

**UNIVERSIDADE FEDERAL DA BAHIA
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS**

**CURSO DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA
ÁREA DE GEOLOGIA SEDIMENTAR**

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

**A FORMAÇÃO BEBEDOURO NO ESTADO DA BAHIA:
FACIOLOGIA, ESTRATIGRAFIA E AMBIENTES DE
SEDIMENTAÇÃO**

JOSÉ TORRES GUIMARÃES

**SALVADOR-BAHIA
SETEMBRO DE 1996**

**UNIVERSIDADE FEDERAL DA BAHIA
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS**

CURSO DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA

**A FORMAÇÃO BEBEDOURO NO ESTADO DA BAHIA:
FACIOLOGIA, ESTRATIGRAFIA E AMBIENTES DE
SEDIMENTAÇÃO**

por

JOSÉ TORRES GUIMARÃES

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

Submetida em satisfação parcial dos requisitos ao grau de

**MESTRE EM CIÊNCIAS
GEOLOGIA**

à

Câmara de Ensino de Pós-Graduação e Pesquisa

da

Universidade Federal da Bahia

Aprovado:

.....

.....

.....

Data de Aprovação:/...../....

Comissão Examinadora:

**Dr. José Maria Landim Dominguez
(orientador)**

Dr. Augusto J. Pedreira (co-orientador)

Dr. Marcel A. Dardenne

Grau conferido em:/.../....

RESUMO

Sobre o Cráton do São Francisco, na parte central do Estado da Bahia, nas “bacias” de Irecê, Salitre, Una-Utinga e Ituaçu, ocorreu no alvorecer do Proterozóico superior (entre 1.000 e 950Ma atrás), uma sedimentação plataformal glácio-marinha marginal rasa, representada por sedimentos reciclados e ressedimentados sob a influência parcial de ondas de tempestade. Estes sedimentos ocupam uma área superior a 40.000km² e correspondem à Formação Bebedouro, que faz parte do Grupo Una integrante do Supergrupo São Francisco.

O intervalo do tempo geológico que se estendeu de 1.000Ma a 560Ma se caracterizou pela existência de inúmeras glaciações, muitas delas reconhecidas, ainda hoje, nos sete continentes, em função da preservação parcial dos seus sedimentos. A Formação Bebedouro faz parte desses depósitos.

A Formação Bebedouro é constituída de diamictitos, pelitos e arenitos, estratificados e maciços, ordenados em camadas, alternadas ou não, limitadas por contatos bruscos, erosivos e gradativos. Estas litologias correspondem a doze litofácies distintas agrupadas em quatro associações de litofácies: **(i)** associação de litofácies extraglacial eólica (A); **(ii)** associação de litofácies de contato de geleira (B); **(iii)** associação de litofácies proglacial; e **(iv)** associação de litofácies de degelo de *icebergs*. O ordenamento destas litofácies se baseou: **(a)** na textura dos sedimentos; **(b)** nas estruturas sedimentares; **(c)** na geometria externa das camadas; **(d)** na natureza dos seus contatos; **(e)** no padrão de dispersão dos sedimentos; e **(f)** na deformação sinsedimentar (glácio-tectônica) presente.

Os processos sedimentares responsáveis pela deposição dos sedimentos da Formação Bebedouro foram: fluxos de detritos subaquáticos; correntes de turbidez de alta e baixa concentração; derretimento de *icebergs* e, muito localmente, processos eólicos.

A análise e a interpretação das litofácies da Formação Bebedouro foram complementadas por estudos petrográficos, os quais indicaram que as rochas desta Formação derivaram de sedimentos reciclados, apresentando matriz textural e composicionalmente imatura, mal selecionada, mineralogicamente bastante variada e afetada por processos diagenéticos fracos a moderados. Petrograficamente as rochas da Formação Bebedouro correspondem a grauvacas, arenitos líticos, arcóseos, subarcóseos, quartzo-arenitos e argilitos.

O modelo deposicional proposto para a Formação Bebedouro corresponde a um paleoambiente plataformal sobre o qual se acumularam, nos subambientes glácio-marinho proximal e continental extraglacial, os depósitos desta formação. O lençol de gelo responsável pela acumulação inicial e pela posterior reciclagem desses sedimentos para o subambiente glácio-marinho, que resultou nos depósitos da Formação Bebedouro, alojou-se a leste da área de ocorrência atual desta formação, sobre as rochas do Pré-Espinhaço e do Grupo Chapada Diamantina.

Os contatos da Formação Bebedouro com as rochas do Pré-Espinhaço são discordantes do tipo não-conformante e com as rochas do Grupo Chapada Diamantina e da Formação Salitre são discordantes erosivos.

ABSTRACT

The Bebedouro Formation has been deposited, on the São Francisco Craton, in the central portion of the State of Bahia, during the Upper Proterozoic (between 1,000 and 950Ma). Sedimentation took place in a shallow marine platform under the influence of storm waves, in a glacial-marine environment, and comprised mostly ressedimented detritus. Today these sediments outcrop in an area larger than 40.000 km². From a stratigraphic point of view the Bebedouro Formation is part of the Una Group (São Francisco Supergroup).

The geological interval extending from 1,000Ma and 560Ma was characterized by the existence of numerous glacial episodes, whose records are still preserved in the seven continents. The Bebedouro Formation is one of these examples.

The Bebedouro Formation is comprised of diamictites, pelites and arenites, massive or stratified, showing sharp, erosional or gradational contacts. Twelve lithofacies have been identified in this formation. These lithofacies can be grouped into 4 lithofacies associations: (i) extraglacial aeolian (A), (ii) ice-contact (B); (iii) proglacial (C) and (iv) iceberg melting (D). These lithofacies association were determined based on: (a) sediment texture, (b) sedimentary structures, (c) bed geometry, (d) types of contacts, (e) sediment dispersal patterns and (f) sinsedimentary glacio-tectonic deformation.

The sedimentary processes responsible for deposition of these sediments were: (i) subaqueous debris-flow, (ii) high and low-density turbidity currents, (iii) iceberg melting and (iv) aeolian reworking.

The lithofaciological analysis of the Bebedouro Formation was complemented by petrographic studies, which indicate that these sediments recycled, have high percentages of matrix, are texturally and mineralogically immature and weakly affected by diagenetic processes. Major rock types comprise graywackes, lithic arenites, arcoses, sub-arcoses, quartz-arenites and pelites.

The depositional model herein proposed for the Bebedouro Formation is a shelf marine environment, where glacio-proximal and continental extraglacial deposits of this formation were deposited.

The ice sheet that provided detritus for the accumulation of the Bebedouro Formation was positioned east of the present occurrence area of this formation, overlying rocks of the Precambrian basement and the Chapada Diamantina Group.

The contact relationships between the Bebedouro Formation and the Precambrian basement are non-conformant. Erosional unconformities characterize contacts between the Bebedouro Formation and the Chapada Diamantina Group and the carbonates of the Salitre Formation.

AGRADECIMENTOS

Esta dissertação de mestrado tornou-se possível graças ao apoio proporcionado pela Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais - CPRM, da qual orgulhosamente faço parte e à qual agradeço nas pessoas do seu Superintendente Regional de Salvador, José Carlos Vieira Gonçalves e do seu Gerente de Recursos Minerais, João Dalton de Souza. Durante o decorrer deste trabalho, iniciado em março de 1994, fui liberado das minhas atividades na empresa para poder me dedicar, em tempo integral, a esta tarefa.

Devo manifestar o meu reconhecimento aos componentes da banca examinadora formada pelos: Prof. Dr. José Maria Landim Dominguez, coordenador do Curso de Pós-Graduação do Instituto de Geociências da Universidade Federal da Bahia - UFBA, orientador desta dissertação; Dr. Augusto José Pedreira, geólogo da CPRM, co-orientador desta pesquisa e pelo Prof. Dr. Marcel Auguste Dardenne (UnB). Agradeço também ao Dr. Cícero da Paixão Pereira e à geóloga Marília Kossin, responsáveis pelo estudo petrográfico das amostras coletadas durante as várias visitas ao campo; e aos colegas geólogos Geraldo Vianney Vivas de Souza, Herman Santos Cathalá Loureiro, Paulo Henrique Macedo Varão, Luiz Moacyr de Carvalho, Reginaldo Alves dos Santos, Nelson Custódio da Silveira Filho, Antônio José Dourado Rocha, Luiz Fernando Costa Bomfim, Paulo José Pereira Gomes e Valmir Rodrigues da Silva pelo apoio a mim dispensado no decorrer deste trabalho.

Gostaria ainda de expressar meus sinceros agradecimentos aos Drs. Geraldo da Silva Vilas Boas, Zelinda Margarida N. Leão, Ieda A. Ferreira e Félix F. de Farias, professores dos Cursos de Graduação e Pós-Graduação do Instituto de Geociências da UFBA, pela cooperação a mim dispensada durante o curso, a Gilzélío Reis Nascimento e Nilton Almeida dos Santos, funcionários da Pós-Graduação do Instituto de Geociências da UFBA, pelo apoio nos assuntos administrativos do Instituto, a Neuza A. Souza, Sara Regina de J. Monteiro, funcionárias da CPRM e Luis Cláudio Araujo Oliveira pela assistência na digitação e organização deste texto, a Rosemeire Vieira Bento, técnica da CPRM em geologia, pela coleta das amostras utilizadas para estudos geoquímicos que, infelizmente, não puderam ser incluídas nesta dissertação, a Ana Lúcia M. Pires e Gisélia Maria B. de Victa, funcionárias da biblioteca da CPRM-SUREG/SA, pela ajuda na aquisição e catalogação bibliográfica, a Vera Nilda Rocha Santos, Ana Cristina Neves da Conceição e Jurailda J. Sacramento, pelo desenho do mapa geológico e das figuras que ilustram o texto, e a Luiz Matias de Souza, João Barbosa Medina e Hamilton de Amorim Benício, motoristas da CPRM-SUREG/SA, pelo auxílio a mim dispensado durante as visitas ao campo, muitas vezes ultrapassando os seus horários normais de trabalho e me acompanhando nos domingos e feriados passados no campo.

