra de Jacobina podem ser detectados até o nível de seixos, como se vê na localidade de Serrano, em Lençóis. No Grupo Contendas-Mirante, eles foram descritos por Sabaté & Marinho (1982). A geometria desses dobramentos foi comentada com mais detalhes no Capítulo 4.

Zona deformacional *foreland-hinterland.* Em um orógeno colisional, essa zona pode se estender por várias centenas de quilômetros (Condie, 1989). Na Faixa JCM ela se desenvolve desde a altura de Mundo Novo, até 200km a sul (figura 4.3). Essa zona, com aproximadamente 100km de largura mostra redução do ângulo interflancos das dobras, ao contrário das regiões mais a leste, onde elas são mais abertas. Este apertamento das dobras foi uma das evidências utilizadas por Pedreira. (1976) para sugerir a colisão entre os blocos de Lençóis e Jequié. Outro tipo de deformação encontrado nessa zona são falhas contracionais de baixo ângulo, exemplos das quais são vistos na BR-242, cerca de 60km a oeste de Itaberaba.

Flexura do antepaís: este talvez seja o elemento mais difícil de demonstrar e só pode sê-lo feito em termos qualitativos. Os dados geofísicos necessários para quantificação, além de escassos foram obliterados pelos eventos do Ciclo Brasiliano.

De acordo com Cordani, *et al.* (1988), 30% da crosta na região foram formados entre 2,2 e 1,9Ga. A rigidez flexural da crosta depende da sua idade em relação à época dos eventos tectônicos: quanto mais jovem ela for na época dos eventos, menor será a sua rigidez flexural. Assim, como resultado de um aumento de carga sobre a crosta provocado pelo empilhamento de escamas de empurrão resultantes da colisão entre os blocos de Jequié e Lençóis, ela poderia ser defletida, desde quando as épocas de formação de crosta (2,2 a 1,9Ga) e colisão continental (cerca de 1,9Ga) são bastante próximas em termos geológicos. A deflexão formou uma antefossa paralela à Faixa JCM, que foi preenchida pelos sedimentos do Grupo Chapada Diamantina.

Esses elementos tectônicos, de acordo com Condie (1989) são característicos de um orógeno colisional. Sengör (1990) agrupou os orógenos em classes, ordens, superfamílias, famílias e gêneros definidos de acordo com a tabela 8.2. A tabela mostra a classificação da Faixa JCM de acordo com aquele sistema. Ainda de acordo com esse autor, o não desenvolvimento de *melange* ofiolítica, a ausência de *nappes* ofiolíticos gigantes e o escasso magmatismo pós-colisional, indicam o fechamento de um oceano de pequena extensão (< 1000Km). No entanto, o nível de erosão atingido na faixa certamente eliminou as evidências disponíveis, de modo que as dimensões do possível oceano permanecem desconhecidas. Falhas contracionais de baixo ângulo do embasamento a oeste de Itaberaba, sugerem cavalgamento continental (COB; Sengör, 1990), com subducção para leste (Sabaté *et al.*, 1990). Essas evidências permitem classificar a Faixa JCM como uma **colisão continente-continente assimétrica, tipo cavalgamento continental.**

Tabela 8.2 - Classificação da Faixa JCM de acordo com o sistema de Sengör (1990).

CLASSE	ORDEM	SUPER FAMÍLIA	FAMÍLIA	GÊNERO
Definido por:				
Tipo de limite de placa	Processo dominante de convergência	Tamanho do oceano consumido	Simetria estrutural e natureza do arco	Natureza dos elementos tectônicos de 1ª ordem e simetria da polaridade orogênica
Faixa JCM				
Limite convergente	Controlado por colisão	Cavalgamento continental (COB); oceano < 1000km	Subducção assimétrica	Colisão continente-continente assimétrica tipo COB

b) A Chapada Diamantina Centro-oriental (CDCO)

As características sedimentológicas da bacia CDCO em termos de litoestratigrafia, fácies, sistemas deposicionais e estratigrafia de seqüências, foram examinadas detalhadamente em capítulos anteriores. Algumas dessas características são particularmente relevantes no sentido de mostrar a relação genética existente entre ela e a Faixa JCM, levando-se em consideração também os dados geocronológicos. As principais evidências para isso são as oscilações do nível do mar, as paleocorrentes e o tectonismo.

No primeiro caso, a figura 5.17 mostra que aquele nível teve algumas subidas lentas, estabilizações e quedas bruscas: essas últimas estão caracterizadas no topo das seqüências deposicionais Rio dos Remédios, Paraguaçu e Tombador-Caboclo, embora a do topo da primeira seqüência, não haja sido identificada na Chapada Diamantina Centro-oriental (figura 5.17).

As paleocorrentes, até o fim da Seqüência Deposicional Paraguaçu, indicam a proveniência dos sedimentos de oeste ou são aproximadamente paralelas à Faixa JCM (ver no Anexo I as paleocorrentes em LF-37, a noroeste de LF-199, a sudoeste de Afrânio Peixoto e sul de Mundo Novo). Na Formação Tombador as paleocorrentes indicam que a sua área fonte estava a leste. Distalmente, em alguns locais, elas também são desviadas axialmente (figura 7.1 e Anexo I).

O estilo tectônico da CDCO durante a fase de preenchimento da antefossa é evidenciado pelos conglomerados do Membro Lavras da Formação Tombador aflorantes no Serrano, em Lençóis, posicionados a oeste da falha que passa por essa cidade e por Andaraí (Anexo I). Esses conglomerados são formados por uma mistura de diversos tipos de clastos: quartzitos verdes, rosa, brancos e arenitos de fácies eólica. Os três primeiros tipos são característicos da serra de Jacobina; os últimos, da própria Formação Tombador. Além disso, esses últimos são mal arredondados e geralmente friáveis, indicando pouco transporte. Steidtmann & Schmitt (1988) interpretam conglomerados desse tipo como tectogênicos, formados a partir de erosão de sedimentos transportados sobre uma rampa, no estilo de *thin skinned tectonics* (figura 8.4).

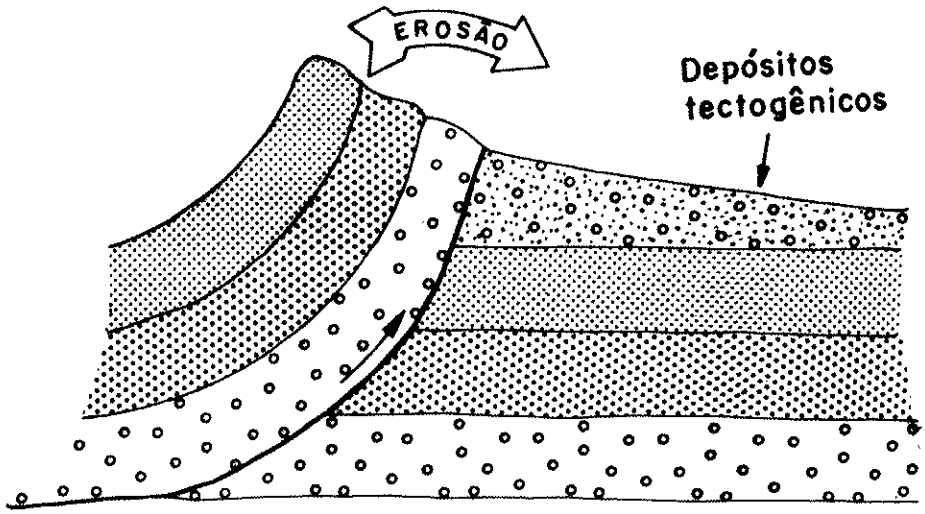


Figura 8.4 - Diagrama esquemático mostrando a situação estrutural para uma seqüência de clastos misturados, semelhante ao membro Lavras da Formação Tombador. Segundo Steidtmann & Schmitt (1988).

Conglomerados aflorantes até pelo menos o meridiano de Palmeiras (Anexo I) possuem seixos de quartzito verde, do tipo encontrado na serra de Jacobina, indicando a sua proveniência. A extensão pretérita da serra de Jacobina, até pelo menos a altura do paralelo 13°00', é indicada pela presença de seixos do tipo acima descrito, nos conglomerados que afloram no leito do rio Combucas, a norte de Mucugê.

8.4.3 Discussão

A relação genética entre a Faixa JCM e a bacia CDCO pode ser discutida a partir das seguintes evidências qualitativas:

Em primeiro lugar, a bacia CDCO está localizada ao longo da Faixa JCM (figura 8.3) e o Grupo Chapada Diamantina foi depositado dentro de uma calha paralela a ele. Essa situação é comparável com a mostrada na figura 8.5, onde uma bacia *foreland* periférica (isto é, situada do lado oposto à subducção) é adjacente a uma faixa colisional. Tal posição das bacias *foreland* é referida por diversos autores, como por exemplo Jordan *et al.* (1988). De acordo com esses autores, existem duas ordens de controles independentes sobre a sedimentação nas bacias *foreland.* O controle de primeira ordem é o padrão de subsidência regional imposto por flexura da placa litosférica sobre a qual a bacia se localiza. Os controles de segunda ordem compreendem o clima, a litologia da faixa dobrada e o nível de base. Pelo que foi discutido nos capítulos anteriores ambos os controles estão presentes na CDCO.

A sedimentação do Supergrupo Espinhaço na CDCO se iniciou pelas seqüências continentais do Grupo Rio dos Remédios e das partes inferior e média do Grupo Paraguaçu (formações Ouricuri do Ouro e Mangabeira). Essa última formação foi inundada por uma transgressão marinha que marca a base da Formação Guiné. O abaixamento relativo brusco do nível do mar depositou os turbiditos

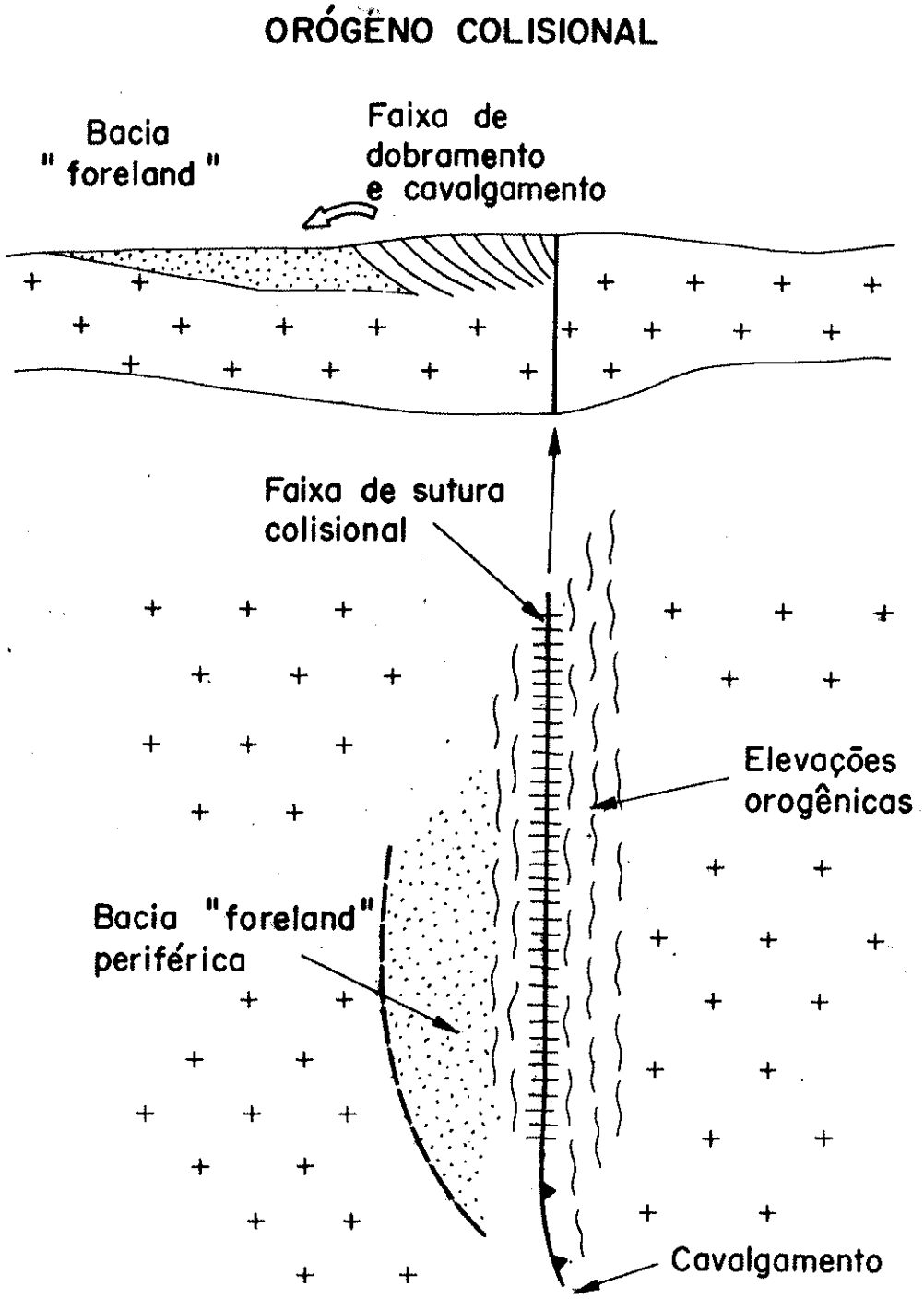


Figura 8.5 - Diagrama esquemático mostrando a relação entre um orógeno colisional e uma bacia *foreland* periférica. Segundo Dickinson & Suczek (1979).

que afloram abaixo do morro do Pai Inácio e a seqüência prodeltáica que ocorre no vale dos Patís (leste da serra do Esbarrancado; Anexo I) e na região de Mundo Novo. Sobre esses sedimentos depositou-se a Formação Tombador, que caracteriza uma radical mudança de ambiente, de área-fonte e de tectonismo (respectivamente fluvial, área-fonte a leste e tectonismo provavelmente *thin skinned*). Quiescência tectônica provocou nova subida do nível do mar e a transgressão da Formação Caboclo sobre a Formação Tombador. A renovação do afluxo terrígeno representado pela Formação Morro do Chapéu, completou o preenchimento da antefossa formada sobre os sedimentos plataformais e adjacente à Faixa JCM. Esse desenvolvimento encerrou-se no intervalo entre 1,1 e 0,9Ga, idades respectivamente das formações Caboclo e Bebedouro, o que corresponde a um intervalo máximo de 1,2Ga para a atividade tectônica desde a deposição do Grupo Rio dos Remédios até a da Formação Bebedouro (2,1–0,9Ga). Este intervalo de tempo é comparável ao total das atividades episódicas em uma faixa móvel do Precambriano.