ÍNDICE

RESUMO	
ABSTRACT	
AGRADECIMENTOS	i
ÍNDICE	ii
ÍNDICE DAS FIGURAS	vii
ÍNDICE DOS QUADROS	ix
ÍNDICE DAS FOTOGRAFIAS	ix
DEDICATÓRIA	xiii
CAPÍTULO 1: INTRODUÇÃO	1
1.1 OBJETIVOS DO TRABALHO	1
CAPÍTULO 2: CARACTERÍSTICAS GERAIS DA ÁREA	3
2.1 LOCALIZAÇÃO, DIMENSÕES E ACESSO	3
2.2 CARACTERIZAÇÃO GEOLÓGICA REGIONAL (GEOTECTÔNICA E ESTRATIGRAFIA)	3
<i>2.2.1 Contexto Geotectônico</i>	5
<i>2.2.2 Estratigrafia, Limites e Idades</i>	5
<u>2.2.2.1 Pré-Espinhaço</u>	5
<u>2.2.2.2 Supergrupo Espinhaço</u>	10
<u>2.2.2.3 Supergrupo São Francisco</u>	14
<u>2.2.2.4 Coberturas Superficiais</u>	16
CAPÍTULO 3: A FORMAÇÃO BEBEDOURO (Revisão do Conhecimento Anterior)	19

CAPÍTULO 4: SISTEMA GLACIAL E A GLACIAÇÃO DO PROTEROZÓICO SUPERIOR	23
4.1 GENERALIDADES	23
4.2 AMBIENTES GLACIAIS	25
4.3 CRITÉRIOS IDENTIFICADORES DOS DEPÓSITOS GLACIAIS	27
4.4 LITOFÁCIES E PROCESSOS SEDIMENTARES REPRESENTATIVOS DO AMBIENTE GLÁCIO-TERRESTRE	28
<i>4.4.1 Subambiente Supraglacial.</i>	30
<i>4.4.2 Subambiente Englacial (interior da geleira).</i>	30
<i>4.4.3 Subambiente Subglacial.</i>	31
<i>4.4.4 Subambientes Flúvio-glacial e Glácio-lacustre</i>	31
<u>4.4.4.1 Subambiente de Frente de Geleira</u>	31
<u>4.4.4.2 Subambiente Proglacial</u>	32
<u>4.4.4.3 Subambiente Extraglacial</u>	32
4.5 LITOFÁCIES E PROCESSOS SEDIMENTARES PRODUZIDOS NO AMBIENTE GLÁCIO-MARINHO	32
<i>4.5.1 Subambiente Glácio-Marinho Proximal.</i>	33
<i>4.5.2 Subambiente Glácio-Marinho Distal</i>	34
4.6 A GLACIAÇÃO DO PROTEROZÓICO SUPERIOR	35
<i>4.6.1 Registro da Glaciação Neoproterozóica no Brasil.</i>	47
<i>4.6.2 Registro da Glaciação Neoproterozóica na Bahia.</i>	50
4.7 CORRELAÇÕES	52
 CAPÍTULO 5: METODOLOGIA	 54
 CAPÍTULO 6: CARACTERIZAÇÃO LITOFACIOLÓGICA DA FORMAÇÃO BEBEDOURO	 56

6.1 GENERALIDADES	56
6.2 DIAMICTITOS (D)	60
<i>6.2.1 Litofácies Dmm: Diamictito sustentado por matriz, maciço</i>	60
<u>6.2.1.1 Descrição Macroscópica</u>	60
<u>6.2.1.2 Petrografia da Matriz</u>	72
<u>6.2.1.3 Interpretação</u>	74
<i>6.2.2 Litofácies Dms: Diamictito sustentado por matriz, com estratificação paralela</i>	75
<u>6.2.2.1 Descrição Macroscópica</u>	75
<u>6.2.2.2 Petrografia da Matriz</u>	77
<u>6.2.2.3 Interpretação</u>	79
<i>6.2.3 Litofácies Dmp: Diamictito sustentado por matriz, com estratificação cruzada sigmoidal</i>	80
<u>6.2.3.1 Descrição Macroscópica</u>	80
<u>6.2.3.2 Petrografia da Matriz</u>	83
<u>6.2.3.3 Interpretação</u>	83
<i>6.2.4 Litofácies Dcm: Diamictito sustentado por clasto, maciço</i>	84
<u>6.2.4.1 Descrição Macroscópica</u>	84
<u>6.2.4.2 Interpretação</u>	85
6.3 ARENITOS (S)	86
<i>6.3.1 Litofácies Sh: Arenito com estratificação horizontal</i>	86
<u>6.3.1.1 Descrição Macroscópica</u>	86
<u>6.3.1.2 Descrição Microscópica</u>	86
<u>6.3.1.3 Interpretação</u>	91
<i>6.3.2 Litofácies Shd: Arenito com estratificação horizontal e com clastos caídos</i>	92
<u>6.3.2.1 Descrição Macroscópica</u>	92
<u>6.3.2.2 Interpretação</u>	92
<i>6.3.3 Litofácies Sm: Arenito maciço</i>	94

<u>6.3.3.1 Descrição Macroscópica</u>	94
<u>6.3.3.2 Descrição Microscópica</u>	94
<u>6.3.3.3 Interpretação</u>	94
6.3.4 <i>Litofácies Sp: Arenito com estratificação cruzada tangencial na base</i>	96
<u>6.3.4.1 Descrição Macroscópica</u>	96
<u>6.3.4.2 Descrição Microscópica</u>	97
<u>6.3.4.3 Interpretação</u>	97
6.3.5 <i>Litofácies Ste: Arenito com estratificação cruzada acanalada, eólico</i>	97
<u>6.3.5.1 Descrição Macroscópica</u>	97
<u>6.3.5.2 Interpretação</u>	100
6.4 PELITOS (F)	101
6.4.1 <i>Litofácies Fl: Pelito laminado</i>	101
<u>6.4.1.1 Descrição Macroscópica</u>	101
<u>6.4.1.2 Descrição Microscópica</u>	101
<u>6.4.1.3 Interpretação</u>	105
6.4.2 <i>Litofácies Fld: Pelito laminado com clastos caídos</i>	106
<u>6.4.2.1 Descrição Macroscópica</u>	106
<u>6.4.2.2 Descrição Microscópica</u>	106
<u>6.4.2.3 Interpretação</u>	107
6.4.3 <i>Litofácies Fm: Pelito maciço</i>	107
<u>6.4.3.1 Descrição Macroscópica</u>	107
<u>6.4.3.2 Descrição Microscópica</u>	107
<u>6.4.3.3 Interpretação</u>	108
CAPÍTULO 7: RELAÇÕES VERTICAIS E LATERAIS ENTRE AS LITO- FÁCIES DA FORMAÇÃO BEBEDOURO	109
7.1 GENERALIDADES	109

7.2 “BACIA” DO SALITRE	109
7.2.1 <i>Descrição</i>	109
7.2.2 <i>Interpretação</i>	113
7.3 “BACIA” DE IRECÊ	114
7.3.1 <i>Descrição</i>	114
7.3.2 <i>Interpretação</i>	115
7.4 “BACIA” UNA-UTINGA	116
7.4.1 <i>Descrição</i>	116
7.4.2 <i>Interpretação</i>	117
7.5 “BACIA” DE ITUAÇU	119
7.5.1 <i>Descrição</i>	119
7.5.2 <i>Interpretação</i>	120
7.6 SÍNTESE DAS LITOFÁCIES E ASSOCIAÇÕES DE LITOFÁCIES DA FORMAÇÃO BEBEDOURO	120
 CAPÍTULO 8: PALEOCORRENTES	122
8.1 DESCRIÇÃO	122
8.2 INTERPRETAÇÃO	122
 CAPÍTULO 9: PROVENIÊNCIA DOS SEDIMENTOS DA FORMA- ÇÃO BEBEDOURO	125
 CAPÍTULO 10: MODELO DEPOSICIONAL DA FORMAÇÃO BEBE- DOURO	126
 CAPÍTULO 11: RELAÇÕES DE CONTATO ENTRE A FORMAÇÃO BEBE- DOURO E AS UNIDADES SOTOPOSTA E SOBREPOSTA	129

11.1 GENERALIDADES	129
11.2 RELAÇÕES DE CONTATO ENTRE A FORMAÇÃO BEBEDOURO E AS UNIDADES SOTOPOSTAS DO GRUPO CHAPADA DIAMANTINA	129
11.3 RELAÇÕES DE CONTATO ENTRE A FORMAÇÃO BEBEDOURO E A UNIDADE SOBREPOSTA (FORMAÇÃO SALITRE)	130
CAPÍTULO 12: ASSOCIAÇÃO ENTRE OS DEPÓSITOS GLÁCIO-MARINHOS DA FORMAÇÃO BEBEDOURO E OS CARBONATOS DA FORMAÇÃO SALITRE	132
CAPÍTULO 13: CONCLUSÕES	135
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	139
ANEXO 1: MAPA GEOLÓGICO	
ANEXO 2: FICHAS DE ESTUDOS PETROGRÁFICOS	
ÍNDICE DAS FIGURAS	
Figura 2.1 - Mapa da área de ocorrência da Formação Bebedouro no Estado da Bahia e principais vias de acesso	4
Figura 2.2 - Esboço geológico do Cráton do São Francisco mostrando o contexto geotectônico da área de estudo, as faixas móveis e as partes da área pesquisada influenciadas pela Orogênese Brasileira	6
Figura 2.3 - Mapa geológico simplificado mostrando o conjunto de rochas do Pré-Espinhaço com os seus respectivos domínios	8
Figura 2.4 - Mapa geológico simplificado mostrando a distribuição das rochas do Supergrupo Espinhaço (Grupos Paraguaçu e Chapada Diamantina) na região da Chapada Diamantina Oriental	12
Figura 2.5 - Mapa geológico simplificado mostrando as áreas de ocorrência das rochas do Supergrupo São Francisco (Grupo Una - Formações Bebedouro e Salitre)	15

Figura 2.6 - Mapa geológico simplificado mostrando as principais áreas de afloramento das coberturas superficiais Tércio-Quaternárias	17
Figura 4.1 - Modelo esquemático de ambientes Glácio-Terrestres e Glácio-Marinhos, mostrando seus subambientes e as associações de litofácies características	26
Figura 4.2 - Registro glacial do planeta no Proterozóico superior	38
Figura 4.3 - Distribuição de tilitos, tilóides e diamictitos neoproterozóicos no continente africano	41
Figura 4.4 - Distribuição de tilitos, tilóides e diamictitos neoproterozóicos no continente asiático	42
Figura 4.5 - Distribuição de tilitos, tilóides e diamictitos neoproterozóicos na Austrália	43
Figura 4.6 - Distribuição de tilitos, tilóides e diamictitos neoproterozóicos no continente europeu	45
Figura 4.7 - Distribuição de tilitos, tilóides e diamictitos neoproterozóicos na América do Norte	46
Figura 4.8 - Distribuição de diamictitos neoproterozóicos na América do Sul	48
Figura 4.9 - Depósitos de diamictitos neoproterozóicos no Estado da Bahia e suas relações com o Cráton do São Francisco	51
Figura 5.1 - Principais fontes de informação utilizadas para a elaboração do mapa geológico da região estudada	55
Figura 6.1 - A e B - Perfis gráfico - sedimentares de afloramentos da Formação Bebedouro na “Bacia” do Salitre com mapa de localização	61
Figura 6.2 - Perfis gráfico - sedimentares de afloramentos da Formação Bebedouro na “Bacia” de Irecê com mapa de localização	63
Figura 6.3 - A e B - Perfis gráfico - sedimentares de afloramentos da Formação Bebedouro na “Bacia” Una-Utinga com mapa de localização	64
Figura 6.4 - Perfil gráfico - sedimentar de afloramento da Formação Bebedouro na ”Bacia” de Ituaçu com mapa de localização	87
Figura 7.1 - Áreas de predomínio das associações de litofácies da Formação Bebedouro	111
Figura 7.2a e b - Modelo esquemático de distribuição das associações de litofácies da Formação Bebedouro	112
Figura 8.1 - Medidas de paleocorrentes da Formação Bebedouro	123
Figura 10.1 - Bloco diagrama esquemático mostrando o modelo paleogeográfico idealizado para a Formação Bebedouro, os tipos de depósitos individualizados e as relações desses depósitos com as associações de litofácies A, B, C e D	127

ÍNDICE DOS QUADROS

Quadro 2.1 - Distribuição vertical dos conjuntos de rochas que ocorrem na área de estudo	7
Quadro 4.1 - Litologias, códigos e critérios diagnósticos de depósitos Glácio-Terrestres e Glácio-Marinhos	29
Quadro 4.2 - Intervalos glaciais no registro geológico	36
Quadro 4.3 - Correlações estratigráficas e distribuição dos diamictitos neoproterozóicos na América do Sul	49
Quadro 6.1 - Litologias, códigos, critérios diagnósticos e processos geradores dos depósitos da Formação Bebedouro	59
Quadro 6.2 - Composição da matriz dos diamictitos da litofácies Dmm	73
Quadro 6.3 - Composição da matriz dos diamictitos das litofácies Dms e Dmp	78
Quadro 6.4 - Composição dos arenitos das litofácies Sh, Sm e Sp	90
Quadro 6.5 - Composição dos pelitos (argilitos e siltitos) das litofácies Fl, Fld e Fm	104
Quadro 7.1 - Associações de litofácies, litofácies, e interpretação ambiental da Formação Bebedouro	110