As paleocorrentes determinadas no CDCO (figura 7.1) indicam um preenchimento assimétrico da bacia: na fase plataformal, a alimentação foi a partir de oeste; durante o preenchimento da antefossa, a partir de leste (isto é, da Faixa JCM). Assim, o padrão de paleocorrentes da CDCO é comparável àquele determinado por Ricci-Lucchi (1985; figura 8.6). O modelo desse autor indica uma alimentação desigual dos sedimentos provenientes de ambas as bordas da bacia e seu desvio axial no centro da mesma. Ele está baseado nas bacias *foreland* dos Apeninos setentrionais. A seqüência evolutiva do Supergrupo Espinhaço na CDCO é resumida na figura 8.7.

Como a CDCO está depositada sobre crosta continental, no interior da placa e associada a uma margem colisional ela pode, de acordo com a classificação de Klein (1989), ser enquadrada como uma bacia *foreland*, a exemplo das bacias de Powder River e Apalachiana (Klein, 1989) e Kilohigok (Grotzinger & McCormick, 1988). Uma característica fundamental das bacias *foreland* é a contemporaneidade entre a atividade tectônica na faixa dobrada e o preenchimento da bacia (Graham *et al.*, 1986). Para o caso presente essa contemporaneidade é demonstrada em parte, através dos dados geocronológicos disponíveis: (1) a atividade tectônica na faixa JCM se deu em torno de 1,9Ga, idade dos granitos que a intrudem e a sua erosão, obviamente foi posterior; (2) o preenchimento da antefossa se deu no período entre 1,8 e 0,9Ga. Como os conglomerados tectogênicos do membro Lavras foram depositados após 1,8Ga, eles devem indicar o prolongamento da atividade tectônica depois daquela época.

8.5 Implicações do Modelo Proposto

Estando correto o modelo *foreland* para a CDCO – e as evidências discutidas indicam que ele está, – surgem importantes implicações econômicas e estratigráficas que podem condicionar os modelos para a exploração mineral na região. Essas implicações serão discutidas brevemente como hipóteses de trabalho, desde quando cada uma delas constitui uma pesquisa independente, que pode ser levada a efeito no futuro.

8.5.1 Geologia Econômica

Nos conglomerados do Membro Lavras da Formação Tombador, existem inúmeros garimpos de diamante cuja fonte primária jamais foi descoberta. A aplicação do modelo *foreland* parece resolver essa questão.

Trabalhos recentes mostraram a existência de diamantes em peridotitos e cromititos aflorantes nas suturas Bangong-Nujiang e Yarlung-Zangbo que delimitam o bloco de Lhasa (Himalaya), na zona

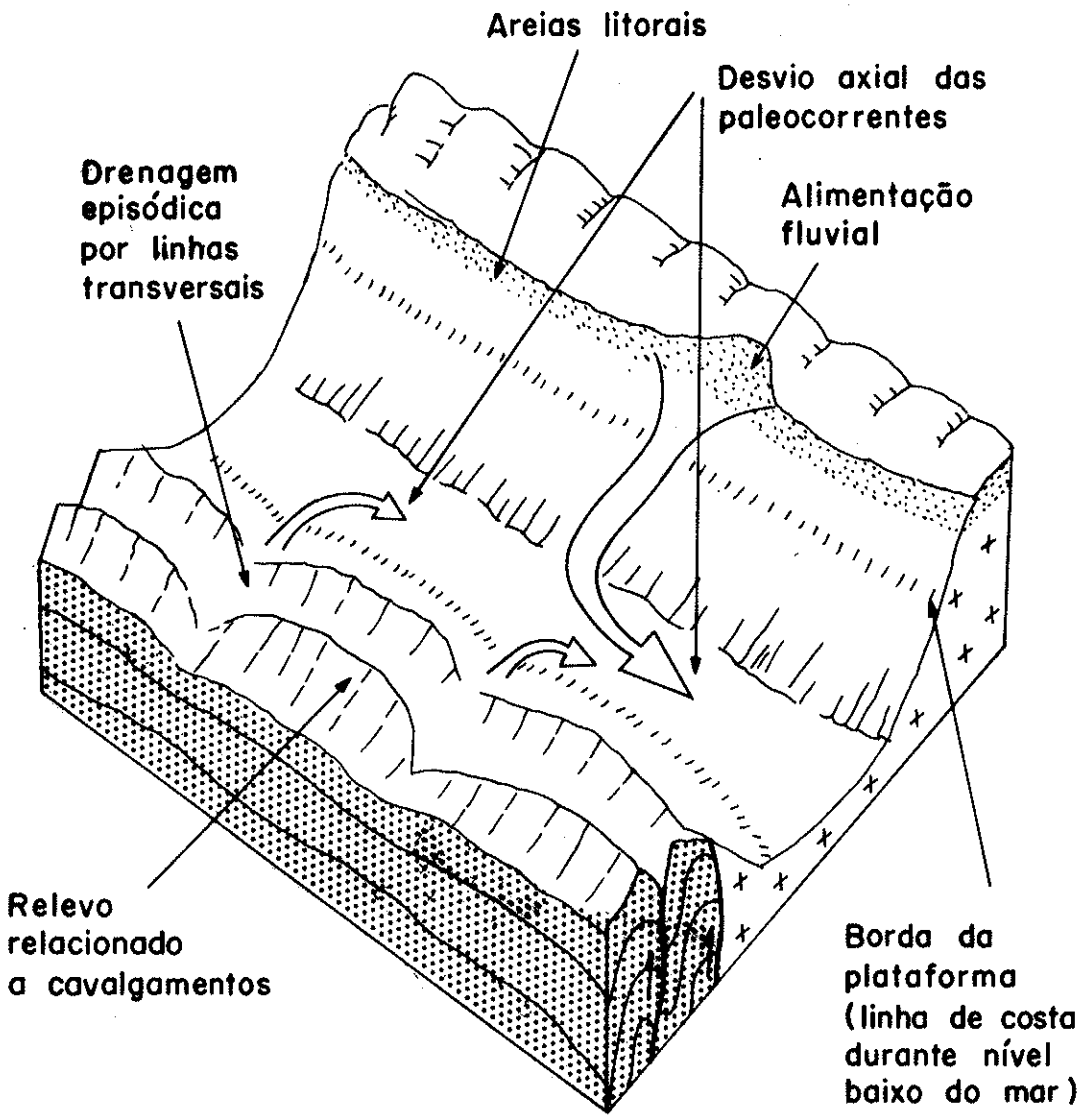


Figura 8.6 - Admissão desigual de sedimentos pelas duas margens de bacias *foreland*. Modificado de Ricci-Lucchi (1985)

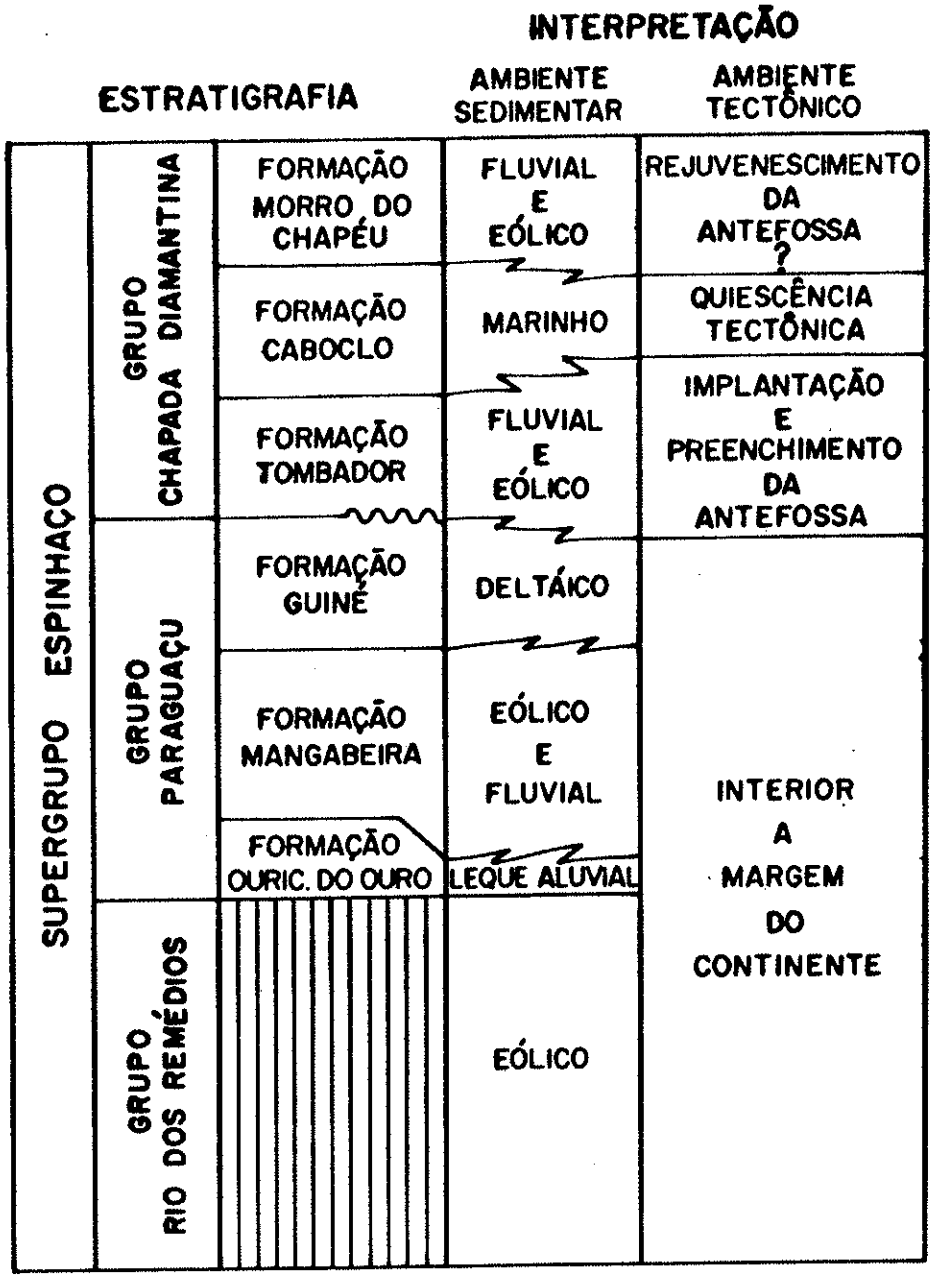


Figura 8.7 - Estratigrafia, sistemas deposicionais e tectônica do Supergrupo Espinhaço na Chapada Diamantina Centro - oriental

de colisão entre a Índia e a Ásia (Bai *et al.*, 1993). Esses diamantes foram formados em zonas de subducção e para sua colocação os autores sugerem um processo de obducção, deduzido a partir da textura superficial dos cristais, a qual não indica contaminação magmática. No caso presente, a fonte primária seria a Faixa JCM, de onde os diamantes foram erodidos e depositados na bacia *foreland* juntamente com a Formação Tombador. Quanto ao mecanismo de colocação dos diamantes na Faixa JCM, se por obducção de ofiolitos ou transporte por kimberlitos/lamproítos, só o exame da textura superficial das gemas pode elucidar.

Ainda sob o ponto de vista de recursos minerais, Oliveira & Brim (1990) determinaram a existência de anomalias de vanádio, cobre e urânio nos sedimentos do Grupo Paraguaçu. De acordo com Condie (1989; p.201), esses minerais são típicos de bacias *foreland.* Adicionalmente, o autor acima se refere a granitos com estanho e tungstênio e anortositos com ferro e titânio em zonas colisionais. Enriquecimento em Sn, W, nos granitos transamazônicos intrudidos na faixa JCM, já foi referenciado por Cuney *et al.* (1990). Estes autores ainda comparam o conteúdo de urânio de alguns desses granitos, a valores medidos em leucogranitos hercinianos mineralizados.

8.5.2 Estratigrafia

Outra conseqüência do modelo *foreland* para a estratigrafia, seria a correlação entre o Supergrupo Espinhaço e o Grupo Jacobina.

Diversamente da proposta de Jordan (1972), a correlação aqui sugerida como hipótese de trabalho é, entre as seqüências deposicionais Rio dos Remédios e Paraguaçu e o Grupo Jacobina. Embora atualmente não exista ligação física entre eles, o modelo de colisão continental seguido da implantação de uma bacia *foreland* sugere tal correlação. A figura 8.8A mostra o início da convergência entre os dois continentes, com a deposição dos grupos Rio dos Remédios e Paraguaçu sobre a plataforma continental estendendo-se para o assoalho oceânico. Com a continuação da convergência e flexura da litosfera, depositou-se a seqüência deltáica da Formação Guiné (figura 8.8B). Na colisão continental tipo COB (Sengör, 1990) vista na figura 8.8C, os sedimentos foram dobrados, metamorfisados e recobertos pelos do Grupo Chapada Diamantina, provenientes da faixa JCM.

Uma restrição a esse modelo seria a proveniência dos clastos de rochas vulcânicas da Formação Ouricuri do Ouro: se provenientes do Grupo Rio dos Remédios, a correlação só poderia ser feita entre ele e o Grupo Jacobina. Por outro lado, a Formação Ouricuri do Ouro comumente está depositada sobre o embasamento (Schobbenhaus & Kaul, 1971; p. 120). Dessa forma os clastos de rochas vulcânicas não seriam necessariamente do Grupo Rio dos Remédios, podendo ser mais antigos que ele. Assim, essa hipótese de trabalho poderia ser comprovada ou contestada pela determinação da idade dos clastos de rochas vulcânicas da Formação Ouricuri do Ouro.