ÍNDICE DAS FOTOGRAFIAS

Foto 6.1 - Pelitos orientados segundo uma foliação tectônica de direção leste-oeste com mergulho subverticalizado para norte	57
Foto 6.2 - Diamictitos maciços (Dmm) mostrando planos de cisalhamento com orientação noroeste-sudeste e com fortes mergulhos para sudoeste. Observar na parte centro-esquerda da foto (A) uma grande estrutura ovalada decorrente provavelmente, de deslizamento sindeposicional.	57
Foto 6.3 - Contato (c) entre pelitos subhorizontalizados com <i>dropstones</i> (Fld) da Formação Bebedouro (acima do martelo) e arenitos subhorizontalizados do Grupo Chapada Diamantina (pisso). Observar a presença de planos de cisalhamento e planos de fraturas cortando os pelitos e os arenitos com ângulos de mergulho diferentes (mais suaves nos pelitos e subverticalizados nos arenitos). Observar também planos de clivagem que compõem, juntamente com os planos de cisalhamento, estruturas do tipo S-C	58
Foto 6.4 - Banco de diamictito cinza-esverdeado sustentado por matriz, maciço (Dmm), horizontalizado e banco de arenito castanho-avermelhado, maciço (Sm), horizontalizado. Observar o contato brusco entre as duas unidades (local do martelo)	66

- Foto 6.5 - Seqüência granodecrescente para o topo começando (na parte inferior da foto) com banco de diamictito suportado por matriz, maciço (Dmm), sobreposto por camada de pelito com *dropstones* (Fld) e culminando com camadas de pelitos de aspecto maciço (Fm) apresentando planos de deformação. Os contatos (c) entre as litofácies são bruscos e erosivos. 66
- Foto 6.6 - Mostrada a face superficial de um banco de diamictito cinza-esverdeado suportado por matriz, maciço (Dmm), com clastos de composição variada, angulares a subarredondados e de tamanho inferior a 10 cm de diâmetro 67
- Foto 6.7 - Mostrada a superfície de um banco de diamictito cinza-esverdeado suportado por matriz, maciço (Dmm), com clastos de tamanhos, composições e formas variadas. Alguns clastos medem mais de 2m de diâmetro (blocos), porém a maioria tem diâmetro inferior a 10 cm. A distribuição dos clastos na matriz é caótica. Ao fundo vê-se o Rio Paraguauçu 67
- Foto 6.8 - Detalhe da fotografia 6.7 68
- Foto 6.9 - Camadas de diamictitos formadas por processos físicos diferentes. Na parte inferior da foto ocorre banco métrico de diamictito suportado por matriz, maciço (Dmm), estando a sua porção superior estratificada e retrabalhada por ondas de tempestade (h). A lapiseira está sobre um matacão orientado. Na parte superior da foto ocorre um diamictito suportado por matriz com estratificação cruzada tangencial na base (Dmp) formando lobos sigmoidais superpostos. Observar a superfície irregular, erosiva e descontínua entre as duas litofácies (c) 68
- Foto 6.10 - Banco de diamictito suportado por matriz, maciço (Dmm), horizontalizado e deformado. Observar o caráter caótico e complexo da deformação 69
- Foto 6.11 - Diamictito suportado por matriz, maciço (Dmm), castanho-avermelhado, apresentando planos de deformação subhorizontalizados e irregulares, penetrativos nos clastos. 69
- Foto 6.12 - Banco de diamictito suportado por matriz, maciço (Dmm), cortado por dique de arenito (d). Sobre o diamictito, em contato brusco, ocorrem lobos de arenitos (eólicos) com estratificações cruzadas acanaladas de grande porte (Ste). No lado esquerdo da foto vê-se o Rio Paraguauçu. 70
- Foto 6.13 - Superfície de discordância irregular e erosiva (c) separando diamictito suportado por matriz, maciço (Dmm), com planos de deformação subhorizontalizados, e diamictito suportado por matriz com estratificação sigmoidal (Dmp) 70
- Foto 6.14 - Banco de diamictito cinza-arroxeadado suportado por matriz (Dmm), com gradação normal (na metade inferior da foto) passando no sentido do topo para camadas finamente estratificadas de arenitos com e sem *dropstones* (Sh e Shd) 71

Foto 6.15 - Contato brusco e erosivo entre diamictitos estratificados (Dms) (parte inferior da foto) da Formação Bebedouro e dolomitos cremes com níveis de intraclastos da Formação Salitre (topo). Observar: (a) clastos nos diamictitos; (b) nível de 10 cm de espessura de concreção ferruginosa entre as duas litologias, acima do martelo - paleossolo (?); e (c) nível de intraclastos no dolomito	71
Foto 6.16 - Alternância rítmica de camadas irregulares de diamictitos estratificados (Dms) e camadas de arenitos estratificados (Sh)	76
Foto 6.17 - Camadas de arenitos apresentando estratificação paralela e ondulada (Sh), diamictito sustentado por matriz com estratificação paralela (Dms) mostrando nível de deformação sinsedimentar (d). Diamictito sustentado por matriz apresentando grandes estratos cruzados tabulares tangenciais na base (Dmp). Os limites (c) entre estas litofácies correspondem a superfícies de discordância.	76
Foto 6.18 - Alternância rítmica entre: (A) camadas decimétricas de diamictitos arroxeados sustentados por matriz com estratificação cruzada tangencial na base (Dmp), e (B) camadas centimétricas de arenitos (Sh) castanhos apresentando marcas de ondulação simétricas no topo das camadas	81
Foto 6.19 - Diamictitos sustentados por matriz (Dmp) apresentando uma geometria de lobos sigmoidais (ls) amalgamados separados por superfícies de discordância (c - c'). Na parte central da foto ocorre uma grande feição circular, internamente caótica, que representa provavelmente, estrutura de <i>slump</i> (d).	81
Foto 6.20 - Superfície de discordância (local do martelo) entre diamictito sustentado por matriz com estratificação cruzada de grande porte (Dmp) tangencial na base, e diamictito sustentado por matriz, maciço (Dmm)	82
Foto 6.21 - Diamictito sustentado por clasto, maciço (Dcm) apresentando clastos com a face exposta polida e plana	82
Foto 6.22 - Contato brusco entre arenitos estratificados (Sh) (A) da Formação Bebedouro e dolomitos cremes com estratificação cruzada do tipo <i>hummocky</i> da Formação Salitre (B). Observar que as duas unidades estão paralelizadas e o mergulho das camadas é subhorizontal	88
Foto 6.23 - Alternância rítmica de camadas de pelitos laminados (Fl) (A) e de arenitos estratificados (Sh) (B)	88
Foto 6.24 - Alternância rítmica de pelito laminado (Fl) e de quartzo-arenito fino com estratificação plano-paralela (Sh)	89

Foto 6.25 - Alternância rítmica de camadas horizontalizadas de pelitos laminados (Fl) e de arenitos estratificados (Sh). Os arenitos apresentam topo e base irregulares e espessura variável. Os contatos entre estas litofácies são bruscos no topo e na base. Observar planos de cisalhamento tectônico (cz) de inclinação fraca a moderada cortando o ritmo.	89
Foto 6.26 - Superfície de discordância separando camada de pelito cinza-esverdeado com estratificação plano-paralela (Fl) e camada de arenito estratificado com <i>dropstones</i> (Shd), esverdeado. Na parte superior do martelo ocorre uma superfície irregular e erosiva sobre a qual se depositou um nível conglomerático (sx) sustentado por clasto, maciço, com 10cm de espessura. Estas litofácies estão cortadas por planos de falhas curvas (cz) que orientam seixos e por clivagem com planos de inclinação mais suaves do que os planos das falhas	93
Foto 6.27 - Banco de arenito estratificado com <i>dropstones</i> (Shd) apresentando uma incipiente estratificação interna	93
Foto 6.28 - Camadas de arenito cinza-esverdeado de aspecto maciço (Sm)	95
Foto 6.29 - Contato do tipo não-conforme (c), entre arenitos com estratos cruzados de grande porte (Sp) da Formação Bebedouro e rochas gnáissicas (Gn) do Pré-Espinhaço	95
Foto 6.30 - <i>Sets</i> decimétricos de estratos cruzados de grande porte tangenciais na base, formados em arenitos bimodais eólicos (Ste)	98
Foto 6.31 - Panorâmica da foto anterior mostrando os arenitos com estratos cruzados de grande porte tangenciais na base	98
Foto 6.32 - Arenitos eólicos (Ste) mostrando uma geometria de canais amalgamados e com direções de paleoventos divergentes	99
Foto 6.33 - Camadas subhorizontalizadas de pelitos laminados com <i>dropstones</i> (Fld), esverdeados cortados por planos de cisalhamento com ângulos mais fortes (da ordem de 40°). O cisalhamento rotacionou alguns clastos como observado no local do martelo.	99
Foto 6.34 - Camadas de pelitos laminados com <i>dropstones</i> (Fld), subhorizontalizadas e cortadas por planos de cisalhamento tectônico com ângulo mais forte (da ordem de 40°). Observar na parte inferior direita da foto um seixo rotacionado (círculo).	102
Foto 6.35 - Pelito laminado com <i>dropstones</i> (Fld), subhorizontalizado, cortado por planos de cisalhamento tectônico. Estes planos de cisalhamento são os responsáveis pela rotação do clasto que ocorre abaixo do martelo. Observar que o clasto tem diâmetro muito superior à espessura da camada de pelito.	102
Foto 6.36 - Banco de pelito maciço (Fm) envolvido por camadas de pelitos laminados e ondulados (Fld)	103

A Stella
e a nossas filhas Xanda e Lara.

CAPÍTULO 1

INTRODUÇÃO

A Formação Bebedouro representa uma deposição singular na coluna estratigráfica do Estado da Bahia, sendo constituída, em geral, de sedimentos texturalmente imaturos, mal selecionados, depositados no interior do Cráton do São Francisco durante o alvorecer do Proterozóico superior.

Desde a primeira referência a esses depósitos no final do século passado (Allen 1870), três aspectos destas rochas têm sido abordados e discutidos: **(i)** o primeiro aspecto se refere à sua origem (se glacial ou de derivação diversa); **(ii)** o segundo aspecto trata da natureza do contato entre a Formação Bebedouro e aquelas outras unidades que lhe ocorrem sotopostas (Grupo Chapada Diamantina - Proterozóico médio - e rochas granitóides - Proterozóico inferior/arqueanas) e do tipo de contato entre a Formação Bebedouro com a unidade sobreposta (Formação Salitre - Proterozóico superior); **(iii)** o terceiro aspecto, também bastante polêmico, diz respeito à coexistência dos depósitos pressupostos como glaciais da Formação Bebedouro com as litologias típicas de clima quente da Formação Salitre (carbonatos).

Deste modo, embora já tenham sido feitos trabalhos de caráter local e regional sobre a Formação Bebedouro e mesmo estando esta formação razoavelmente bem cartografada em toda a sua extensão, a mesma necessita de estudos mais aprofundados sobre a sua faciologia e sobre os seus ambientes de deposição, visando minimizar as dúvidas sobre esses pontos polêmicos.

Existe ainda uma carência de informações muito grande em relação à distribuição espacial dos vários tipos litológicos que constituem a Formação Bebedouro, assim como de medidas direcionais que permitam reconstruir as direções de paleofluxo e a paleogeografia dessa sedimentação.

1.1 OBJETIVOS DO TRABALHO

Em função do exposto acima, a presente pesquisa foi direcionada para os seguintes objetivos:

- i)** um objetivo geral, onde se buscou a caracterização da sedimentação e da gênese da Formação Bebedouro;
- ii)** objetivos específicos, que incluem: **(a)** compilação de um mapa geológico de parte da Chapada Diamantina Oriental na escala 1:500.000; **(b)** inventário e documentação das principais litofácies, dos ambientes de sedimentação e dos principais processos atuantes à época de deposição da Formação Bebedouro; **(c)** estabelecimento da paleogeografia e dos padrões de dispersão dos sedimentos durante a deposição da Formação Bebedouro; **(d)** definição das relações de contato entre as litofácies da Formação Bebedouro e desta formação com as unidades estratigráficas sotopostas e sobrepostas; **(e)** análise petrográfica das rochas da Formação Bebedouro

visando a sua caracterização textural e composicional; e **(f)** discutir a coexistência de depósitos siliciclásticos glaciais com depósitos carbonáticos de clima quente no Neoproterozóico.

Este trabalho de dissertação está ordenado da seguinte forma:

- i)** primeiro é feita uma caracterização do contexto geológico regional que envolve os depósitos da Formação Bebedouro e uma revisão do conhecimento existente sobre esta formação;
- ii)** em seguida é feita uma caracterização do sistema glacial e da glaciação ocorrida no Proterozóico superior, com ênfase para os depósitos glaciais neoproterozóicos do Brasil e da Bahia;
- iii)** logo após é abordada a metodologia adotada na pesquisa e é feita uma caracterização faciológica da Formação Bebedouro e das suas relações verticais e laterais;
- iv)** segue-se então uma caracterização dos padrões de dispersão da Formação Bebedouro (paleocorrentes) e é apresentado um modelo deposicional para a mesma;
- v)** por fim, são analisadas as relações de contato entre a Formação Bebedouro e as unidades que lhe estão sotopostas e sobrepostas e o tipo de associação entre a Formação Bebedouro (terrígena) e a Formação Salitre (carbonática).

CAPÍTULO 2

CARACTERÍSTICAS GERAIS DA ÁREA

2.1 LOCALIZAÇÃO, DIMENSÕES E ACESSO

A Formação Bebedouro ocorre na parte central do Estado da Bahia, na região da Chapada Diamantina Oriental e aflora de forma descontínua em uma área superior a 40.000 km², nas bordas de amplas estruturas sinformais, conhecidas informalmente como “bacias” de Irecê, Salitre, Una-Utinga e Ituaçu.

O acesso à região é feito por estradas federais e estaduais como as BR's - 242, 407, 116 e a BA - 052 que cortam ou margeiam a área (Figura 2.1). A área de ocorrência da Formação Bebedouro é razoavelmente bem servida, também, por estradas municipais, interligando as cidades aí existentes. Algumas dessas cidades são polos turísticos importantes no Estado da Bahia como Lençóis, Andaraí, Mucugê e Morro do Chapéu.

2.2 CARACTERIZAÇÃO GEOLÓGICA REGIONAL (GEOTECTÔNICA E ESTRATIGRAFIA)

O quadro geológico da área de estudo foi montado basicamente, a partir dos trabalhos de mapeamentos regionais realizados nos últimos 22 anos (Silva Filho et. al. 1974, Pedreira, A. et. al. 1975, Inda & Barbosa 1978, Mascarenhas et. al. 1979, Lima et. al. 1981, Mascarenhas & Garcia 1989, Guimarães & Pedreira, A. 1990, Bomfim & Pedreira, A. 1990, Pedreira, A & Margalho 1990, Lagoeiro 1990, Danderfer Filho 1990, Marinho 1991, Silva 1994, Barbosa & Dominguez 1995). Esses trabalhos cartografaram e descreveram os diversos conjuntos litológicos existentes no Estado da Bahia, caracterizando-os, com maior ou menor ênfase, sob os pontos de vista tectono-estrutural, estratigráfico, sedimentológico, petrográfico, geocronológico e metalogenético.

Dentro de uma visão geral, distinguem-se na área quatro grandes conjuntos de rochas, apresentando complexidades lito-estruturais, graus metamórficos e idades, bastante diferentes. São eles: **(i)** conjunto de rochas do Pré-Espinhaço; **(ii)** conjunto de rochas do Supergrupo Espinhaço; **(iii)** conjunto de rochas do Supergrupo São Francisco; e **(iv)** conjunto das Coberturas Superficiais.

Estes conjuntos rochosos ocorrem de forma parcial na área de estudo e foram organizados segundo o seu grau de complexidade e segundo a sua hierarquia cronológica, em complexos, associações, grupos e formações (Anexo 1 - mapa geológico).

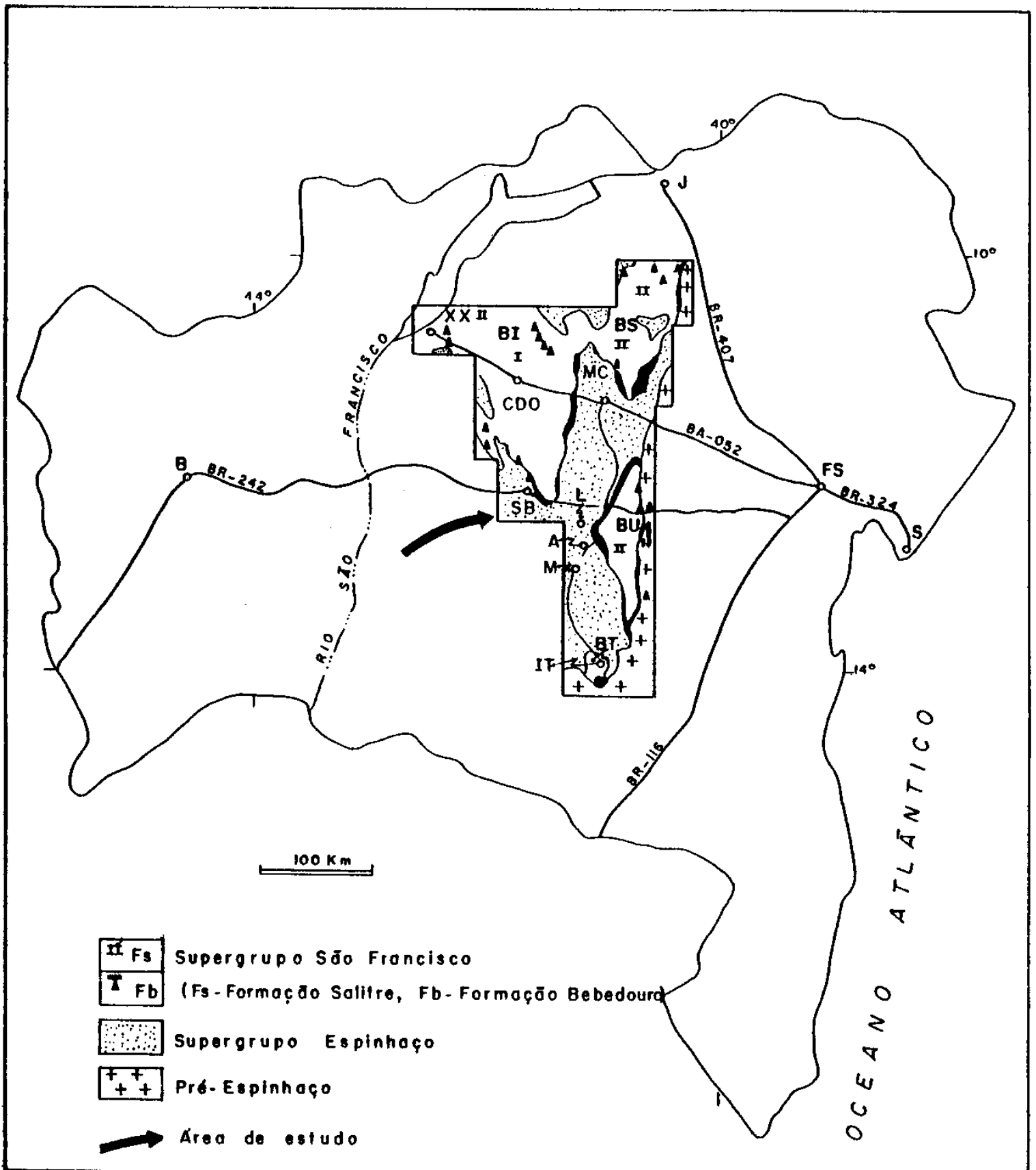


FIG. 2.1 - Mapa da área de ocorrência da Formação Bebedouro no Estado da Bahia e as principais vias de acesso à mesma. Legenda: S- Salvador, FS- Feira de Santana, J- Juazeiro, MC- Morro do Chapéu, XX- Xique-Xique, I - Irecê, SB- Seabra, IT- Ituaçu, M- Mucugê, L- Lençóis, A- Andaraí, B- Barreiras, CDO- Chapada Diamantina Oriental, BI- "Bacia" de Irecê, BS- "Bacia" do Salitre, BU- "Bacia" Una-Utinga, BT- "Bacia" Ituaçu

2.2.1 Contexto Geotectônico

A região investigada localiza-se no interior do Cráton do São Francisco, com representantes litológicos do próprio cráton, caso das rochas do Pré-Espinhaço e com representantes das coberturas plataformais do cráton, caso dos depósitos dos supergrupos Espinhaço e São Francisco.

O Cráton do São Francisco, segundo a conceituação de Almeida et. al. (1977), representa um extenso núcleo estabilizado no final do Proterozóico inferior e limitado por “corredores” de rochas que foram deformadas durante o Ciclo Brasileiro, no Proterozóico superior (faixas móveis) (Figura 2.2).

As rochas empurradas, dobradas e metamorfisadas que ocorrem nos “corredores” ou faixas de deformação pertencentes ao Ciclo Brasileiro, não fazem parte da área investigada porém os registros desta orogênese estão impressos em muitas das rochas da área, com maior ou menor intensidade, a depender da distância que as mesmas se encontram dessas faixas (p. ex. a parte norte das “bacias” de Irecê e Salitre registra empurrões de norte para sul, reflexo dessa orogênese na Faixa Rio Preto e a “Bacia” de Ituaçu encontra-se fracamente empurrada (no seu extremo sul), de sudoeste para nordeste, em consequência da deformação que atingiu a Faixa Araçuaí. A “Bacia” Una-Utinga, aparentemente, não mostra efeitos dessa deformação.

As coberturas que se instalaram no interior do cráton (supergrupos Espinhaço e São Francisco), foram acumuladas em uma bacia de caráter extensional, relacionada a um rifte abortado formado por ocasião da implantação da margem passiva Espinhaço, no Estado de Minas Gerais (Jardim de Sá et. al. 1976, Inda & Barbosa 1978, Brito Neves et. al. 1979, 1980, Moutinho da Costa & Inda 1982, Chang et. al. 1988, Dominguez 1993).

2.2.2 Estratigrafia, Limites e Idades

A representação cartográfica e a distribuição vertical dos quatro grandes conjuntos de rochas que ocorrem na área de estudo são mostrados no anexo 1 e no quadro 2.1, e tiveram como base os trabalhos citados acima (Item 2.2). Uma descrição resumida desses conjuntos rochosos será feita a seguir.

2.2.2.1 Pré-Espinhaço

Esses terrenos afloram nas partes oriental e sul da área investigada (mapa geológico simplificado mostrado na figura 2.3) e serviram de substrato para a deposição de sedimentos dos três outros conjuntos superiores (supergrupos Espinhaço, São Francisco e Coberturas Superficiais).

Os tipos litológicos e petrográficos dominantes nesses terrenos são gnaisses-granitos-migmatitos, orto e para-derivados, envolvendo associações metassedimentares, metavulcanossedimentares do tipo *greenstone belt*, complexos granitóides intrusivos, complexos básico - ultrabásicos e rochas de alto grau metamórfico.