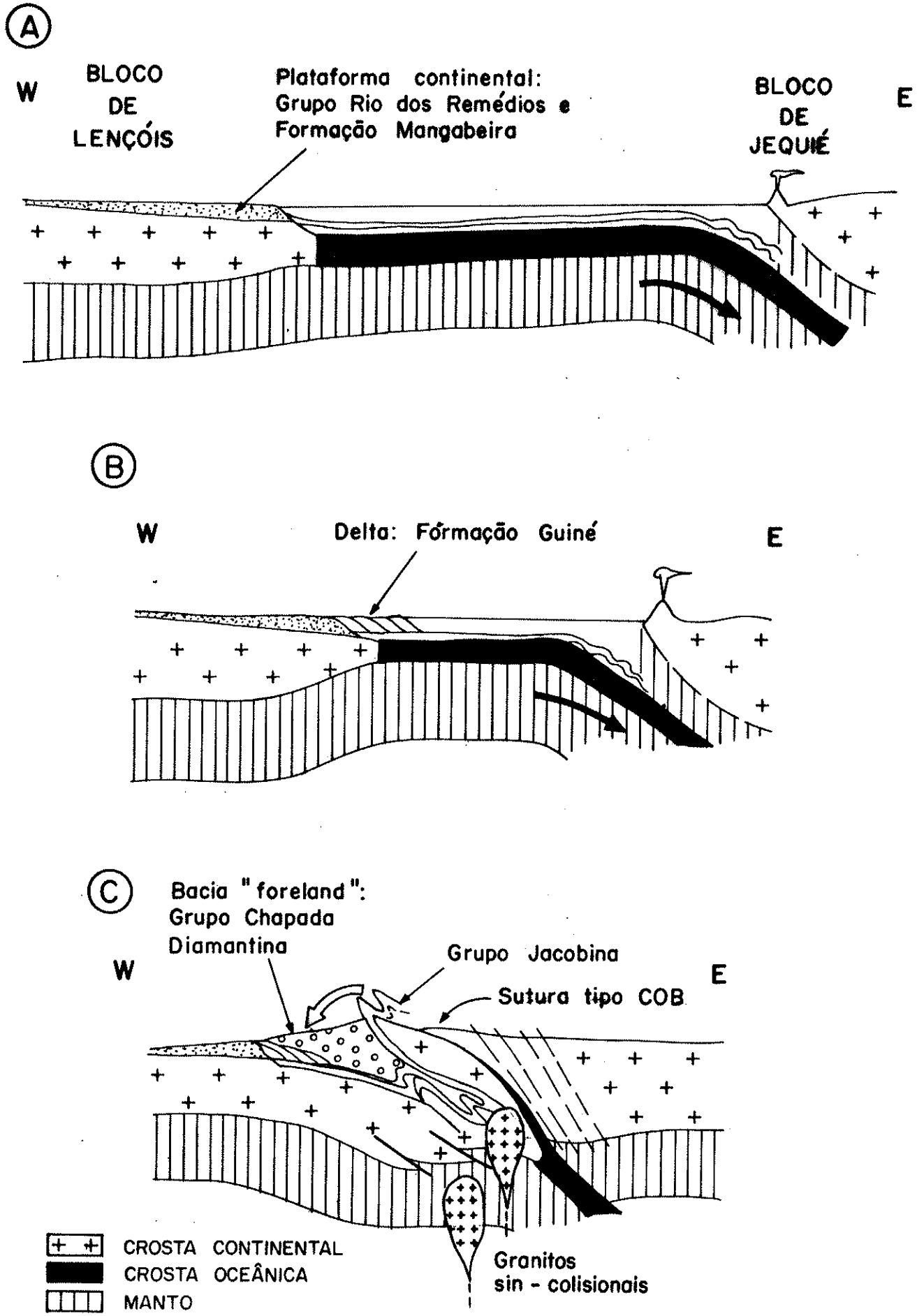


Figura 8.8 - Relação genética entre os grupos Rio dos Remédios, Paraguaçu, Jacobina e Chapada Diamantina em um contexto de colisão continente - continente. Baseado na figura 13 de Dewey & Bird (1970).

CAPÍTULO 9: CONCLUSÕES

A análise dos sedimentos do Supergrupo Espinhaço ao nível sinótico das imagens de satélite, de domínio, formação e afloramento, na Chapada Diamantina Centro-oriental, forneceu os elementos necessários para determinar: (1) sua correlação com os holoestratótipos de cada formação; (2) os ambientes de sedimentação de cada uma delas e a sua variação secular; e, (3) a classificação da bacia, determinante para o modelo evolutivo da CDCO. A integração desses elementos com os eventos documentados em uma das áreas-fonte dos sedimentos do Supergrupo Espinhaço (Faixa JCM), mostrou a relação genética existente entre a faixa e o domínio supracitado, possibilitando o enquadramento do conjunto em um modelo geológico atualístico, em contraposição aos vigentes até 1990 e retomados recentemente. Avaliando em maior detalhe as afirmações acima, podem ser tiradas as seguintes conclusões.

A revisão da estratigrafia do Supergrupo Espinhaço mostrou que as unidades litoestratigráficas (formações e grupos) que o compõem podem ser seguidas por toda a região da pesquisa e reconhecidas no campo pelas suas características litológicas, sedimentológicas e geomorfológicas. Isto denota as características de estabilidade da crosta durante o Proterozóico (do Statheriano ao Calymmiano), conforme determinado pelos dados geocronológicos disponíveis. Esta estabilização da crosta está em contraste com o regime permóvel do Arqueano. Outras evidências dessa estabilidade encontram-se na geometria e nas fácies das formações Mangabeira e Guiné. Na primeira, a grande extensão lateral dos depósitos perpendicularmente à direção das paleocorrentes e a ausência de conglomerados, indicam sua deposição em uma região plana e estável. Na segunda, a estabilidade do seu sítio deposicional - uma margem passiva - é evidenciada pela ausência de oscilações do nível do mar e de tectonismo.

Esta sedimentação em condições estáveis contrasta fortemente com a do Grupo Chapada Diamantina. Na Formação Tombador ocorrem conglomerados lenticulares e em lençol: os primeiros são evidência tectonismo na fonte; os últimos, de erosão durante intervalos de quiescência. Tanto nessa como na Formação Caboclo foram encontradas evidências de oscilação do nível do mar, delimitando seqüências deposicionais (ver T_1, T_2, C_1 e C_2 na figura 5.17). A Formação Morro do Chapéu por sua vez, inicia sua deposição após um abaixamento relativo brusco do nível do mar, expondo subaereamente a plataforma marinha da Formação Caboclo. Sobre essa plataforma foram escavados vales e depositados sedimentos fluviais, conforme pode ser notado a norte de Palmeiras, em um contato abrupto entre as duas formações.

As feições típicas de cada unidade litoestratigráfica, devem-se ao fato de que, como elas são formadas por sistemas deposicionais geneticamente relacionados, têm pouca variação litológica: nos sistemas continentais (fluvial, desértico), predomina areia; nos marinhos (planície de maré, plataforma), predomina argila. Como as descrições originais das unidades se basearam essencialmente nas litologias, foi necessária apenas uma redescrição delas, estendendo-as além das regiões onde estão seus estratótipos. Nesse sentido, uma contribuição importante foi o reconhecimento da subdivisão do Grupo Paraguaçu na região do anticlinal de Seabra, mostrando que ali ocorrem formações distintas e perfeitamente identificáveis no campo, cujas fácies coincidem com a divisão informal feita pelo autor já em 1988. Os trabalhos mais recentes as haviam distinguido apenas em termos de sistemas deposicionais. As correlações equivocadas feitas anteriormente entre diversas unidades deveram-se apenas à repetição dos sistemas deposicionais ao longo da coluna estratigráfica do Supergrupo Espinhaço, conforme é mostrado pela figura 5.9.

Embora a coluna estratigráfica do Supergrupo Espinhaço não seja completamente controlada geocronologicamente, a aplicação a ela das técnicas da estratigrafia de seqüências baseando-se

principalmente em critérios físicos, foram suficientes para demonstrar pelo menos a nível qualitativo a evolução geológica da Chapada Diamantina Centro-oriental. Limites importantes que foram determinados entre as seqüências deposicionais, são as discordâncias entre o embasamento e o Supergrupo Espinhaço e a da base do Grupo Una, e a mudança de área-fonte e de paleocorrentes entre os grupos Paraguaçu e Chapada Diamantina Essa técnica pode ser estendida para outras bacias brasileiras, trazendo uma contribuição importante para o conhecimento da evolução sedimentar durante o Precambriano.

A determinação da proveniência dos sedimentos do Supergrupo Espinhaço baseada em medidas de paleocorrentes, indicou que a seqüência continental a marinha marginal do Grupo Paraguaçu era proveniente do oeste. A seqüência que recobriu esses sedimentos (Grupo Chapada Diamantina) era proveniente do leste, de um *thrust belt* (Jacobina/Contendas-Mirante). Uma vez determinada a localização das áreas-fonte, o aprofundamento da pesquisa pela identificação e contagem de clastos e análises petrográficas conseguiu estabelecer a paleotectônica das áreas-fonte. Para o Grupo Chapada Diamantina, foi confirmada a área-fonte como um *fold-thrust belt.* Já para o Grupo Paraguaçu, os resultados foram surpreendentes: ao contrário do que poderia ser deduzido do simples exame das paleocorrentes, os sedimentos não vieram do embasamento ocidental. O diagrama Qm-F-Lt e o grau de imaturidade dos sedimentos mostraram a sua proveniência de uma faixa de natureza tectônica semelhante à Faixa JCM e com pouca distância de transporte. Este fato é interpretado como a proveniência desses sedimentos de complexos semelhantes a Jacobina/Contendas-Mirante ou Ibitira-Brumado, atualmente soterrados sob a Chapada Diamantina ou já completamente erodidos. Essa interpretação é comprovada pela comparação entre o diagrama Qm-F-Lt dos sedimentos provenientes do leste e a Faixa Jacobina/Contendas-Mirante, acessível ao estudo; para os sedimentos provenientes do oeste, o diagrama é semelhante. Isto vem demonstrar que o embasamento abaixo da Chapada Diamantina é formado não apenas por um bloco único, mas por núcleos separados por *thrust-fold belts,* não necessariamente relacionados à abertura de oceanos de grande extensão.

A análise integrada das fácies, sistemas deposicionais e das seqüências deposicionais mostrou que o Supergrupo Espinhaço evoluiu de uma cobertura plataformal depositada no interior do continente (sistemas fluvial e desértico) para uma margem continental, onde se depositaram sistemas marinhos transicionais (estuarino e deltáico). Após o fechamento da margem continental, essas seqüências deposicionais foram recobertas por sedimentos também de fácies continentais e marinhas retornando a condições de interior do continente.

As informações disponíveis sobre o Supergrupo Espinhaço foram suficientes para classificar a bacia como polihistórica, compreendendo vários ciclos/bacias, de um modo geral coincidentes com as seqüências deposicionais determinadas. A classificação da bacia sob o ponto de vista geral confirma classificações anteriores. A diferença reside na classificação individual dos vários ciclos/bacias, cuja sucessão mostra a atuação de um Ciclo de Wilson completo, compreendendo a abertura e fechamento de um oceano de dimensões desconhecidas. Dessa forma, todo o Supergrupo Espinhaço compreenderia um conjunto de superseqüências, ao passo que cada ciclo/bacia corresponde a uma superseqüência, conforme foi interpretado no ítem 5.2.4. Dentro dessa classificação, dois problemas não puderam ainda ser resolvidos, por falta de modelos comparativos e de dados geocronológicos adequados: a duração das superseqüências e a natureza do segundo evento tectônico modificador da bacia (FB ?). As evidências de campo indicam que ele existiu, mas sua natureza ficou irresolvida. Seria um evento discreto no tempo, ou uma continuação da atividade do evento FBe (transamazônico) ?

Sob o ponto de vista geotectônico, foram encontradas diversas evidências que permitem enquadrar a Chapada Diamantina Centro-oriental em um modelo *foreland.* Essas evidências são: a)

sedimentação plataformal passando a marinha marginal; b) deflexão da litosfera causada pelo empilhamento de escamas de empurrão da faixa dobrada (JCM); c) formação de uma antefossa; d) preenchimento da antefossa por sedimentos provenientes da faixa dobrada; e) existência de fácies misturadas e canibalísticas nos conglomerados do Membro Lavras indicativas de tectônica tangencial; f) idade dos sedimentos plataformais próximas à idade da colisão; g) depósitos minerais típicos de bacias *foreland* (urânio e vanádio no topo do Grupo Paraguaçu).

Finalmente, ficou demonstrado através dessa pesquisa, que todos os eventos que ocorreram no Supergrupo Espinhaço, desde a produção dos sedimentos na área-fonte, passando pelo seu transporte e deposição, ficaram registrados nos seus estratos. Esses eventos puderam ser interpretados através do estudo dos sedimentos a nível regional, de secções estratigráficas, afloramentos e lâminas delgadas, levando a uma abordagem contrária aos modelos geralmente aceitos. O modelo determinado para a Chapada Diamantina Centro-oriental concorda com as idéias modernas das geociências, de que algum tipo de tectônica de placas esteve em atividade pelo menos desde o Paleoproterozóico.

CAPÍTULO 10 : BIBLIOGRAFIA CITADA

ABBOTT, P.L. & PETERSON, G.L. 1978. Effects of abrasion on conglomerate clast populations: Examples from Cretaceous and Eocene conglomerates of San Diego Area, California. *J. Sed. Petrol.*, 48:31-42.

ACAUÃ, B.M.S. 1847. Relatório Dirigido ao Governo Imperial em 15 de Abril de 1847, pelo Inspector Geral dos Terrenos Diamantinos na Província da Bahia. *Inst, Hist. Geogr. Ethngr., Rev. Trimestral.* 9:227-260.

ALKMIN, F.F.; BRITO NEVES, B.B.; CASTRO ALVES, J.A. 1993. Arcabouço Tectônico do Craton do São Francisco. In: DOMINGUEZ, J.M.L. & MISI A, eds., *O Craton do São Francisco.* Salvador, Soc. Bras. Geol./SGM/CNPq, p.45-62.

ALLEN, J.R.L. 1963. The classification of cross-stratified units with notes on their origin. *Sedimentology*, 2:93-114.

ALMEIDA, F.F.M.; HASUI, Y.; BRITO NEVES, B.B.; FUCK, R.A. 1977. Províncias Estruturais Brasileiras. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO NORDESTE, 8, 1977, Campina Grande. *Atas.* Campina Grande, Soc. Bras. Geol., p.363-391.

ALMEIDA, F.F.M. & HASUI, Y., coords., 1984. *O Pré-Cambriano do Brasil.* São Paulo, Blucher, 378p.

BABINSKI, M.; VAN SCHMUS, W.R.; CHEMALE Jr., F. BRITO NEVES, B.B.; ROCHA, A.J.D. 1993. Idade isocrônica Pb/Pb em rochas carbonáticas da Formação Caboclo em Morro do Chapéu, BA. In: SIMPÓSIO SOBRE O CRATON DO SÃO FRANCISCO, 2, Salvador, 1993. *Anais.* Salvador, Soc. Bras. Geol./SGM, p.160-163.

BAI, W.; ROBINSON, P.T.; ZHOU, M. 1993. Diamond-bearing peridotites from Tibetan Ophiolites: Implications for a subduction related origin of diamonds. In: DUNNE, K.P.E. & GRANT, B., Eds., *Mid. Continent Diamonds.* Edmonton, Geol. Assoc. Canada, Mineral Deposits Div., p.77-82 (GAC-MAC Symposium Volume, May,1993)

BALLY, A.W. & SNELSON, S. 1980. Realms of subsidence. In: MIALL, A.D., ed. *Facts and Principles of World Petroleum Occurrence.* Can. Soc. Petr. Geol. Mem. 6, p. 9-75.

BAPTISTA, M.B.; BRAUN, O.P.G.; CAMPOS, D.A., Coords., 1984. *Léxico Estratigráfico do Brasil.* Brasília, DNPM/DGM, 541 p.

BARBOSA, O. 1941. Cassiterita em Minas de Rio de Contas, Bahia. *Mineração e Metalurgia*, 5:204-208.

BARBOSA, O. 1965. *Geologia das Folhas Remanso - Sento Sé*, Bahia. Rio de Janeiro, DNPM, Rel. 159, 28p.

BARBOSA, L.M.; ROCHA, W.F.; LEÃO, Z.M.; DOMINGUEZ, J.M.L. 1989. Estruturas de dissolução por pressão em um afloramento da Formação Caboclo-Chapada Diamantina-Bahia. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA, NÚCLEO MINAS GERAIS 5/ NÚCLEO BRASÍLIA 1, Belo Horizonte,1989. *Anais.* Belo Horizonte, Soc. Bras. Geol.,p.195-199.

BARBOSA, J.F.; MARINHO, M.M.; SABATÉ, P. 1992. Geology of the Jequié-Itabuna Granulitic Belt. In: PEDREIRA, A.J.; MARINHO, M.M.; BARBOSA, J.F., eds. *Petrologic and Geochronologic Evolution of the Oldest Segments of the São Francisco Craton, Brazil.* Salvador, CBPM/ IGCP 280, p. 7-28.

BEAUMONT, C. 1981. Foreland basins. *Geophys. J. R. astr. Soc.*, 65: 291-329

BHATTACHARYYA, A. & MORAD, S. 1993. Proterozoic braided ephemeral fluvial deposits: An example from the Dhandraul Sandstone Formation of the Kaimur Group, Son Valley, Central India. *Sed. Geology*, 84:101-114.

BIGARELLA, J. J. 1975. Lagoa Dune Field, State of Santa Catarina, Brazil - A model of eolian and pluvial activity. In: INTERNATIONAL SYMPOSIUM ON THE QUATERNARY, SOUTHERN BRAZIL, 1975. *Bol. Paranaense de Geociências,* 33: 133 - 167.

BLAKE, T.S. 1993. Late Archaean crustal extension, sedimentary basin formation, flood basalt volcanism and continental rifting: The Nullagine and Mount Jope Supersequences, Western Australia. *Precambrian Res.*, 60:185-241.

BOMFIM, L.F.C.; ROCHA, A.J.D.; PEDREIRA, A.J.; MORAIS FILHO, J.C.; GUIMARÃES, J. T.; TESCH, N.A. 1985. *Projeto Bacia de Irecê; Relatório Final.* Salvador, CPRM/CPM, 2v. (inédito)

BOMFIM, L.F. & PEDREIRA, A.J. 1990. Geologia da Chapada Diamantina Oriental, Bahia (Folha Lençóis). In: BOMFIM, L.F. & PEDREIRA, A.J., Orgs, - *Programa de Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Lençóis (Folha SD.24-V-A-V) Estado da Bahia, Texto Explicativo. Brasília, DNPM/CPRM, p.25-73.*

BRANNER, J.C. 1909. O Problema das seccas do norte do Brasil. *Bol. Min. Viação e Obras Públicas,* 1: 83-110

BRANNER, J.C. 1910 a. The Geology and topography of the Serra de Jacobina, State of Bahia, Brazil. *Am. J. Sci.,* 30: 385-392.

BRANNER, J.C. 1910 b. The Tombador escarpment in the State of Bahia, Brazil. *Am. J. Scí.* 30:335-343.

BRANNER, J.C. 1911. Aggraded limestone plains of the interior of Bahia and the climatic changes suggested by them. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 22:187-206.

BRANNER, J.C. 1919. *Resumo da Geologia do Brasil para Acompanhar o Mapa Geológico do Brasil* (Publicação da Geological Society of America, Vol. 30, No. 2, Junho de 1919).

BRITO NEVES, B.B. 1967. *Geologia das Folhas de Upamirim e Morro do Chapéu.* Recife, CONESP, Rel. 17, 53p.

BRITO NEVES, B.B. 1972. Síntese da geologia e bibliografia das coberturas dobradas Pré-Silurianas. Recife, SUDENE, *Bol. Rec. Nat.* 10(12):87-122.

BRITO NEVES, B.B.; CORDANI, U.G.; TORQUATO, J.R.F. 1980. Evolução Geocronológica do Precambriano no Estado da Bahia. In: INDA, H.A.V. & DUARTE, F.B. Orgs. *Geologia e Recursos Minerais do Estado da Bahia*; Textos Básicos. Vol.3, Salvador, SME/CPM, p.1-101.

BRITO NEVES, B.B.; FUCK, R.A.; CORDANI, U.G. ; THOMAZ FILHO, A. 1984. Influence of basement structures on the evolution of the major sedimentary basins of Brazil: A Case of tectonic heritage *J. Geodynamics,* 1:495-510, 1984.

BRITO NEVES, B.B. & PEDREIRA, A.J. 1992. Primeiras evidências de tectônica de antepaís na borda sul oriental da Chapada Diamantina. In: SIMPÓSIO REGIONAL DE GEOLOGIA BAHIA-SERGIPE,1, Salvador, 1992. *Anais.* Salvador, Soc. Bras. Geol.,/SGM, p.121-125.

BROOKFIELD, M.E. 1977. The origin of bounding surfaces in ancient aeolian sandstones. *Sedimentology*, 24:303-332.

BROWN, W.G. 1984. *Basement Involved Tectonics Foreland Areas.* Tulsa, AAPG, 92 p. (Continuing Education Course Note Series, 26).

CATHARINO, J. M. 1986 *Garimpo - Garimpeiro - Garimpagem, Chapada Diamantina, Bahia.* Rio de Janeiro, Philobiblion / Banco Econômico, 270p.

CAVALCANTI, V.M. & COLARES, J.S. 1991. As fácies sedimentares de plataforma rasa da Formação Caboclo, Chapada Diamantina, Bahia.In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO NORDESTE, 14, Recife, 1991. *Atas.* Recife, Soc. Bras. Geol., Boletim 12, p.39-42 .

CELINO, J.J. & SABATÉ, P. 1988. O Maciço de Jaguarari: Uma intrusão granítica de vocação crustal na margem do cinturão transamazônico da Serra de Jacobina (Bahia - Brasil). In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 35/CONGRESSO LATINO AMERICANO DE GEOLOGIA, 7, Belém, 1988. *Resumos.* Belém, Soc. Bras. Geol., p.437.

CENE-COMISSÃO ESPECIAL DE NOMENCLATURA ESTRATIGRÁFICA-SBG. 1986. Código Brasileiro de Nomenclatura Estratigráfica/Guia de Nomenclatura Estratigráfica. *Rev. Bras. Geociências,* 16:370-415.

CHRISTIE-BLICK, N.; GROTZINGER, J.P.; VON DER BORCH, C.C. 1988. Sequence stratigraphy in Proterozoic successions. *Geology,* 16: 100-104.

CLIFTON, H.E. 1973. Pebble segregation and bed lenticulary in wave-worked versus alluvial gravel. *Sedimentology*, 20:173-187.

CLOETINGH, S. 1988. Intraplate stresses: A new element in basin analysis. In: KLEINSPEHN, K. & PAOLA, C., eds., *New Perspectives in Basin Analysis.* New York, Springer-Verlag, p. 205-230.

CONDIE, K.C. 1989. *Plate Tectonics & Crustal Evolution,* 3ed. New York, Pergamon Press, 476p.

CONDIE, K.C. & HARRISON, N.M. 1976. Geochemistry of the Archaean Bulawayan Group, Midlands Greenstone Belt, Rhodesia. *Precambrian Res.*, 3:253-271.

CORDANI, U.G.; BERNAT, M.; TEIXEIRA, W.; KINOSHITA, H. 1974. Idades radiométricas das rochas alcalinas do Sul da Bahia. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 28, Porto Alegre, 1974. *Anais*. Porto Alegre, Soc. Bras. Geol., p.253-259.

CORDANI, U.G.; TEIXEIRA, W.; TASSINARI, C.C.G.; KAWASHITA, K.; SATO, K. 1988. The growth of the Brazilian Shield. *Episodes,* 11:163-167.

COSTA, J.B.S.; KREBS, A.S.; SAMPAIO, T.Q.; GUIMARÃES, J.T.; ROCHA A.J.D. 1990. Aspectos estruturais do Grupo Jacobina ao longo da BR-324 - In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 36, Natal, 1990. *Boletim de Resumos*. Natal. Soc. Bras. Geol., p.257.

COUTO, P.A.; SAMPAIO, A.R.; GIL, C.A; LOUREIRO, H.C.; ARCANJO, J.B.; FERNANDES FILHO, J.; GUIMARÃES, J.T.; MASCARENHAS, J.F. 1978. *Projeto Serra de Jacobina - Relatório Final.* Salvador: CPRM, 12 vol. (inédito).

COWIE, J.W.; ZIEGLER, W.; REMANE, J. 1989. Stratigraphic Commission accelerates progress. *Episodes,* 12: 79-81.

CPRM/PROSPEC/DNPM, 1974. *Projetos Bahia, Bahia II, Sul da Bahia, Leste do Tocantins/Oeste do São Francisco. Relatório da Reunião.* Salvador, CPRM, 17p. (Programa de reuniões para integração regional).

CUNEY, M.; SABATÉ, P.; VIDAL, P.; MARINHO, M.M.; CONCEIÇÃO, H.1990. The 2 Ga peraluminous magmatism of the Jacobina-Contendas Mirante Belt (Bahia-Brazil): Major and trace element geochemisry and metallogenic potential. *J. of Vulcanology and Geothermal Res.* 44:123-141.

DANDERFER FILHO, A. 1990. *Análise Estrutural Descrítiva e Cinemática do Supergrupo Espinhaço na Região da Chapada Diamantina (BA).* Ouro Preto, UFOP, Escola de Minas, Dep. Geologia. Dissertação de Mestrado, 119p. (inédito).

DANDERFER FILHO, A.; LAGOEIRO, L.E.; ALKMIN, F.F. 1993. O Sistema de dobramentos e empurrões da Chapada Diamantina (BA): Registro da inversão do Aulacógeno do Espinhaço no decorrer do evento Brasiliano. In: SIMPÓSIO SOBRE O CRÁTON DO SÃO FRANCISCO, 2, Salvador, 1993. Salvador, SBG/SGM, p. 197-199.

DENIS, E. & DABARD, M.P. 1988. Sandstone petrography and geochemistry of Late Proterozoic sediments of the Armorican Massif (France) - A key to basin development during the Cadomian orogeny. *Precambrian Res.*, 42: 189-206.

DERBY, O.A. 1905a. Notas geológicas sobre o Estado da Bahia. *Secr. Agric. Viação Ind. Obr. Publ. Boletim,* 7:12-31.

DERBY, O.A. 1905b. Lavras Diamantinas. *Rev. Inst. Geogr. e Hist. da Bahia,* 11:143-153.

DERBY, O.A. 1906. The Serra do Espinhaço. Brazil. *J. Geol.*,14:374-401.

DEWEY, J.F. & BIRD, J.M. 1970. Mountain belts and the New Global Tectonics. *J. Geophysical Res.*, 75: 2625-2647.

DEYNOUX, M.; DURINGER, Ph.; KHATIB, R.; VILLENEUVE, M. 1993. Laterally and vertically accreted tidal deposits in the Upper Proterozoic Madina-Kouta Basin, Southeastern Senegal, West Africa. *Sed. Geology*, 84:179-188.

DICKINSON, W.R. 1974. Plate tectonics and sedimentation. In: DICKINSON, W.R., ed. *Tectonics and Sedimentation.* SEPM, Spec. Publ. 22, p. 1-27.

DICKINSON, W.R. 1982. Compositions of sandstones in Circum-Pacific subduction complexes and fore-arc basins. *AAPG. Bull* 66:121-137.

DICKINSON, W.R. 1985. Interpreting provenance relations from detrital modes of sandstones. In: ZUFFA, G.G., Ed., - *Provenance of Arenites,* Dordrecht, D. Reidel, p.333-361.

DICKINSON, W.R. 1988. Provenance and sediment dispersion in relation to plate tectonics and petrography of sedimentary basins. In: KLEINSPEHN, K. & PAOLA, C., *Eds., New Perspectives in Basin Analysis.* New York, Springer-Verlag, p.3-25.

DICKINSON, W.R. & SUCZEK, C.A. 1979. Plate tectonics and sandstone compositions *AAPG Bull.* 63:2.164-2.182.

DICKINSON, W.R.; BEARD, L.S.; BRACKENRIDGE, G.R.; ERJAVEC, J.L.; FERGUSON, R.C.; INMAN, K.F.; KNEPP, R.A.; LINDBERG, F.A.; RYBERG, P.T. 1983. Provenance of North American Phanerozoic sandstones *Geol. Soc. Am. Bull.* 94:222-235.