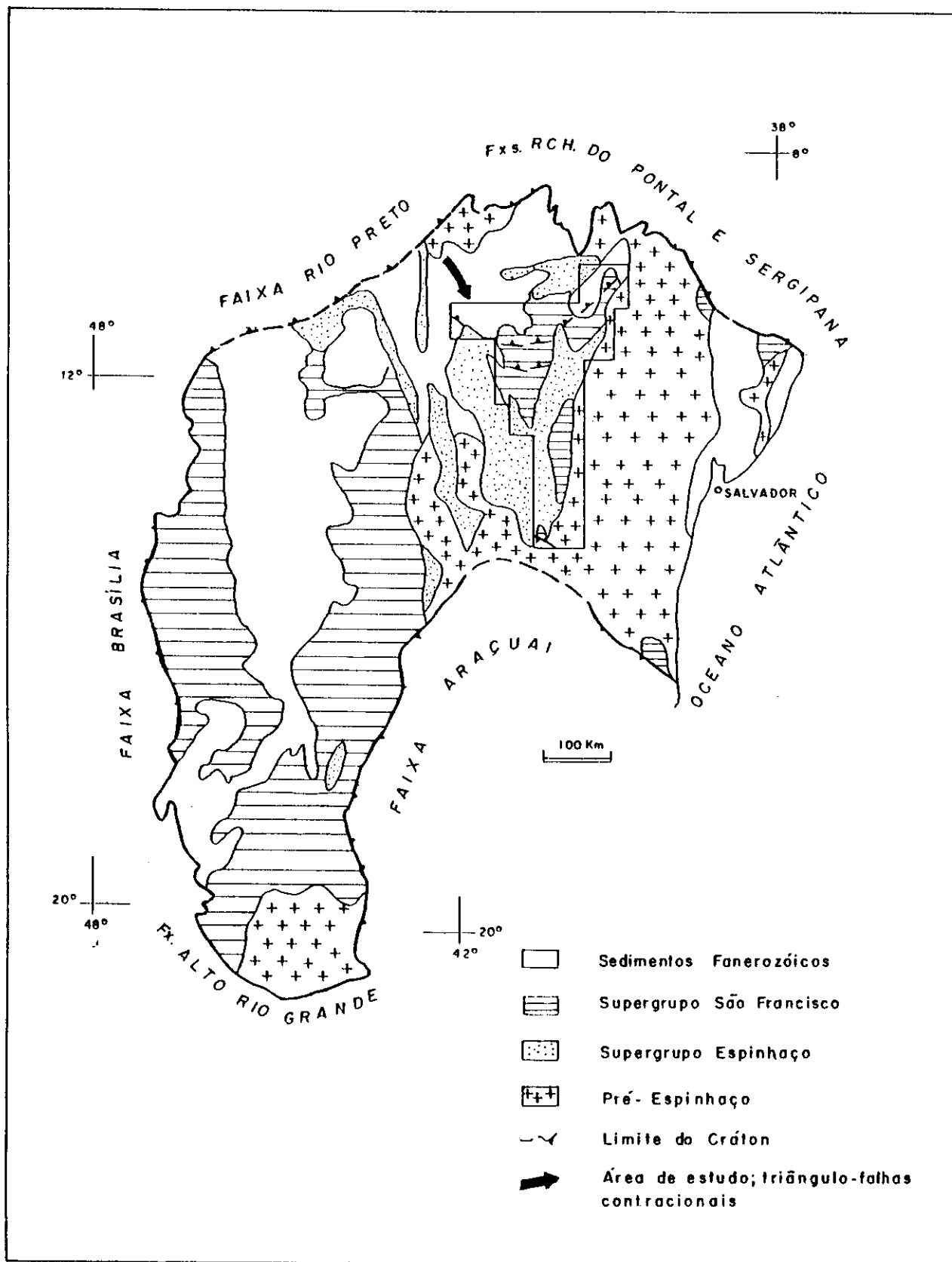


FIG.2.2- Esboço geológico do Cráton do São Francisco mostrando o contexto geotectônico da área de estudo, as faixas móveis e as partes da área pesquisada influenciadas pela Orogênese Brasiliana. Modificado de Silva (1994).

CONJUNTO ROCHOSO	GRUPO/ASSOCIAÇÃO/COMPLEXO	FORMAÇÕES	IDADE	DESCRIÇÃO
COBERTURAS SUPERFICIAIS		CAATINGA	QUATERNÁRIO	Calcários dissolvidos e reprecipitados
			TÉRCIO-QUATERNÁRIO	Sedimentos detríticos e inconsolidados
SUPERGRUPO SÃO FRANCISCO	UNA	SALITRE	PROTEROZÓICO	Calcarenitos, calcilitos, dolarenitos e níveis de <i>chert</i> , retrabalhados por ondas de tempestade.
		BEBEDOURO	SUPERIOR	Diamictitos, pelitos, arenitos (grauvacas, arenitos líticos, arcóseos e quartzo-arenitos)
SUPERGRUPO ESPINHAÇO	CHAPADA DIAMANTINA	MORRO DO CHAPÉU, CABOCLO, TOMBADOR (INDIFERENCIADAS)	PROTEROZÓICO	Arenitos, pelitos e conglomerados, depositados em ambientes: eólico, fluvial e marinho
	PARAGUAÇU	GUINÉ, MANGABEIRA, OURICURI DO OURO (INDIFERENCIADAS)	MÉDIO	Arenitos, pelitos e conglomerados, depositados em ambientes: fluvial, desértico e deltáico
PRÉ - ESPINHAÇO			PROTEROZÓICO INFERIOR/ ARQUEANO	Granitóides intrusivos e ultrabásicas de Campo Formoso
	CONTENDAS-MIRANTE	AREIÃO, GAVIÃO, MIRANTE, BARREIRO D' ANTA, JUREMATRAVESSÃO (INDIFERENCIADAS)		Metavulcanoquímicas e metavulcanossedimentares.
	ITAPICURU/JACOBINA			Metassedimentos, básicas e ultrabásicas intrusivas
	GNAISSE-MIGMATITO			Gnaisses, granitos, migmatitos, metabasitos, metaultrabasitos, metassedimentos.

Quadro 2.1 - Distribuição vertical dos conjuntos de rochas que ocorrem na área de estudo.

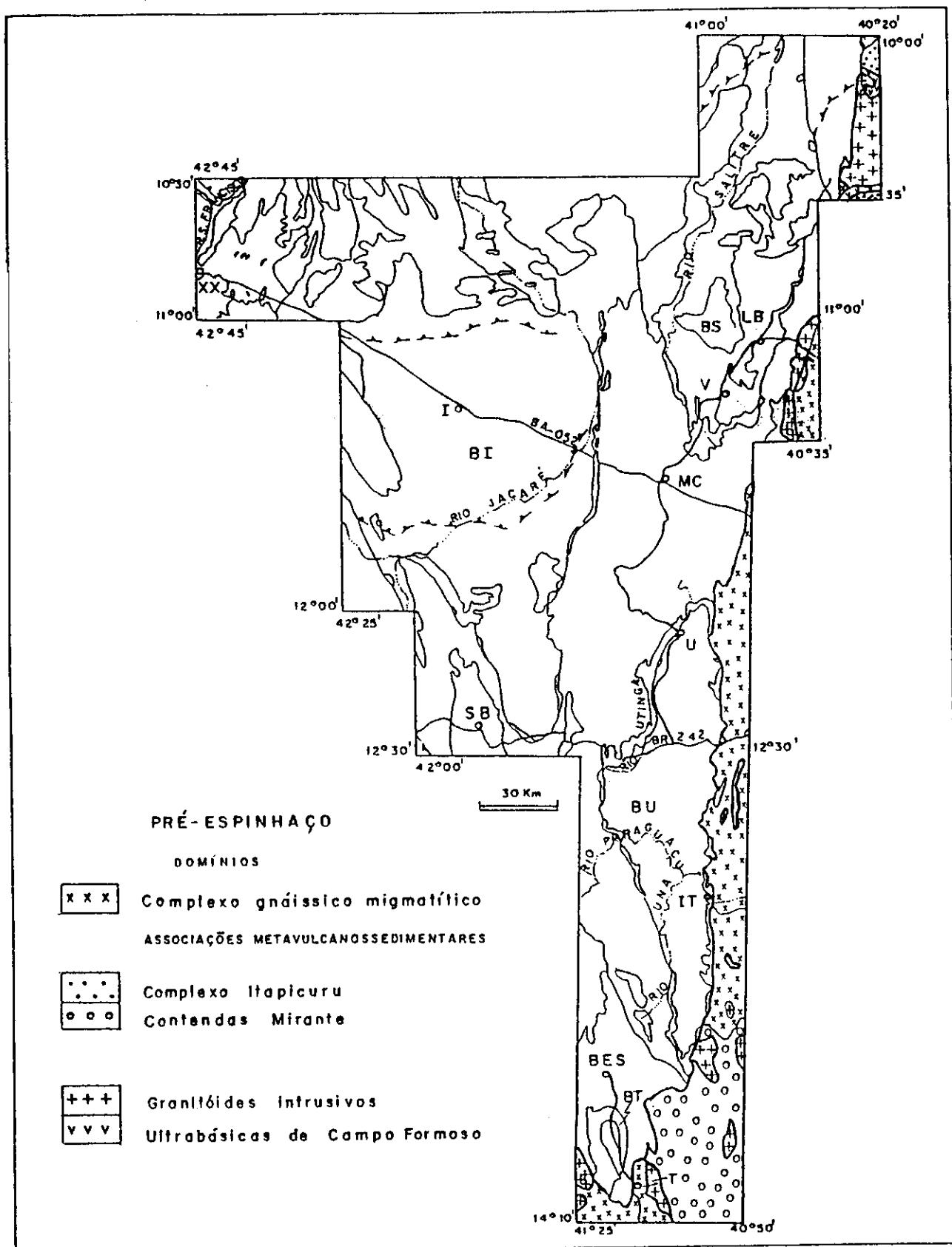


FIG2.3- Mapa geológico simplificado mostrando o conjunto de rochas do Pré-Espinhaço com os seus respectivos domínios.

Legenda: BI-"Bacia" de Irecê; BS-"Bacia" de Salitre; BU-"Bacia" Una-Utinga; BT-"Bacia" de Ituaçu; I-Irecê; XX-Xique-Xique; LB-Laje do Batata; V-Várzea Nova; MC-Morro do Chapéu; SB-Sabra; U-Utinga; IT-Itaetê; BES-Barra da Estiva; T-Tanhaçu.

Subordinadamente, ocorrem xistos, formações ferríferas, cálcio-silicáticas, metacherts, metabasitos e metaultrabasitos.

As idades desses terrenos vão desde a geração da crosta primitiva arqueana, há mais de 3,0Ga, até a sua total estabilização, ao final do Proterozóico inferior, por volta de 1,8Ga. Durante esse intervalo, essas rochas sofreram múltiplas deformações, responsáveis pela sua alta complexidade estrutural. O mais recente desses eventos deformacionais aconteceu entre 2,1Ga e 1,8Ga e ficou amplamente registrado nesses terrenos do Pré - Espinhaço (Brito Neves et. al. 1980) sendo conhecido como Ciclo Orogenético Transamazônico, durante o qual houve geração, mistura e transformação de rochas, em níveis crustais variados.

Esses terrenos estão estruturados segundo uma direção geral norte-sul, com variações locais, para acomodar estruturas internas de menor escala e foram afetados por um metamorfismo variável, indo da fácies xisto-verde à fácies granulito.

A área cartografada como rochas do Pré-Espinhaço foi dividida em três domínios (Figura 2.3): **(i)** domínio do complexo gnáissico-migmatítico; **(ii)** domínio das associações metavulcanossedimentares; e **(iii)** domínio dos granitóides intrusivos e das rochas ultrabásicas de Campo Formoso.

(i) O domínio do complexo gnáissico-migmatítico que aflora na borda oriental e no extremo sul do mapa mostrado na figura 2.3, é caracterizado pelas grandes extensões de áreas aflorantes e pelo seu relacionamento com vários tipos litológicos, de natureza vulcânica, plutônica e sedimentar. Muitas destas associações de rochas não são individualizadas devido à sua complexidade ou a pouca expressividade de muitos desses corpos.