DICKINSON, W.R.; SWIFT, P.N.; CONEY, P.J. 1986. Tectonic strip maps of Alpine-Himalayan and Circum-Pacific orogenic belts (Great Circle Projections) *Geol. Soc. America Map Chart Series, MC-58, 1:20.000.000.*

DOMINGUEZ, J.M.L. 1993. As coberturas do Craton do São Francisco: Uma abordagem do ponto de vista da análise de bacias. In: DOMINGUEZ, J. M. L. & MISI, A., eds. *O Cráton do São Francisco.* Salvador, SBG/SGM/CNPq, p. 137-159.

DOMINGUEZ, J.M.L. & ROCHA, G.M.F. 1989. Seqüências deposicionais do Espinhaço Setentrional na região sudoeste do Estado da Bahia. Uma margem continental proterozóica? In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA NÚCLEO MINAS GERAIS, 5/SIMPÓSIO DE GEOLOGIA NÚCLEO BRASÍLIA, 1, Belo Horizonte, 1989. *Anais.* Belo Horizonte, Soc. Bras. Geol., Bol. n§ 10, p.190-194 .

DOMINGUEZ, J.M.L. & ROCHA, A.J.D. 1991. Grupos Chapada Diamantina (Proterozóico Médio) e Una (Proterozóico Superior). In: O PROTEROZÓICO MÉDIO E SUPERIOR NO BRASIL: SEDIMENTOLOGIA E EVOLUÇÃO ESTRUTURAL - CONFERÊNCIA DE CAMPO, Morro do Chapéu, 1991. *Roteiro de Excursão Geológica.* Salvador, CPRM, 42p.

ERIKSSON, K.A. & WARREN, J.K. 1983. A Paleohydrological model for Early Proterozoic dolomitization and silicification. *Precambrian Res.*; 21:299-321,

ERIKSSON, K.A.; KIDD, W.S.F.; KRAPEZ, B. (1988). Basin analysis in regionally metamorphosed and deformed Early Archean Terrains: Examples from Southern Africa and Western Australia. In: KLEINSPEHN, K. & PAOLA, C.; Eds. *New Perspectives in Basin Analysis.* New York, Springer-Verlag, p.371-404.

ESPOURTEILLE, F. & FLEISCHER, R. 1980. A Mina de Boquira. In: INDA, H. & DUARTE, F.B., eds. *Geologia e Recursos Minerais do Estado da Bahia- Textos Básicos, volume III.* Salvador, SME/CPM, p. 103-125.

FIGUEIREDO, M.C.H. 1989. Geochemical evolution of Eastern Bahia, Brazil: A Probable Early Proterozoic Subduction-related Magmatic Arc. *J. of South American Earth Sciences*, 2:131-145.

FISCHER, W.L. & Mc GOWEN, J.H. 1967 Depositional systems in the Wilcox Group of Texas and their relationship to occurrence of oil and gas. *Gulf Goast Assoc, Geol. Soc. Trans.* 17:105-125.

FLEISCHER, R.L.; PRICE, P.B.; WALKER, R.M. 1965. Effects of temperature pressure, and ionization of the formation and stability of fission tracks in minerals and glasses. *J. Geophysical Res.*, 70: 1497-1502.

GALLOWAY, W.E. 1989. Genetic stratigraphic sequences in basin analysis I: Architecture and genesis of flooding-surface bounded depositional units. *AAPG Bull* 73:143-154.

GALLOWAY, W.E. & HOBDAY, D.K. 1983. *Terrigenous Clastic Depositional Systems; Applications to Petroleum, Coal, and Uranium Exploration.* New York, Springer-Verlag, 423p.

GAMA JR., E. 1989. Concepções estratigráficas em análise de bacias: c) A Estratigrafia genética. *Geociências São Paulo,* 8:21-36.

GOMES, R.A.A.D. & MOTTA, A.C. 1982. *Projeto Levantamento Gravimétrico do Estado da Bahia-Texto e Mapas.* Salvador, DNPM, CPRM.

GRADZINSKI, R. 1989. Large scale blowouts in Tumlin Sandstone, Lower Triassic, Poland. In: INTERNATIONAL GEOLOGICAL CONGRESS, 28, Washington, D.C., 1989. Washington, D.C., *Abstracts*, v.1, p.1-573.

GRADZINSKI, R. 1992. Deep blowout depressions in the aeolian Tumlim Sandstone (Lower Triassic) of the Holy Cross Mountains, Central Poland. *Sed. Geology*, 81:231-242.

GRADZINSKI, R. & JERZYKIEWICZ, T. 1974. Dinosaur-and mamal-bearing aeolian and associated deposits of the Upper Cretaceous in the Gobi Desert (Mongolia) *Sed. Geology.* 12:249-278, 1974.

GRAHAM, S.; TOLSON, R.; DECELLES, P.; INGERSOLL; BARGAR, E.; CALDWELL, M.; CAVAZZA, W.; EDWARDS, D.; FOLLO, M.; HANDSCHY, J; LEMKE, L.; MOXON, I.; RICE, R.; SMITH, G.; WHITE, J. 1986. Provenance modelling as a technique for analysing source terrane evolution and controls on foreland sedimentation. In: ALLEN, P. & HOMEWOOD, P., eds., *Foreland Basins.* Spec. Publs. int. Ass. Sediment., 8, p.425-436.

GRESSLY, A. 1838. Observations geólogiques sur le Jura Soleurois. *Neue Denkschr. allg. schweiz. Ges. ges. Naturw.* 2:1-112.

GRIFFON, J.C. 1967. Apresentação do mpa gológico (1:100.000) da prte central da Serra de Jacobina-Bahia. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 21, Curitiba, 1967. *Bol. Paranaense de Geociências*, (76):33-34.

GROTZINGER, J.P. & Mc CORMICK, D.S. 1988. Flexure of the Early Proterozoic lithosphere and the evoluition of Kilohigok Basin (1.9Ga), Northwest Canada. In: KLEINSPEHN, K. & PAOLA, C. Eds., *New Perspectives in Basin Analysis*. New York, Springer-Verlag., p.405-430.

GUIMARÃES, J.T. & PEDREIRA, A.J. 1990. Geologia da Chapada Diamantina Oriental, Bahia (Folha Utinga). In: GUIMARÃES, J.T. & PEDREIRA, A.J., orgs. - *Programa de Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Utinga (Folha SD.24-V-A-II) Estado da Bahia, Texto Explicativo.* Brasília, DNPM/CPRM p.19-92.

HARTT, C.F. 1870. *Geologia e Geografia Física do Brasil.* Tradução de E.S. Mendonça e E. Dolianiti, 1941 (Publicado originalmente em Boston, USA, em 1870)

HEDBERG, H.D., ed. 1976. *International Stratigraphic Guide.* New York, Wiley, 200 p.

HELLER, P.L. & FROST, C.D. 1988. Isotopic provenance of clastic deposits: Application of geochemistry to sedimentary provenance studies. In: KLEISPEHN, K. & PAOLA, C., eds., *New Perspectives in Basin Analysis.* New York, Springer-Verlag, p. 27-42.

HELMOLD, K.P. 1985. Provenance of feldspathic sandstones - The effect of diagenesis on provenance Interpretations: A review. In: ZUFFA, G.G.; ed. *Provenance of Arenites.* Dordrecht, D. Reidel; p.139-163.

INDA, H. A. V. & BARBOSA, J.F. 1978. *Nota Explicativa para o Mapa Geol¢gico do Estado da Bahia - escala 1:1.000.000.* Salvador, SME/CPM, 137p.

INGERSOLL, R.V. 1983. Petrofácies and provenance of Late Mesozoic forearc basin, Northern and Central California. *AAPG Bull.* 67:1125-1142.

INGERSOLL, R.V.; BULLARD, I.F.; FORD, R.L.; GRIMM, J.P.; PICKLE, J.D.; SARES, S.W. 1984. The Effect of grain size on detrital modes: A test of the Gazzi - Dickinson point counting method. *J. Sed. Petrol.* 54:103-116.

JACKSON, R.G. 1975. Hierarchical attributes and a unifying model of bed forms composed of cohesionless material and produced by shearing flow. *G.S.A. Bull.*, 86:1523-1533.

JARDIM DE SÁ, E.F. 1981. A Chapada Diamantina e Faixa Santo Onofre: Um exemplo de tectônica intra-placa no Proterozóico Médio do Craton do São Francisco. In: INDA, H.; MARINHO, M.M.; DUARTE F.B., Orgs. *Geologia e Recursos Minerais do Estado da Bahia; Textos Básicos. vol. IV. Salvador, SME/CPM, p. 111-120.*

JARDIM DE SÁ, E.F.; BARTELS, R.L.; BRITO NEVES, B.B.; McREATH, I. 1976. Geocronologia e modelo tectonomagmático da Chapada Diamantina e Espinhaço Setentrional. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 29, Ouro Preto, 1976. *Anais* Ouro Preto, Soc. Bras. Geol., v.4 p.205-227.

JORDAN, H. 1972. Die Minas-Gruppe in Nordost-Bahia, Brasilien. *Geologische Rundschau,* 61: 441-469.

JORDAN, T. FLEMINGS, P.; BEER, J. 1988. Dating thrust-fault activity by use of foreland-basin strata. In: KLEINSPEHN, K. & PAOLA, C. eds. *New Perspectives in Basin Analysis.* New York, Springer-Verlag, p.307-330.

KARKI, A. & LAAJOKI, K. 1990. *Geolcogical Map of Finland - Pre-Quaternary Rocks - Sheet 3442 - Puolanka 1:100.000 Scale.* Espoo, Geologic Survey of Finland.

KAUL, P.F.T. 1970. *Geologia da Quadrícula Boquira, Bahia.* Recife, SUDENE/DRN/Div. Geologia, Série Geologia Regional, 60p. (inédito).

KEGEL, W. 1959. *Estudos Geológicos na Zona Central da Bahia.* Rio de Janeiro, DNPM/DGM, Bol. 198, 35p.

KEGEL, W. 1963. *Estrutura Geológica da Serra de Jacobina (Bahia).* Rio de Janeiro, DNPM/DGM, Bol. 207, 21 p.

KING, L.C. 1956. A Geomorfologia do Brasil Oriental. *Rev. Bras. Geogr.*, 18:147-265.

KINGSTON, D.R.; DISHROON, C.P.; WILLIAMS, P.A. 1983. Global basin classification system. *AAPG Bull.*, 67: 2175-2193.

KLEIN, G. de V. 1987. Current aspects of basin analysis. *Sed. Geology,* 50:95-118.

KLEIN,G. de V. 1989. Geodynamic criterion of sedimentary basin classification. In: INTERNATIONAL GEOLOGICAL CONGRESS, 28, Washigton, D.C., 1989. *Abstracts,* v.2, p.2-119.

KLEMME, H.D. 1975. Giant oil fields related to their geological setting- A possible guide to exploration. *Bull. of Can. Petrol. Geol.,*23: 30-66.

KOCUREK,G. 1981.Significance of interdune deposits and bounding surfaces in aeolian dune sands. *Sedimentology,* 28:153-180.

KRAPEZ, B. 1993. Sequence stratigraphy of the Archaean supracrustal belts of the Pilbara Block, Western Australia. *Precambrian Res.*, 60:1-45.

LAAJOKI, K. 1986. The Central Puolanka Group-A Precambrian regressive metasedimentary sequence in Northern Finland. *Bull. Geol. Soc. Finland,* 58, Part 1:179-193, 1986.

LAAJOKI, K. & KORKIAKOSKI, E. 1988. The Precambrian turbidite - tempestite transition as displayed by the amphibolite - fácies Puolankajarvi Formation, Finland. In: JACKSON, M. J., Ed. , Aspects of Proterozoic Sedimentary Geology. *Sed. Geol.*, 58: 195-216.

LAAJOKI, K. & LUUKAS, J. 1988. Early Proterozoic stratigraphy of the Salahmi - Pyhäntä Area, Central Finland, with an emphasis on applying the principles of lithodemic stratigraphy to a complexly deformed and metamorphosed bedrock. *Bull. Geol. Soc. Finland,* 60, Part 2: 79 - 106.

LAAJOKI, K.; STRAND, K.; HARMA, P. 1989. Lithostratigraphy of the Early Proterozoic Kainuu Schist Belt in the Kurkikyla-Siikavaara area, Northern Finland, with Emphasis on the Genetic Approach. *Bull. Geol. Soc. Finland*, 61, Part 1:65-93.

LAGOEIRO, L.E. 1990. *Estudo da Deformação nas Seqüências Carbonáticas do Grupo Una na Região de Irecê, BA.* Ouro Preto, UFOP, Escola de Minas, Dep. de Geologia. Dissertação de Mestrado (inédita).

LAWTON, T.F. 1986. Compositional trends within a clastic wedge adjacent to a fold-thrust belt: Indianola Group, Central Utah, USA. In: ALLEN. P.A. & HOMEWOOD, P. Eds. *Foreland Basins* (IAS Sp. Publs. int. Ass. Sediment. 8). p.411-423.

LEAL, A.S. & BRITO NEVES, B.B. 1968. Elementos de estratigrafia do Médio São Francisco. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO NORDESTE 4, Recife, 1968. *Resumo das Comunicações.* Recife, SBG., p.17-19.

LENZ, R. 1971. *Contribuição à Geologia e Hidrogeologia da Região da Bahia Central.* Recife, SUDENE-DRN-HG/Missão Geológica Alemã, Relatório 9, 32p.

LEO, G.W.; COX, D.P.; CARVALHO, J.P. 1964. *Geologia da Parte Sul da Serra de Jacobina, Bahia, Brasil.* Rio de Janeiro, DNPM/DGM, Bol. 209, 87p.

LIMA, M.I.; FONSECA, E.G.; OLIVEIRA, E.P.; GHIGNONE, J.I.; ROCHA, R.M.; CARMO, U.F.; SILVA, J.M.R.; SIGA JR, O. 1981. *Geologia.* In: PROJETO RADAMBRASIL. Folha SD.24, Salvador. Rio de Janeiro, MME/Secretaria Geral. Levantamento de Recursos Naturais, v.24. p.25-192.

MAACK, R. 1963. Geologia e geografia física da bacia hidrográfica do rio de Contas no Estado da Bahia. *Bol. da Univ. do Paraná, Geografia Física.* (5):3-54.

MACEDO, M.H.F. & BONHOMME, M.G. 1984. Contribuição à cronoestratigrafia das formações Caboclo, Bebedouro e Salitre na Chapada Diamantina (BA) pelos métodos Rb-Sr e K-Ar. *Rev. Bras. Geoc.,* 14:153-163.

MACHADO, G.V. & SABATÉ, P. 1988. O maciço de Jussiape - Abaíra (Bahia) - traços estruturais. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 35, BELÉM, 1988. *Resumos.* Belém; Soc. Bras. Geol., p.436.

MACK, G.H. 1978. The survivability of labile light-mineral grains in fluvial, eolian and litoral marine environments: The Permian Cuttler and Cedar Mesa formations, Moab, Utah. *Sedimentology,* 25:587-604.

MACK, G.H. 1981. Composition of modern stream sand in a humid climate derived from a low-grade metamorphic and sedimentary foreland fold-thrust belt of North Georgia. *J. Sed. Petrol;* 51:1247-1258.

MACK, G.H. 1984. Exceptions to the relationship between plate tectonics and sandstone composition. *J.Sed.Petrol.*, 54:212-220.

MACK, G.H. & SUTTNER, L.J. 1977. Paleoclimate interpretation from a petrographic comparison of Holocene sands and the Fountain Formation (Pennsylvanian) in the Colorado Front Range. *J. Sed. Petrol.* 47:89-100.

MARINHO, M.M. 1982. *Geologia do Médio Rio de Contas: Domínio do Complexo Vulcânico-Sedimentar Contendas-Mirante; Folhas Tanhaçu e Vista Nova.* Salvador, SME/CPM, 53p. (Carta Geológica do Estado da Bahia - Escala 1:50.000, N-1).

MARINHO, M.M. 1991. *La Sequence Volcano-Sedimentaire de Contendas-Mirante et la Bordure Occidentale du Bloc de Jequié, (Craton du São Francisco, Brésil): Un Exemple de Transition Archeén - Proterozoique.* Université Blaise Pascal (Clermont Ferrand II), Tese de doutoramento, (inédita).

MARINHO, M.M.; SABATÉ, P.; BARBOSA, J.F. 1992. The Contendas-Mirante volcano-sedimentary belt. In: PEDREIRA, A.J.; MARINHO, M.M.; BARBOSA, J.F., eds. *Petrologic and Geochronologic Evolution of the Oldest Segments of the São Francisco Craton, Brazil.* Salvador, CBPM/IGCP 280, p. 29-55.

MASCARENHAS, J.F. 1969a. Contribuição à estratigrafia da Chapada Diamantina, na região entre Itaetê e Seabra-Bahia. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 23:1969, Salvador. *Resumo das Conferências e das Comunicações.* Salvador, Soc. Bras. Geol., p.59-60.

MASCARENHAS, J.F. 1969b. Estudo geológico da parte norte da Serra de Jacobina-Bahia-Brasil. *Boletim da Soc. Bras. Geologia,* 18: 3-22.

MASCARENHAS, J.F. & SCHOBBENHAUS, C. 1973. I Simpósio do Pré-Cambriano do Cráton Sanfranciscano e da parte norte-oriental do Brasil. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 27, Aracaju, 1973. *Anais.* Aracaju, Soc. Bras.Geol., vol. 2, p.3-162.

MASCARENHAS, J.F.; PEDREIRA, A.J.; GIL, C.A.; NEVES, J.P.; OLIVEIRA, J.E.; SILVA FILHO, M.A.; MARINHO, M.M. 1979. *Geologia da Região Centro-Oriental da Bahia - Projeto Bahia - Bahia II - Sul da Bahia; Relatório Integrado.* Brasília, MME/DNPM, (Geologia Básica n°. 8), 128p.

MASCARENHAS, J.F. & GARCIA, T.W. 1989. *Mapa Geocronológico do Estado da Bahia-Texto Explicativo.* Salvador, SGM, 189 p. (anexo mapa na escala 1:1.000.000).

MASCARENHAS, J.F. & SILVA, E.F.A. 1994. *Greenstone Belt de Mundo Novo: caracterização e implicações metalogenéticas e geotectônicas no Cráton do São Francisco.* Salvador, CBPM, 31 p. (Série Arquivos Abertos, 5).

McBRIDE, E.F. 1963. A classification of common sandstone. *J. Sed. Petrol.*, 33:664.669.

McBRIDE, E. 1985. Diagenetic processes that affect provenance determination in sandstone. In: ZUFFA, G.G., ed. *Provenance of Arenites.* Dordrecht, D. Reidel, p.93-113.

McCLAY, K. 1987. *The Mapping of Geological Structures.* Milton Keynes. The Open University Press, 161p. (Geol. Soc. London Handbook Series).

Mc KEE, E.D. 1979. Sedimentary structures in dunes. In: Mc KEE, E.D., ed. *A Study of Global Sand Seas.* USGS Prof. Paper 1052, p. 83-134.

McREATH, I.; JARDIM DE SÁ, E.F.; FRYER, B.J. 1981. As vulcânicas ácidas proterozóicas da região da bacia do Rio Paramirim-Bahia. In: INDA, H.; MARINHO, M.M.; DUARTE, F.B. orgs - *Geologia e Recursos Minerais do Estado da Bahia, Textos Básicos,* vol. 4. Salvador, SME/CPM p.121-134.

MENDES, J.C. 1963. *Código de Nomenclatura Estratigráfica.* Recife, Instituto de Geologia, 58p. (Série Didática).

MIALL,A.D.,1977. A Review of the braided-river depositional environment. *Earth Sci. Reviews,* 13: 1-62.

MIALL, A.D. 1978. Lithofácies and vertical profile models in braided river deposits: A summary. In: MIALL, A.D., ed. *Fluvial Sedimentology.* Calgary, Canadian Soc. Petrol. Geol. Mem. 5, p. 597-604

MIALL, A.D. 1984. *Principles of Sedimentary Basin Analysis.* New York, Springer-Verlag, 490p.

MIALL, A.D. 1988. Fácies architecture in clastic sedimentary basins. In: KLEINSPEHN, K. & PAOLA, C. eds. *New Perspectives in Basin Analysis.* New York, Springer-Verlag, p.67-81.

MISI, A. 1979. O Grupo Bambuí no Estado da Bahia. In: INDA, H., org. *Geologia e Recursos Minerais do Estado da Bahia-Textos Básicos, volume II.* Salvador, SME/CPM, p.119-154.

MITCHUM JR., R.M.; VAIL, P.R.; THOMPSON III, S. 1977. Seismic stratigraphy and global changes of sea level, Part 2: The depositional sequence as basic unit for stratigraphic analysis. In: PAYTON, C., ed. *Seismic Stratigraphy - Applications to Hydrocarbon Exploration.* Tulsa, AAPG Memoir 26, p. 53-62.

MOLINARI, L. 1983. Mineralizações auríferas em Jacobina-BA. In: SIMPÓSIO SOBRE MINERALIZAÇÕES AURÍFERAS NO ESTADO DA BAHIA, Salvador, 1983. *Anais.*Salvador, SME/CPM, p. 26-31.

MONTEIRO, M.D.; CARVALHO, M.P.; CONCEIÇÃO FILHO, V.M.; 1984. Caracterização faciológica e sistemas deposicionais do Grupo Chapada Diamantina.In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA 33, Rio de Janeiro, 1984. *Anais.* Rio de Janeiro, Soc. Bras. Geol., p.1090-1105.

MONTES, A.L.S. 1977. *O Contexto Estratigráfico e Sedimentológico da Formação Bebedouro na Bahia: Um Possível Portador de Diamantes.* Brasília, UnB, Depto. de Geociências. Dissertação de Mestrado, 110p. (inédita).

MONTES, A.L.S.; MONTES, M.L.; DARDENNE, M.A. 1981. A regiâo da Serra de Jacobina, um paleorrelevo ativo durante a sedimentação dos grupos Chapada Diamantina e Bambuí. In: SIMPÓSIO SOBRE O CRATON DO SÃO FRANCISCO E SUAS FAIXAS MARGINAIS, Salvador, 1979 *Anais.* Salvador, CPM/Soc. Bras. Geol., p.79-86.

MONTES, A.L.S.; GRAVENOR, C.P.; MONTES, M.L. 1985. Glacial sedimentation in the Late Precambrian Bebedouro Formation, Bahia, Brazil. *Sed. Geology.* 44: 349-358.

MONTES, M.L. 1977. *Os Conglomerados Diamantíferos da Chapada Diamantina - Bahia, Brasil.* Brasília, UnB, Dept°. de Geociências Dissertação de Mestrado, 102p. (inédita).

MORAES, L.C.; MARTINS, A.A.; SAMPAIO, A.R.; GIL, C.A.; ANDRADE FILHO, E.L.; ARCANJO, J.B.; LIMA, R.C.; OLIVEIRA, R.B.; MARGALHO, R.S.F.X. 1980. *Projeto Brumado-Caetité; Relatório Final, 1ª Fase.* Salvador, CPRM, 9v. (inédito).

MOTTA, A.C.; GOMES, R.A.A.D.; DELGADO, I.M.; SIQUEIRA, L.P.; PEDREIRA, A.J. 1981. Feições gravimétricas e magnéticas do Cráton do São Francisco. In: SIMPÓSIO SOBRE O CRÁTON DO SÃO FRANCISCO E SUAS FAIXAS MARGINAIS, Salvdor, 1979. *Anais.* Salvador, SME-CPM-Soc. Bras. Geol., p.17-38.

NACSN - NORTH AMERICAN COMMISSION OF STRATIGRAPHIC NOMENCLATURE 1983. North American Stratigraphic Code. *AAPG Bull.,* 67:841-875.

NAGELL, R.H. 1970. *A Formação Boquira e os Minérios de Chumbo e Zinco em Boquira-Bahia.* Salvador, DNPM/4° Distrito (inédito).

NANCE, R.D.; WORSLEY, T.R.; MOODY, J.B. 1988. The Supercontinent cycle. In: MOORES, E.M., ed. *Tectonics of Shaping the Earth, Continents and Oceans.* New York, Freeman, p.177-187 (Readings from Scientific American).

NAQVI, S.M.; SAWKAR, R.H.; SUBBA ROA, D.V.; GOVIL, P.K.; GNANESWAR ROA, T. 1988. Geology, geochemistry and tectonic setting of Archaean graywackes from Karnataka Nucleus, India. *Precambrian Res.* 39: 193-216.

NIKULA, R. 1988. Paleosedimentology of Precambrian tidal Virtiovaara and fluvial Varttiovaara quartzite formations in Sodankyla, Northern Finland. *Geol. Survey of Finland, Sp. Paper 5:* 177-188.

OJAKANGAS, R.W. 1985. Evidence of Early Proterozoic glaciation: The dropstone unit-diamictite association. *Geol. Survey of Finland Bull.* (331) : 51-72.

OLIVEIRA, J.E. & BRIM, R.J. 1990. Geoquímica. In: PEDREIRA, A.J. & MARGALHO, R.S.F.X., orgs. *Programa de Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Mucugê (Folha SD.24-V-C-II) Texto Explicativo.* Brasília, DNPM-CPRM, p.79-84.

OLIVEIRA, A.I. & LEONARDOS, O.H. 1940. *Geologia do Brasil.* Rio de Janeiro, Comissão Brasileira dos Centen rios de Portugal, 472p.

OTERO, E.P.; DOMINGUEZ, J.M.L.; LIMA, C.C. 1989. Sedimentação fluvio-eólica no Proterozóico Médio, Formação Tombador, Grupo Chapada Diamantina, Estado da Bahia. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA, NÚCLEO MINAS GERAIS, 5/NÚCLEO BRASÍLIA, 1, Belo Horizonte, 1989. *Anais.* Belo Horizonte, Soc. Bras. Geol.,Bol. n°. 10 p.212-217.

PEARCE, J.A.; HARRIS, N.B.W. ; TINDLE, A.G. 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *J. Petrology,* 25: 956-983.

PEDREIRA, A.J. 1976. *Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo: Folha Salvador (SD.24).* Brasília, MME/DNPM, 127 p. (Participação especial de U.G. Cordani, S.S. Iyer, D.A. Campos e D.R.B. Campos).

PEDREIRA, A.J. 1988. Seqüências deposicionais no Precambriano: Exemplo da Chapada Diamantina Oriental. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 35, Belém, 1988. *Anais.* Belém, Soc. Bras. Geol., v. 2, p.648-659.

PEDREIRA, A.J. 1989. Sistema desértico do Grupo Paraguaçu (Proterozóico Médio) na região da Chapada Diamantina, Bahia. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO NORDESTE, 13/SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS, 2, Fortaleza, 1989. *Atas,* Fortaleza, Soc. Bras. Geol., (Boletim n°. 11) p.139-141.

PEDREIRA, A.J. 1990. Chapada Diamantina Oriental, Bahia. Uma bacia tipo "foreland" do Precambriano. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 36, Natal, 1990. *Boletim de Resumos.* Natal, Soc. Bras. Geol., p.324.

PEDREIRA, A.J. & MASCARENHAS, J.F. 1974. A seqüência estratigrafica da Chapada Diamantina NE, Bahia, Brasil. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 28, Porto Alegre 1974. *Anais.* Porto Alegre, Soc. Bras. Geol., v.4 p.19-26.

PEDREIRA, A.J.; ARCANJO, J.B.; PEDROSA, C.J.; OLIVEIRA, J.E.; SILVA, B.C.E. 1975. *Projeto Bahia - Relatório Final - Geologia da Chapada Diamantina.* Salvador, DNPM/CPRM, 2 volumes, (inédito).

PEDREIRA, A.J.; KISHIDA, A.; TORQUATO, J.R.; MASCARENHAS, J.F. 1978. Inventário e reavaliação do conhecimento geológico da parte central do Craton do São Francisco. In: REUNIÃO PREPARATÓRIA PARA O SIMPÓSIO SOBRE O CRÁTON DO SÃO FRANCISCO E SUAS FAIXAS MARGINAIS, Salvador, 1977. *Anais* Salvador, SBG./SME/CPM, p.67-154 (Pub. Esp. n° 3).