O metamorfismo que afetou essas rochas é, preferencialmente, de grau médio (Mascarenhas 1990).

A participação do evento orogenético brasileiro nas mesmas é pouco expressivo e está limitado a efeitos parciais e moderados de remobilização, de acordo com datações feitas por Távora et. al. (1967).

(ii) O domínio das associações metavulcanossedimentares é representado pelas rochas do **Complexo Itapicuru e pelo Grupo Contendas-Mirante**, ambos depositados no Proterozóico inferior e aflorando respectivamente nos extremos nordeste e sudeste do mapa mostrado na figura 2.3.

A denominação **Complexo Itapicuru** (Couto, P. et. al. 1978), substituiu, parcialmente, a designação anterior de Grupo Jacobina (Griffon 1967, Mascarenhas 1969b). Este complexo aflora parcialmente na área estudada, como mostrado na figura 2.3 e corresponde a metassedimentos (quartzitos, xistos, filitos), rochas básicas e ultrabásicas intrusivas e rochas vulcânicas, alinhadas na direção norte-sul por mais de 200km de extensão, formando um relevo positivo. As rochas deste complexo apresentam um grau metamórfico baixo a médio e foram deformadas durante o Ciclo Orogenético Transamazônico, possivelmente no final do Proterozóico inferior.

O Grupo Contendas-Mirante ocorre parcialmente na área de estudo (Figura 2.3) e corresponde a uma faixa de rochas orientadas norte-sul, com cerca de 120km de extensão. Os limites deste grupo são de natureza tectônica com os gnaisses e migmatitos de idade do Arqueano.

Este grupo foi depositado no Proterozóico inferior e posteriormente deformado pela Orogênese Transamazônica. O produto desta sedimentação são rochas metavulcanoquímicas e metavulcanossedimentares (mármore, formações ferríferas, rochas vulcânicas ácidas, rochas cálcio-silicáticas, quartzitos, meta-arcóseos, xistos, filitos, anfibolitos), organizadas como estruturas do tipo *greenstone belt* e submetidas a um metamorfismo de intensidades baixa a média.

(iii) O domínio dos granitóides intrusivos e das rochas ultrabásicas de Campo Formoso é representado por corpos de rochas plutônicas que ocorrem associadas aos terrenos do Pré-Espinhaço (Figura 2.3).

Os granitóides correspondem a corpos descontínuos de formas mais ou menos circulares ou alongadas devido a processos de cisalhamento. A grande maioria dos mesmos deve ter tido a sua colocação no Proterozóico inferior, porém, idades do Arqueano para alguns desses corpos não ficam descartadas (Inda & Barbosa 1978, Marinho 1991, Silva 1994).

As ultrabásicas de Campo Formoso têm uma área de ocorrência muito reduzida neste trabalho e correspondem a um complexo de rochas intrusivas, constituídas a grosso modo por anfibolitos, meta-gabros e meta-peridotitos serpentinizados e mineralizados em cromita. Essas rochas circundam o granito de Campo Formoso e foram intrudidas nos terrenos do Complexo Gnáissico-migmatítico (Inda & Barbosa 1978, Barbosa & Dominguez 1995).

2.2.2.2 Supergrupo Espinhaço

O final do Proterozóico inferior é marcado pela retomada das condições de estabilização dos terrenos Pré-Espinhaço, iniciadas no alvorecer deste período geológico. Sobre as áreas que permaneceram estáveis, já no Proterozóico médio (1,8 - 1,0Ga), se instalaram extensos depósitos sedimentares em amplas bacias intracratônicas e em regiões de riftes ou aulacógenos (Mascarenhas 1990).

Nos estados da Bahia e de Minas Gerais, os sedimentos depositados nesses ambientes fazem parte do Supergrupo Espinhaço, atualmente estruturado como serras e vales elevados, alinhados na direção norte-sul por várias centenas de quilômetros de extensão.

Na Bahia este supergrupo é compartimentado em dois grandes domínios fisiográficos: **(i) domínio do Espinhaço Setentrional**, a oeste, e **(ii) domínio fisiográfico da Chapada Diamantina**, a leste, separados fisicamente pelo vale do Rio Paramirim.

No domínio fisiográfico da Chapada Diamantina, o Supergrupo Espinhaço é subdividido, da base para o topo, nos grupos **Rio dos Remédios** (não aflorante na área deste estudo), **Paraguaçu** e **Chapada Diamantina**

(Figura 2.4). Pedreira, A. (1988) correlacionou cada um desses grupos a uma seqüência deposicional, enquanto Dominguez (1993) reuniu os grupos Paraguaçu e Rio dos Remédios em uma mega-seqüência deposicional denominada de mega-seqüência Paraguaçu-Rio dos Remédios e reconheceu duas seqüências deposicionais no Grupo Chapada Diamantina, a seqüência deposicional Tombador-Caboclo e a seqüência deposicional Morro do Chapéu.

Grupo Paraguaçu (Derby 1906)

As rochas deste grupo afloram no extremo oeste-sudoeste da Chapada Diamantina Oriental (Figura 2.4) e correspondem a arenitos, argilitos, siltitos e conglomerados (subordinados), pertencentes às formações, da base para o topo: Ouricuri do Ouro, Mangabeira (Schobbenhaus Filho & Kaul 1971) e Guiné (Montes, M. 1977).

Segundo Pedreira, A. (1988), essas rochas foram depositadas dentro de um *graben* e constituem três sistemas deposicionais principais: fluvial, desértico e deltáico. Este autor considera o Grupo Paraguaçu como representando uma seqüência deposicional, que começa sob condições continentais subaéreas e/ou litorâneas, passa para ambiente marinho raso e culmina com um assoreamento final representado pela progradação de um sistema deltáico.

Na concepção de Dominguez (1993) os sedimentos do Grupo Paraguaçu são caracterizados por rápidas mudanças laterais e verticais de fácies e sua estratigrafia ainda é pouco conhecida. O quadro estratigráfico deste grupo, apresentado pelo autor para a parte sul da Chapada Diamantina, compreende fácies eólicas depositadas essencialmente sob condições de transição, passando lateral e verticalmente para sedimentos depositados em ambiente de planície de maré, recobertos localmente por depósitos deltáicos. Na parte norte da Chapada Diamantina a sedimentação do grupo começa sob condições continentais fluviais, passando a condições litorâneas (sedimentos de inter-marés e sedimentos eólicos).

A idade de sedimentação deste Grupo é balizada, apenas, pelo seu posicionamento estratigráfico: sobre o Grupo Rio dos Remédios (com limites discordantes erosivos) (Pedreira, A. 1988); e sob as rochas do Grupo Chapada Diamantina (através de contatos ainda incertos, erosivos, gradativos e discordantes angulares) (Pedreira, A. & Margalho 1990, Guimarães & Pedreira, A. 1990, Dominguez 1993).

Muitos corpos de rochas básicas (dioritos, gabros e basaltos) se alojaram nas camadas pelíticas do Grupo Paraguaçu, no intervalo entre 1,2 e 1,0Ga, (Jardim de Sá et. al. 1976 e Brito Neves et. al. 1980). As rochas vulcânicas pertencentes ao Grupo Rio dos Remédios foram datadas através do método U/Pb em zircão pelo Dr. W. R. Van Schmus (apud Silva 1994), fornecendo uma idade de extrusão dessas rochas em torno de 1,8Ga.

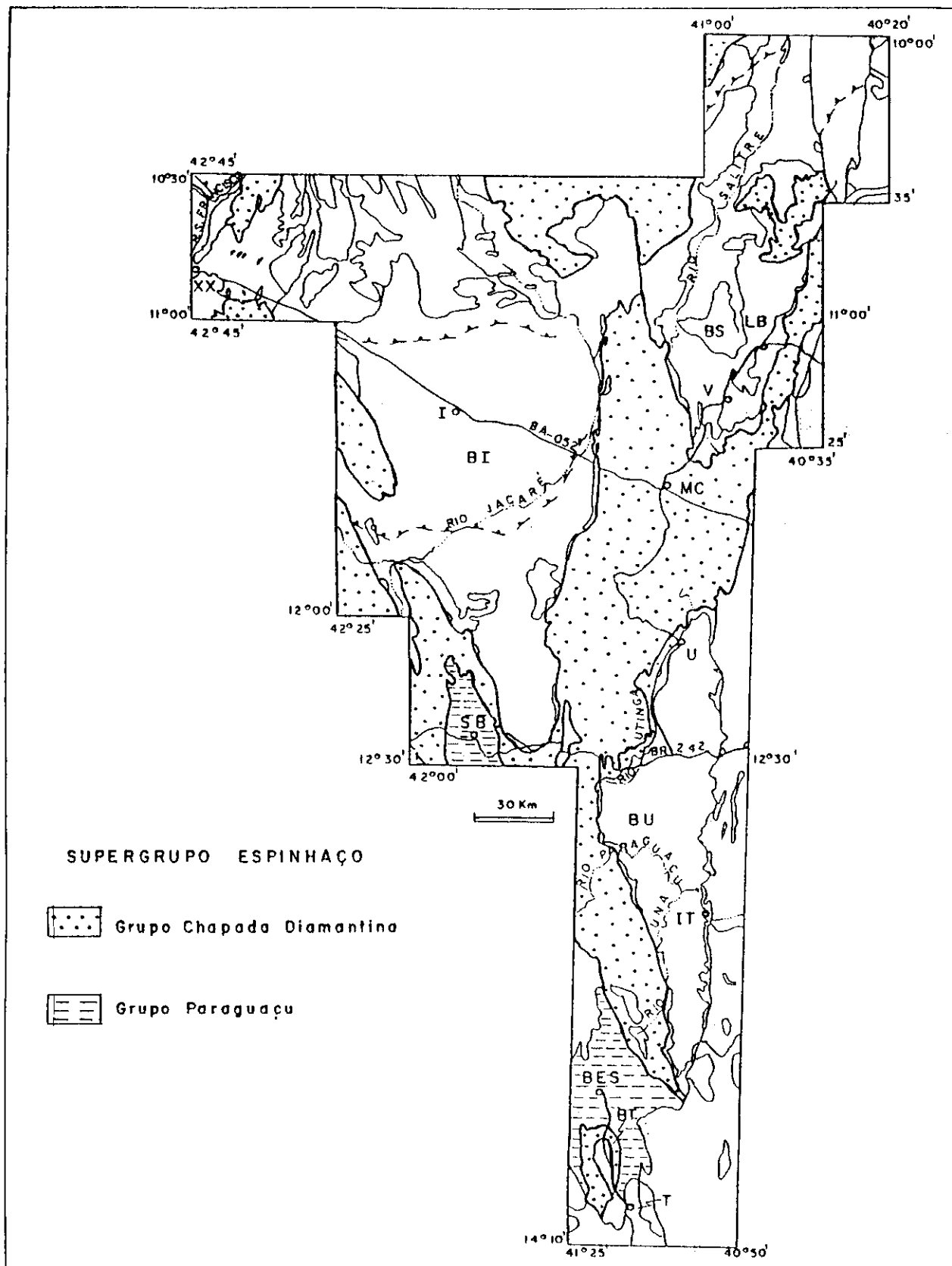


FIG. 2.4- Mapa geológico simplificado mostrando a distribuição das rochas do Supergrupo Espinhaço (Grupos Paraguaçu e Chapada Diamantina) na região da Chapada Diamantina Oriental.

Legenda: BI- "Bacia" de Irecê, BS- "Bacia" do Salitre, BU- "Bacia" Una- Utinga, BT- "Bacia" de Ituaçu, I- Irecê, XX- Xique- Xique, LB- Laje do Batata, V- Várzea Nova, MC- Morro do Chapéu, SB- Seabra U- Utinga, IT- Itaetê, BES- Barra da Estiva, T- Tanhaçu.