PEDREIRA, A.J. & MARINHO, M.M. 1981. Precambrian geology of Eastern Bahia. In: SEMINAR ON MINERAL RESEARCH IN PRECAMBRIAN AREAS, Clausthal-Zellerfeld, 1981. *Special Lecture of Participants.* Salvador, CPRM/CBPM, 59p. (inédito).

PEDREIRA, A.J.; ROCHA, A,J,D.; COSTA, I.V.; MORAIS FILHO, J.C. 1987. *Projeto Bacia de Irecê II;* Relatório Final. Salvador, CPRM/SGM, 2v. (inédito).

PEDREIRA, A.J.; DOSSIN, I.A.; UHLEIN, A.; DOSSIN, T.M.; GARCIA, A.J.V. 1989. Kibaran (Mid-Proterozoic) evolution and mineralizations in Eastern Brazil. *IGCP 255 Newsletter,* 2:57-63.

PEDREIRA, A.J. & MARGALHO, R.S.F.X. 1990. Geologia da Chapada Diamantina Oriental, Bahia (Folha Mucugê). In: PEDREIRA, A.J. & MARGALHO, R.S.F.X.; Orgs., *Programa de Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Mucugê (Folha SD.24-V-C-II), Estado da Bahia; Texto Explicativo.* Brasília; DNPM/CPRM, p.19-68.

PEDREIRA, A.J. & ROCHA, A.J.D. 1990. Coberturas cratônicas Precambrianas e mineralizações do nordeste da Bahia- Serra de Jacobina, Chapada Diamantina, Bacia de Irecê. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 36, Natal, 1990. *Roteiro da Excursão nº 6.* Natal, Soc. Bras. Geol.,31p.

PEDREIRA, A.J. & ZAINE, M.F. 1991. Evidências de reativação Brasiliana em sedimentos do Grupo Paraguaçu (Proterozóico Médio) na Chapada Diamantina, Bahia. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO NORDESTE, 14, Recife, 1991. *Atas*. Recife, Soc. Bras. Geol., (Bol. 12) p.264-267.

PFLUG, R.; SCHOBBENHAUS, C.; RENGER, F. 1969. *Contribuição à Geotectônica do Brasil Oriental.* Recife, SUDENE, Div. Geologia, Série Especial n°. 9, 59p.

PICKERING, K.; STOW, D.; WATSON, M.; HISCOTT, R. 1986. Deep-water facies, processes and models: A review and classificaion scheme for modern and ancient sediments. *Earth Sci. Reviews.,* 23: 75-174.

PORADA, H. & BEHR, H.J. 1988. Setting and sedimentary facies of Late Proterozoic alkali lake (playa) deposits in the Southern Damara Belt of Namibia. *Sed. Geology.*, 58:171-194.

PORCHER, C.A. 1970. *Geologia das Quadrículas de Ipupiara e Oliveira dos Brejinhos, Bahia.* Recife, SUDENE, Div. Geol., (Relatório interno inédito).

PORTELA, A.C.; MARCHETTO, C.; SANTOS, E.L.; MENEGHESSO, G.; STEIN, J.H.; COSTA, L.A.M.; BATISTA, M.B.; MOSSMAN, R.; SILVA,; W.G. 1976. *Projeto Leste do Tocantins/Oeste do Rio São Francisco. Relatório Final.* Petrópolis, PROSPEC S.A., 11v. (inédito).

REINECK, H.E. & SINGH, I.B. 1980. *Depositional Sedimentary Enviroments.* 2ed. Berlin, Springer-Verlag, 551p.

RICCI LUCCHI, F. 1985. Influence of transport processes and basin geometry on sand composition. In: ZUFFA, G., ed., *Provenance of Arenites.* Dordrecht, D. Reidel, p.19-45.

ROCHA, A.J.D.; PEREIRA, C.P.; SRIVASTAVA, N.K. 1990. Seqüências carbonáticas da Formação Caboclo na folha Morro do Chapéu (Bahia) In CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 36, NATAL, 1990. *Anais.* Natal, Soc. Bras. Geol., v.2, p.49-65.

ROCHA, G.M.F. 1990. Caracterização da fácies ferrífera de Boquira - Encaixante da mineralização de chumbo-zinco. In: *Geologia e Recursos Minerais do Estado da Bahia; Textos Básicos, Vol. VIII.* Salvador, Superintendência de Geologia e Recursos Minerais, p.1-75.

ROSS, G.M. 1983. Proterozoic aeolian quartz arenites from the Hornby Bay Group, Northwest Territories, Canada: Implications for Precambrian aeolian processes. *Precambrian Res.*, 20:149-160.

RUST, B.R. 1978. Depositional models for braided aluvium. In: MIALL, A.D., ed.. *Fluvial Sedimentology.* Calgary, Can. Soc. Petrol. Geol., Mem. 5, p.605-626.

RUST, B.R. & KOSTER, E.H. 1984. Coarse alluvial deposits. In: Walker, R.G., ed. *Fácies Models,* 2ed., Geoscience Canada, Reprint Séries 1, p.53-69.

SABATÉ, P. & MARINHO, M.M. 1982. A Seqüência vulcanossedimentar Contendas-Mirante e seu embasamento granítico-migmatítico, In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 32 Salvador, 1982. *Roteiro das Excursões*. Salvador, Soc. Bras. Geol.,(Bol. n°. 3) p.111-175.

SABATÉ, P.; MARINHO, M.M.; VIDAL, P.; CAHEN-VACHETTE, M. 1990. The 2-Ga peraluminous magmatism of the Jacobina-Contendas Mirante belts (Bahia, Brazil): Geologic and isotopic constraints on the sources. *Chemical. Geol.*, 83:325-338.

SAMPAIO, T.F. 1955. *O Rio São Francisco e a Chapada Diamantina.* 2ed. Salvador, Livraria Progresso Editora, 278p.

SCHIEBER, J. 1989. The origin of the Neihart Quartzite, a basal deposit of the Mid-Proterozoic Belt Supergroup, Montana, U.S.A. *Geol. Mag.*, 126: 271-281.

SCHOBBENHAUS, C.; & KAUL, P.F. T. 1971. Contribuição à estratigrafia da Chapada Diamantina - Bahia - Central. *Mineração e Metalurgia.*, 53:116-120.

SCHOBBENHAUS, C.; CAMPOS, D.A.; DERZE, G. R.; ASMUS, H. E., coords. 1984. *Geologia do Brasil; Texto Explicativo do Mapa Geológico do Brasil e da Área Oceânica Adjacente incluindo Depósitos Minerais, 1:2.500.000.* Brasília, MME/DNPM, 501p.

SCHOBBENHAUS, C. 1993. *O Proterozóico Médio no Brasil com Ênfase na Região Centro-leste: Uma Revisão.* Freiburg i. Br., Universidade de Freiburg, Faculdade de Geociências, Tese de Doutoramento, 166 p. (inédita).

SCHULTHEIS, N.H. & MOUNTJOY, E.W. 1978. Cadomin conglomerate of Western Alberta-A result of Early Cretaceous uplift of the Main Ranges. *Bull. Can. Petrol. Geology,* 26:297-432.

SCHWAB, F.L. 1970. Origin of the Antietam Formation (Late Proterozoic ? - Lower Cambrian), Central Virginia. *J. Sed. Petrol.*,40: 354-366.

SCHWAB, F.L. 1971. Harpers Formation, Central Virginia: A sedimentary model. *J. Sed. Petrol.*, 41: 139-149.

SCHWAB, F.L. 1974. Mechum River Formation: Late Precambrian (?) in the Blue Ridge Province of Virginia. *J. Sed. Petrol.*, 44: 862-871.

SCHWAB, F.L. 1986 Sedimentary "signatures" of foreland basin assemblages: Real or counterfeit, In: ALLEN, A. & HOMEWOOD, P., eds. *Foreland Basins*. Spec. Publs. int. Ass. Sediment., 8, p. 395-410.

SELLEY, R.C. 1988. *Applied Sedimentology.* London, Academic Press, 446p.

SENGÖR, A.M.C. 1990. Plate tectonics and orogenic research after 25 Years: A Tethyan perspective. *Earth Sci. Reviews*, 27:1-201.

SHANMUGAN, G. 1988. Origin, recognition, and importance of erosional unconformities in sedimentary basins. In: KLEINSPEHN, K. & PAOLA, C. *New Perspectives in Basin Analysis.* New York, Springer-Verlag, p. 83-108.

SILVA FILHO, M.A.; MORAES FILHO, O.; GIL, C.A.A.; SANTOS, R.A. 1974. *Projeto Sul da Bahia-Relatório Final.* Salvador, CPRM, 15v. (inédito).

SILVEIRA, J.S.; VALADÃO, R.C.; DOMINGUEZ, J.M.L. 1989. Dinâmica de sedimentação em uma plataforma marinha dominada por tempestades-Formação Caboclo (Proterozóico Médio, Estado da Bahia) In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA, NÚCLEO MINAS GERAIS, 5/ NÚCLEO BRASÍLIA. 1, Belo Horizonte,1989. *Anais.* Belo Horizonte, Soc. Bras. Geol., (Bol. n°. 10) p.200-205.

SIQUEIRA, L.P., 1978. A Evolução geológica do Precambriano no Estado da Bahia e as mineralizações. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 30, Recife, 1978. *Anais.* Recife, Soc. Bras. Geol. v.6, p.2478-2492.

SLOSS, L.L. 1963. Sequences in the cratonic interior of North America. *Geol. Soc. America Bull.,* 78: 93-113.

SÖFNER, B. 1973. Observações sobre a estratigrafia do Precambriano da Chapada Diamantina Sudeste e da área contígua. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA 27, Aracaju, 1973. *Anais.* Aracaju, Soc. Bras. Geol., vol.2, p.23-32.

SOUZA, L.S.; BRITO, P.C.; Silva, R.W. 1993. *Estratigrafia, sedimentologia e recursos minerais da Formação Salitre na Bacia de Irecê, Bahia.* Salvador, CBPM (Série Arquivos Abertos, 4).

SOUZA, W.S.T. 1986. Contribuição aos estudos de revisão estratigráfica do Pré-Cambriano Brasileiro a partir da utilização do conceito de unidade deposicional. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 34, Goiânia, 1986, *Anais.* Goiânia, Soc. Bras. Geol., vol. 1, p.377-390.

SOUZA, W.S.T. & GUERRA, G.T. 1986. Estudo geológico da Chapada Diamantina-Setentrional a partir do emprego do conceito de unidade deposicional. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 34, Goiânia, 1986. *Anais.* Goiânia, Soc. Bras. Geol., vol. 1, p.377-390.

SOUZA, N.B. & SOUZA JR., O.G. 1992. Uma abordagem quantitativa em estudos taxonômicos de estromatólitos através de perfis laminares. In: SIMPÓSIO REGIONAL DE GEOLOGIA BAHIA-SERGIPE, 1, Salvador, 1992. *Anais.* Salvador, Soc. Bras. Geol., p.79-81.

SPIX, J. VON & MARTIUS C. VON 1938. *Através da Bahia: Excerptos da Obra "Reise in Brasilien".* 3ed. São Paulo, Editora Nacional, 342p. Tradução de Pirajá da Silva e Paulo Wolf.

SRIVASTAVA, N.K. 1988. *Estromatólitos da Formação Caboclo na Região de Morro do Chapéu.* Relatório de Consultoria I. Salvador, CPRM (inédito).

SRIVASTAVA, N.K. 1989. *Estromatólitos da Formação Caboclo na Região de Morro do Chapéu.* Relatório de Consultoria II. Salvador, CPRM (inédito).

STEIDTMANN, J.R. & SCHMITT, J.G. 1988. Provenance and dispersal of tectogenic sediments in thin-skinned, thrusted terrains. In: KLEINSPEHN, K. & PAOLA, C. Eds. *New Perspectives in Basin Analysis.* New York, Springer-Verlag, p.353-369.

STRAND, K. 1988. Alluvial sedimentation and tectonic setting of the Early Proterozoic Kurkikyla and Kainuu Groups in Northern Finland. *Geol. Survey of Finland Sp. Paper 5,* p.75-90.

SUPPE, J. 1985. *Principles of Structural Geology.* Englewood Cliffs, Prentice Hall, 537 p.

TANKARD, A.J.; HOBDAY, D.K.; JACKSON, M.P.A.; HUNTER, D.R.; ERIKSSON, K.A.; MINTER, W.E.L. 1982. *Crustal Evolution of Southern Africa - 3.8 Billion Years of Earth History.* New York, Springer-Verlag, 523 p.

TAVORA, F.J.; CORDANI, U.G. KAWASHITA, K. 1967. Determinação de idade potássio-argônio em rochas da regiâo central da Bahia. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 21, Curitiba, 1967. *Anais.* Curitiba, Soc. Bras. Geol., p.234-244.

TUCKER, M.E. 1982. *The Field Description of Sedimentary Rocks.* Milton Keynes, The Open University Press, 112p. (Geol. Soc. London Handbook Series).

UHLEIN, A.; TROMPETTE, R.; SILVA, M.E. 1986. Estruturação tectônica do Supergrupo Espinhaço na região de Diamantina (MG). *Rev. Bras. Geoc.* 16: 212-216.

UHLEIN, A. & PEDREIRA, A. J. 1989. Considerações sobre a geologia estrutural, tectônica e fácies sedimentares do Espinhaço Setentrional e Chapada Diamantina (BA). In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA, NÚCLEO MINAS GERAIS, 5/ NÚCLEO BRASILIA 1, Belo Horizonte, 1989. *Anais.* Belo Horizonte, Soc. Bras. Geol., p.180-183.

USSAMI, N. 1993. Estudos geofísicos no Cráton do São Francisco: Estágio atual e perspectivas. In: DOMINGUEZ, J.M.L. & MISI, A., eds. *O Cráton do São Francisco.* Salvador, SBG/SGM/CNPq., p. 35-43.

VAN DER PLAS, L. & TOBI, A. C. 1965. A chart for judging the reliability of point counting results. *Am. J. Sci.*, 263:87-90.

VILAS BOAS, G.; PEREIRA, A.M. & SAMPAIO, F. 1988. Fácies sedimentares e modelo de sedimentação do Grupo Paraguaçu na região de Rio de Contas, borda ocidental da Chapada Diamantina, Bahia. *Rev. Bras. Geoc.,* 18:406-416.

WALKER, T.R. 1979. Red color in dune sand. In: McKEE, E.D., ed. *A Study of Global Sand Seas.* USGS Prof. Paper 1052, p. 61-81.

WILSON, M.D. 1970. Upper Cretaceous-Paleocene synorogenic congomerates of south-western Montana. *AAPG Bull.* 54:1843-1867.

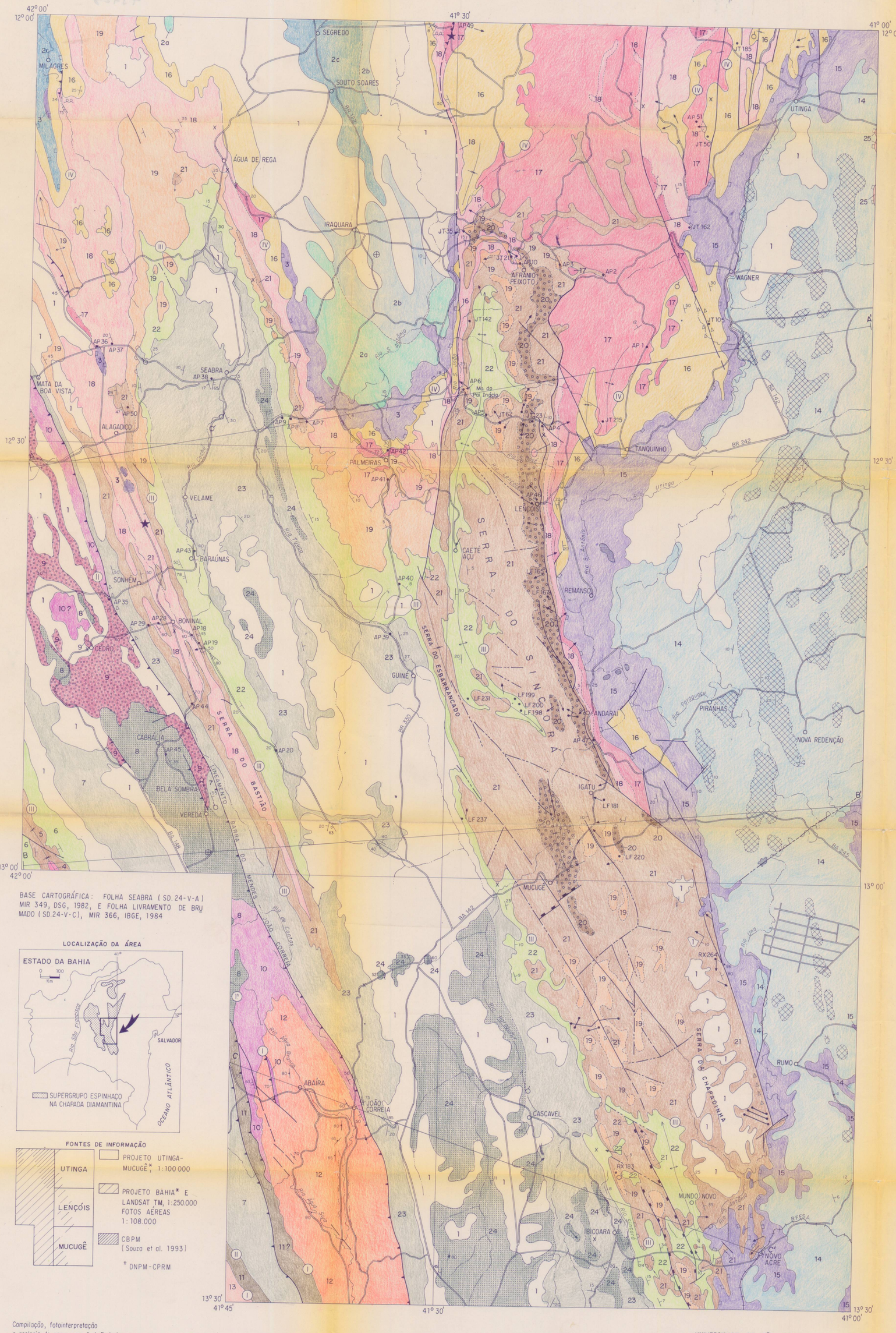
WINSTON, D. 1989. A Sedimentologic and tectonic interpretation of the Belt. In: INTERNATIONAL GEOLOGICAL CONGRESS, 28,Washington, D.C., 1989. *Field Trip Guidebook T 334: Middle Proterozoic Belt Supergroup, Western Montana.* Washington, D.C., American Geophysical Union, p.46-69.

YAGISHITA, K. 1985. Evolution of a provenance as revealed by petrographic analysis of Cretaceous Formations in the Queen Charlotte Islands, British Columbia, Canada. *Sedimentology,* 32: 671-684.

YORK, D. & FARQUHAR, R.M. 1972. *The Earth's Age and Geochronology.* New York, Pregamon Press. 178p.

ZANINI JR., A.; DOMINGUEZ, J.M.L.; LEÃO, Z.M. 1989. Estruturas de contração em planícies de marés terrígenas da Formação Morro do Chapéu (Proterozóico Médio/Bahia). In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA, NÚCLEO MINAS GERAIS 5/NÚCLEO BRASÍLIA 1, Belo Horizonte, 1989. *Anais.* Belo Horizonte, Soc. Bras. Geol., (Bol. n°. 10) p.206-211.

ZUFFA, G.G., ed. 1985. *Provenance of Arenites.* Dordrecht, D. Reidel, 400p.



BASE CARTOGRÁFICA: FOLHA SEABRA (SD.24-V-A) MIR 349, DSG, 1982, E FOLHA LIVRAMENTO DE BRUMADO (SD.24-V-C), MIR 366, IBGE, 1984

LOCALIZAÇÃO DA ÁREA

FONTES DE INFORMAÇÃO

- PROJETO UTINGA-MUCUGÊ*, 1:100.000
- PROJETO BAHIA* E LANDSAT TM, 1:250.000 FOTOS AÉREAS 1:108.000
- CBPM (Souza et al. 1993)

* DNPM-CPRM

Compilação, fotointerpretação e geologia de campo por A. J. Pedreira.
Desenho por E. V. Macêdo.

0 5 10 15 20 km

ESCALA 1:250.000

1994

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
SEÇÃO DE PÓS-GRADUAÇÃO
PROGRAMA DE GEOQUÍMICA E GEOTECTÔNICA, OPÇÃO GEOTECTÔNICA

LEGENDA

COBERTURAS SUPERFICIAIS ADMITIDAS COMO CENOZÓICAS

1 — Aluviões, talus e outros materiais relacionados a ciclos de pediplanação

GRUPO UNA
NEOPROTEROZÓICO

BACIA DE IRECÊ

c 2 b a — FORMAÇÃO SALITRE: carbonatos. Subunidades Nova América inf. (a); Nova América sup. (b); Jussara sup. (c)

3 — FORMAÇÃO BEBEDOURO: diamictitos e siltitos

BACIA UNA - UTINGA

14 — FORMAÇÃO SALITRE: carbonatos

15 — FORMAÇÃO BEBEDOURO: diamictitos, arenitos e unidades "dropstone"

Discordância angular e/ou disconformidade e não - conformidade

SUPERGRUPO ESPINHAÇO

DOMÍNIO OCIDENTAL — MESOPROTEROZÓICO — DOMÍNIO ORIENTAL

GRUPO CHAPADA DIAMANTINA

FORMAÇÃO MORRO DO CHAPÉU

16 — Arenitos com estratificação cruzada ou marcas onduladas; brechas

(IV) — Base da Seqüência Deposicional Morro do Chapéu

FORMAÇÃO CABOCLO

17 — Argilitos e arenitos, ondulações truncadas (HCS)

FORMAÇÃO CABOCLO

4 — Arenitos argilosos com estratificação cruzada acanalada

18 — Arenitos, argilitos e calcários com estromatólitos, localmente silicificados

FORMAÇÃO TOMBADOR

19 — Arenitos com estratificação cruzada, fluxo de grãos, superfícies de deflação.

20 — Membro Lavras. Conglomerados com clastos de quartzitos branco, verde e arenito rosa

FORMAÇÃO TOMBADOR

5 — Arenitos com estratificação planoparalela e cruzada, níveis conglomeráticos

21 — Arenitos com estratificação planoparalela, cruzada, marcas onduladas, conglomerados oligomíticos e níveis de argila

(III) — Base da Sequência Deposicional Tombador - Caboclo

GRUPO PARAGUAÇU

FORMAÇÃO GUINÉ

6 — Arenitos argilosos com estratificação cruzada de pequeno porte

FORMAÇÃO GUINÉ

22 — Arenitos com estratificação cruzada sigmoidal, argilitos e siltitos com estratificação ondulada e lenticular, marcas onduladas, fendas de ressecamento e laminação plana

FORMAÇÃO MANGABEIRA

7 — Arenitos de granulometria bimodal e estratificação cruzada acanalada cuneiforme

FORMAÇÃO MANGABEIRA

23 — Arenitos com estratificação cruzada acanalada de grande porte, fluxo de grãos, marcas onduladas, seixos de areia e níveis de pelitos laminados

8 — Quartzito com estratificação cruzada tabular

24 — Arenitos com estratificação planoparalela e cruzada, marcas onduladas linguóides, intraclastos de lama e ondulações cavalgantes

FORMAÇÃO OURICURI DO OURO

9 — Conglomerados com clastos de rochas efusivas, granito, gnaisse, quartzito

(II) — Base da Sequência Deposicional Paraguaçu

PALEOPROTEROZÓICO
GRUPO RIO DOS REMÉDIOS

10 — Rochas intrusivas ácidas geralmente xistificadas

11 — Arenitos com estratificação cruzada de grande porte

(I) — Base da Sequência Deposicional Rio dos Remédios

EMBASAMENTO CRISTALINO
PROTEROZÓICO / ARQUEANO

GRANITO DE JUSSIAPE

12 — Biotita granitos, ocasionalmente porfiríticos, veios de pegmatito

ROCHAS METAMÓRFICAS

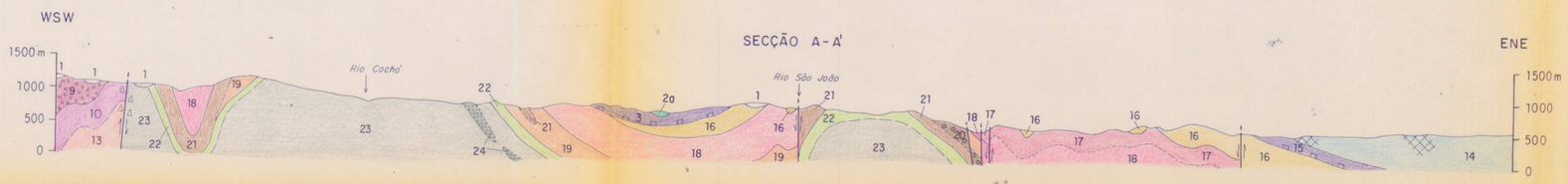
13 — Ortognaisses, anfibolitos e gnaisses anfibolíticos

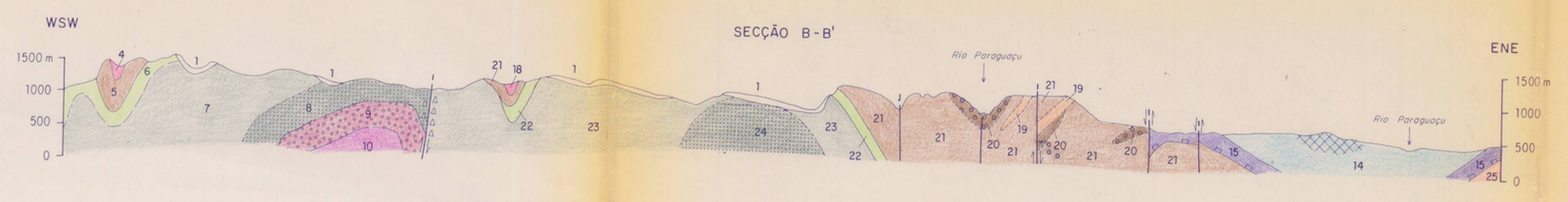
COMPLEXO CARAÍBA

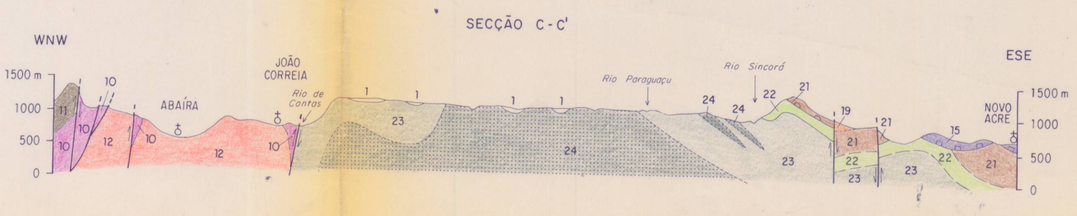
25 — Gnaisses e migmatitos bandadas, félsicos a intermediários de caráter tonalítico-granodiorítico. Intercalações máfico-ultramáficas e sedimentares

CONVENÇÕES GEOLÓGICAS

- Contato estratigráfico definido
- Contato litológico ou faciológico
- Contatos aproximados
- Falha extensional: retângulos no bloco baixo
- Falha contracional: triângulos no bloco alto
- 70 Falha contracional com mergulho medido
- Falha não classificada
- Movimento relativo de blocos
- Fratura
- Eixo anticlinal / anticlinório
- Eixo sinclinal / sinclinório
- Sentido de caimento dos eixos
- 70 Lineação de estiramento ou "slickensides"
- 20 Atitude de camada normal
- 75 Atitude de camada invertida
- Atitude indicada de camada
- ⊕ Camada horizontal
- 80 Atitude de fratura
- 63 Atitude de xistosidade
- 80 Atitude de foliação
- Foliação vertical
- Zona de cisalhamento rúptil - dúctil
- Zona de cataclase
- Zona de silicificação / dolomitização
- Paleocorrentes
- Paleoventos
- Dique básico
- Afloramento de Jacuípe "flints"
- Estromatólitos colunares
- Discordância ou disconformidade
- Secção geológica (A-A', B-B', C-C')
- x Afloramento
- Amostra com lâmina delgada







USP

MAPA GEOLÓGICO
da região centro-oriental da CHAPADA DIAMANTINA, BAHIA

ANEXO I