Grupo Chapada Diamantina (Leal & Brito Neves 1968)

A criação do Centro Integrado de Estudos Geológicos (CIEG), em Morro do Chapéu, pelo DNPM/CPRM, em 1987, propiciou um grande avanço no conhecimento geológico da Chapada Diamantina, em especial da sua parte oriental. A partir de então, muitos trabalhos de cunho regional foram desenvolvidos na região, gerando um conhecimento faciológico e paleoambiental bastante atualizado para muitos desses depósitos.

O Grupo Chapada Diamantina ocorre em toda a área deste trabalho (Figura 2.4) e é dividido, da base para o topo, nas formações Tombador, Caboclo (Branner 1910) e Morro do Chapéu (Brito Neves 1967) indiferenciadas neste trabalho, sendo estas formações constituídas de arenitos, argilitos, conglomerados e subordinadamente carbonatos, encontrados nas partes superior e inferior da Formação Caboclo.

Para Dominguez (1993), a discordância que separa a seqüência deposicional Tombador-Caboclo da seqüência deposicional Paraguaçu sotoposta, ainda não está bem estabelecida. Baseado em dados da literatura e em trabalhos de reconhecimento de campo, o autor caracterizou a Formação Tombador como uma unidade continental, depositada sob influência de dois importantes sistemas deposicionais: um sistema deposicional fluvial e um outro sistema eólico com depósitos de dunas, lençóis de areia e rios temporários (*wadis*).

Segundo Otero et. al. (1989), as rochas arenosas com estratificação cruzada tabular, estratificação cruzada acanalada e estratificação plano-paralela que constituem a Formação Tombador, foram depositadas por rios temporários e retrabalhadas pelo vento, produzindo um mar de areia, *erg*. Estas rochas arenosas passam gradacionalmente, no sentido do topo, para os pelitos e arenitos finos, interestratificados com níveis subordinados de carbonatos da Formação Caboclo, depositada em uma plataforma marinha rasa dominada por tempestades (Silveira 1991).

Os sedimentos carbonáticos e os pelitos da Formação Caboclo foram datados por vários métodos radiométricos: (Rb/Sr, Pb/Pb) e por métodos bio-estratigráficos. Os resultados obtidos nessas datações indicam uma deposição no Rifeano médio (1,6-1,0Ga) e idades de rehomogeneização e de restituição isotópica entre 1.290 ± 52 Ma e 960Ma (Brito Neves et. al. 1980, Macedo & Bonhomme 1984, Srivastava 1988 e 1989, Rocha et. al. 1990, Babinski et. al. 1993).

A Formação Morro do Chapéu, ainda segundo Dominguez (1993), corresponde a uma outra seqüência deposicional começando com conglomerados e arenitos conglomeráticos de origem fluvial, passando gradacionalmente no sentido do topo para arenitos bem selecionados e pelitos, interpretados como depositados em um ambiente estuarino. As paleocorrentes medidas nas fácies fluviais e estuarinas desta formação indicam respectivamente, fluxos para noroeste e noroeste/nordeste (Silveira 1991, Dominguez 1993).

O limite inferior dessa seqüência é uma discordância do tipo 1, marcada pela exposição subaérea dos sedimentos plataformais da Formação Caboclo com incisão de extensa rede de drenagem e posterior preenchimento da mesma pela sedimentação da Formação Morro do Chapéu (Silveira 1991 e Dominguez 1993).

A deformação das rochas do Supergrupo Espinhaço é ainda hoje, motivo de controvérsias, com alguns autores acreditando que a mesma ocorreu entre 1,3 e 1,1Ga (Ciclo Espinhaço - Jardim de Sá et. al. 1976, Brito Neves et. al. 1979, 1980), enquanto outros opinam que a sua deformação ocorreu por volta de 600Ma, juntamente com as rochas do Supergrupo São Francisco (Ciclo Brasileiro - Danderfer Filho 1990, Danderfer Filho et. al. 1993, Lagoeiro 1990, Dominguez 1993, Alkmim et. al. 1993).

2.2.2.3 Supergrupo São Francisco

À semelhança das rochas do Supergrupo Espinhaço, que no Estado da Bahia afloram em duas zonas fisiográficas diferentes, as rochas do Supergrupo São Francisco, neoproterozóicas, também ocorrem em duas áreas distintas: na região da Bacia do São Francisco e na região da Chapada Diamantina Oriental. Na primeira região, situada no oeste do Estado da Bahia, o Supergrupo São Francisco é representado, parcialmente, pelos grupos Macaúbas, na base, composto de siliciclastos, e Bambuí, no topo, constituído de carbonatos e pelitos (Dardenne 1978). A outra área de afloramento das rochas do Supergrupo São Francisco ocorre na parte central do Estado da Bahia, nas “bacias” de Irecê, Salitre, Una-Utinga e Ituaçu, e é representada pelo Grupo Una, que compreende as Formações Bebedouro, na base e Salitre, no topo.

A área de afloramento do Grupo Una foi quase que inteiramente cartografada neste trabalho e é mostrada na figura 2.5.

Litologicamente a Formação Bebedouro compreende: **(i)** diamictitos com matriz grauváquica, arcossiana e quartzo-arenítica, na qual flutuam grânulos, seixos e matações de composições variadas; **(ii)** arenitos (grauvacas, arcóseos e quartzo-arenitos), com ou sem clastos associados; e **(iii)** pelitos com ou sem clastos associados (Guimarães & Dominguez 1995), enquanto a Formação Salitre é constituída quase inteiramente de carbonatos e cujo perfil estratigráfico se inicia com frequência, com um nível dolomítico.

Segundo Barbosa et. al. (1992), Leão & Dominguez (1992) e Dominguez (1993) a Formação Salitre foi depositada em uma bacia do tipo rampa carbonática e em ambiente marinho raso com freqüente ação de ondas e marés. Os sedimentos carbonáticos (calcários e dolomitos) da Formação Salitre, podem alcançar espessuras superiores a 1.000m (Misi 1993), foram datados por métodos radiométricos e bio-estratigráficos (estudo de estromatólitos). A datação bio-estratigráfica posiciona esses sedimentos do Rifeano superior ao Vendiano (Srivastava 1982, 1986). Os estudos radiométricos feitos na região de Laje do Batata pelo método Rb/Sr, dão uma idade para esses sedimentos carbonáticos de 774 ± 20 Ma (Macedo 1982). Estudos isotópicos de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ feitos por Misi (1996), colocam os sedimentos carbonáticos da Formação Salitre no Vendiano (700 - 560Ma). A sedimentação desta formação no tempo Vendiano mostra-se coerente com os resultados obtidos por Chang et. al. (1993) para os carbonatos do Grupo Bambuí, no Estado de Minas Gerais.

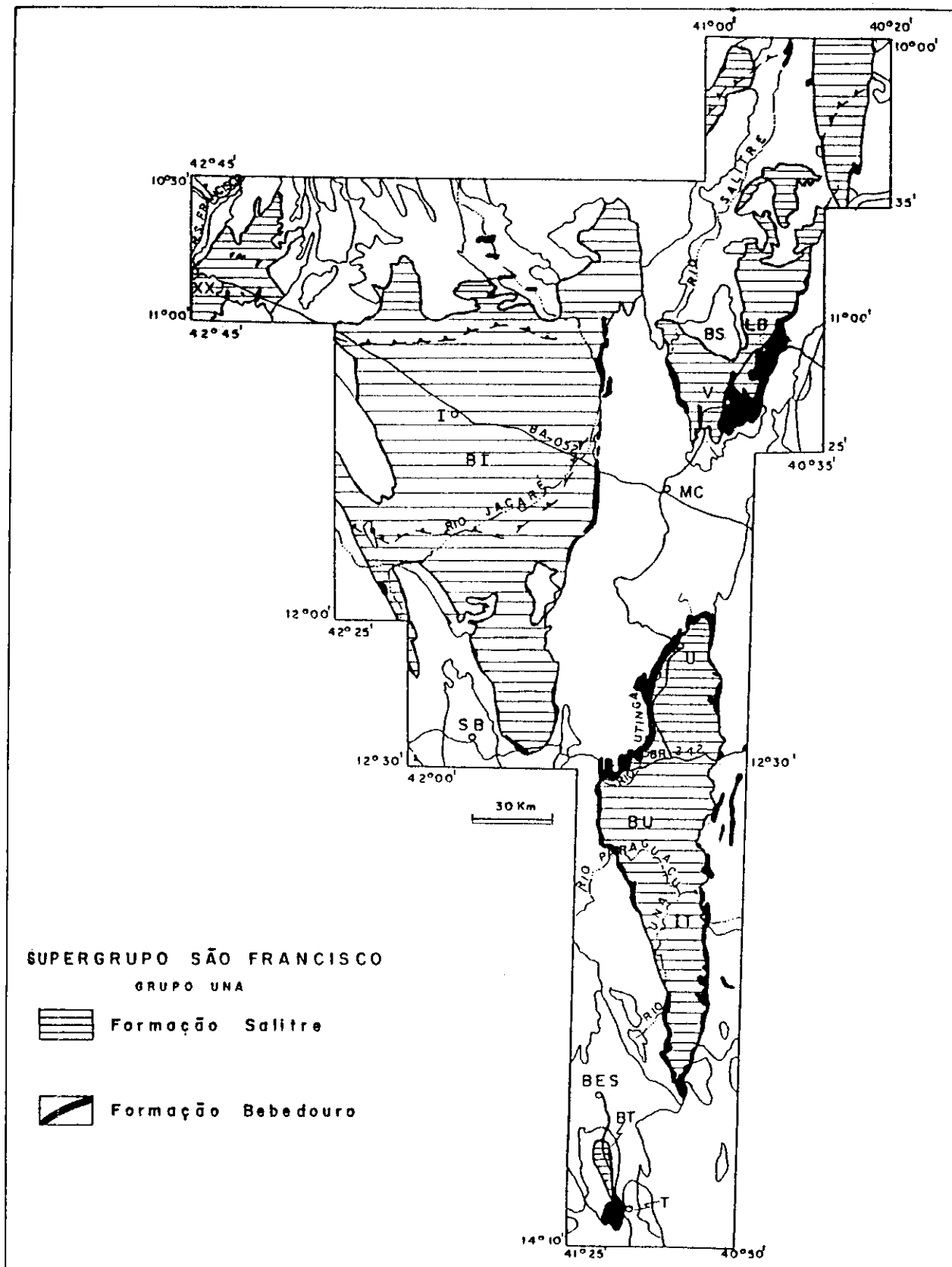


FIG 2.5 – Mapa geológico simplificado mostrando as áreas de ocorrência das rochas do Supergrupo São Francisco (Grupo Una – Formações Bebedouro e Salitre).

Legenda: BI- "Bacia" de Irecê; BS- "Bacia" do Salitre; BU- "Bacia" Una- Utinga; BT- "Bacia" de Ituaçu; I- Irecê; XX- Xique- Xique; LB- Laje do Batata; V- Várzea Nova; MC- Morrodo Chapéu; SB- Seabra; U- Utinga; IT- Itaetê; BES- Barra da Estiva; T- Tanhaçu

Os sedimentos carbonáticos e terrígenos que preenchem as quatro “bacias” citadas anteriormente foram deformados com intensidades diferentes pela Orogênese Brasileira, ou não apresentam evidências da atuação desta Orogênese.

Nas “bacias” de Irecê e Salitre esses sedimentos estão estruturados tectonicamente nas suas partes setentrionais, nas direções leste-oeste e nordeste-sudoeste, através de dobramentos assimétricos de eixos subhorizontais leste-oeste com vergência para sul/sudeste, e de falhas contracionais com planos inclinados de ângulos fortes a fracos e vergência também para sul/sudeste. Estas feições estruturais se atenuam para sul, até desaparecerem na região a sul de Canarana (Anexo 1). Os agentes responsáveis por esta deformação foram movimentos tectônicos de massa oriundos de norte (faixas Rio Preto e Riacho do Pontal), interpretados como tendo sido produzidos ao final do Proterozóico superior (Danderfer Filho 1990, Lagoeiro 1990).

Na “Bacia” Una-Utinga não foram encontradas feições deformacionais de origem tectônica como as descritas acima, mas apenas, falhas ou fraturas de alto ângulo, orientadas nas direções norte-sul e noroeste-sudeste e estas estruturas são mais marcantes nas suas bordas.

A “Bacia” de Ituaçu foi afetada, na sua parte sul, por uma deformação fraca de caráter inverso com o desenvolvimento de falhamentos contracionais de alto ângulo (acima de 45°) de direção noroeste-sudeste e vergência para nordeste, e de pequenas dobras assimétricas de eixos subhorizontalizados orientados segundo a direção noroeste-sudeste e com vergência dos seus planos axiais também para nordeste, indicando um fraco transporte tectônico de sudoeste para nordeste, ou seja, da faixa de dobramentos Araçuaí (do Brasileiro) para o interior do cráton. Estas dobras foram detectadas nos carbonatos que ocorrem a norte da cidade de Tanhaçu, em local onde o material está sendo retirado para o fabrico de cimento. Na parte norte desta “bacia” as falhas passam a se comportar como fraturas e há uma diminuição progressiva da deformação neste sentido. Este caráter de inversão na “Bacia” de Ituaçu foi descrito também por Brito Neves & Pedreira, A. (1992).

Falhas de alto ângulo e fraturas com direção norte-sul também existem e são penetrativas nesta “Bacia”.

2.2.2.4 Coberturas Superficiais

Este conjunto de sedimentos de idades terciário-quadernárias e quadernárias é o resultado dos processos intempéricos que atuaram no passado recente e continuam a agir sobre as rochas da região, influenciados principalmente pelas condições climáticas.

A figura 2.6 mostra as principais áreas de afloramento dessas coberturas superficiais, que foram separadas em dois subconjuntos principais de sedimentos: (i) um subconjunto é representado por calcários esbranquiçados, pulverulentos, pertencentes à Formação Caatinga, de idade quadernária, resultantes de processos de dissolução química e reprecipitação *in-situ* (Branner 1911); e (ii) o outro subconjunto contempla os sedimentos terciário-quadernários detríticos, inconsolidados, relacionados à evolução das superfícies de pediplanação

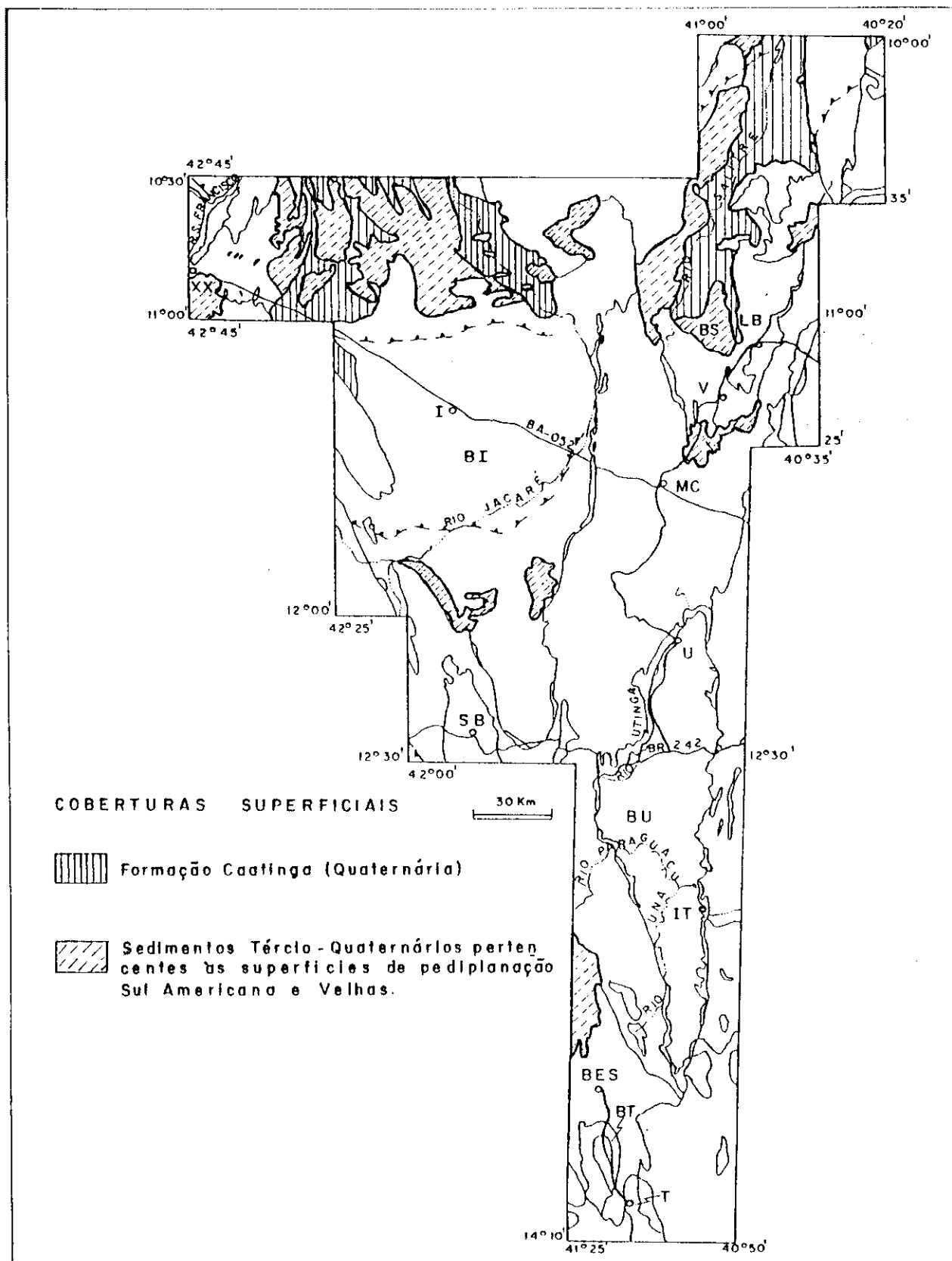


FIG 2.6 - Mapa geológico simplificado mostrando as principais áreas de afloramento das coberturas superficiais Tércio-Quaternárias

Legenda: BI-"Bacia"de Itrecê; BS-"Bacia"do Salitre; BU-"Bacia"Una-Utinga; BT-"Bacia"de Ituaçu; I-Itrecê; XX-Xique-Xique; LB-Laje do Batata;V-Várzea Nova; MC-Morro do Chapéu; SB-Seabra; U-Utinga; IT-Itaetê; BES-Barro da Estiva; T-Tanhoçu.

Sulamericana e Velhas de King (1956) e geralmente provêm de depósitos fluviais, flúvio-lacustres e eólicos (Inda & Barbosa 1978).

CAPÍTULO 3

A FORMAÇÃO BEBEDOURO (Revisão do Conhecimento Anterior)

A primeira referência aos sedimentos desta formação remonta ao final do século passado, quando Allen (1870) relatou a presença de grandes seixos de quartzo e matacões de todos os tamanhos, cores e composições, na fazenda Mocambo, localizada na estrada Andaraí-Itaetê.

Derby (1905a), descreveu na localidade de Bebedouro, situada entre as atuais cidades de Itaetê e Marcionílio Souza, rochas conglomeráticas subjacentes aos calcários do Rio Una. Porém, o termo Formação Bebedouro foi introduzido na literatura por Oliveira & Leonardos (1940) para designar as camadas conglomeráticas e a elas relacionadas, de provável origem glacial, aflorantes na "Bacia" Una-Utinga e no vale do Rio Paraguaçu (trecho Itaetê-Bebedouro).

A alusão à provável origem glacial das rochas da Formação Bebedouro parece ter sido feita primeiramente por (E.Oliveira 1921,apud Moraes Rego 1930) ao examinar os conglomerados que ocorrem na estação ferroviária de Itaetê.

Williams, H. (1930) descreveu na região de Ponte Nova (Utinga), calcários sobrepostos a folhelhos vermelhos contendo lentes conglomeráticas e os correlacionou à Série Salitre e às camadas Estância de Branner (1911).

A respeito desses conglomerados o autor assim se reportou: "Em outras ocasiões tínhamos reconhecido a natureza conglomerática dessa rocha, mas sempre achamos dificuldade em explicar essa ocorrência peculiar de seixos no meio dessa massa argilosa. Não pode haver dúvida e não hesitamos em atribuir a esta formação de folhelhos vermelhos ou às inclusões nela contidas, à ação de geleiras, sendo portanto um *drift* glacial. Assim, estes folhelhos vermelhos representam uma deposição em águas mansas e fundas num mar extenso, no qual vagavam montanhas de gelo (*icebergs*), que traziam de alhures os blocos que, à medida que o gelo se derretia iam caindo e enterrando-se na massa lodosa do fundo".

Este autor se refere ainda, à presença de conglomerados no trecho entre a cidade de Itaetê e a localidade de Bebedouro (a leste), ocupando o leito do Rio Paraguaçu.

Nas décadas que se seguiram, até os dias atuais, muitos trabalhos foram feitos e muitas informações foram adicionadas às existentes sobre esses depósitos, tanto no que tange à sua espessura, litologias, idade, posição estratigráfica e distribuição espacial, quanto no que se refere à sua origem (Mello Junior 1938, Oliveira & Leonardos 1943, Kegel 1959, Brito Neves 1967, 1968, Mascarenhas 1969a, Mascarenhas & Schobbenhaus Filho 1973, Söfner 1973, Pedreira, A. et. al. 1975, Misi & Souto 1975, Montes A. 1977, Inda & Barbosa 1978, Misi 1979, Rocha Campos & Hasui 1981, Lima et. al. 1981, Pedreira L. & Torquato 1983, Montes A. et. al. 1985,

Guimarães & Pedreira, A. 1990, Bomfim & Pedreira, A. 1990, Pedreira & Margalho 1990, Dominguez 1993, Menezes Filho 1993, Silva 1994, Barbosa & Dominguez 1995, Guimarães & Dominguez 1995).

Entre esses trabalhos deve-se destacar alguns, pelo seu caráter mais regional ou porque foram fundamentais para o entendimento da Formação Bebedouro e para o aperfeiçoamento da sua cartografia regional.

Oliveira & Leonardos (1943) posicionaram a Formação Bebedouro na base dos calcários da "Série São Francisco - Bambuí" e a correlacionaram à Série Jequitaí em Minas Gerais.

Kegel (1959) estudou o conglomerado da Formação Bebedouro em Laje do Batata - Jacobina, batizando-o como "Conglomerado Lajes" e o situou no Paleozóico, supondo a existência de uma discordância angular e erosiva deste conglomerado com o Grupo Bambuí e a Formação Tombador. Estas duas últimas unidades, segundo o autor, estariam posicionadas estratigraficamente abaixo do "Conglomerado Lajes".

Brito Neves (1967,1968) definiu esses conglomerados na chamada "Bacia" Salitre - Jacaré usando o nome provisório "Lajes", de Kegel. Estes conglomerados estariam em discordância angular e erosiva sobre a Formação Morro do Chapéu, basal, e em contato gradativo, no topo, com os sedimentos químicos da Formação Salitre, na região de Caatinga do Moura. Este autor concluindo posteriormente pela associação desses conglomerados com a Série Bambuí, admitiu sua correlação com as fácies tilóides pefítico-psamíticas de mesma idade (Proterozóico superior) e mesma posição estratigráfica, que ocorrem em Minas Gerais (Série Jequitaí e Formação Samburá) e propôs um nome comum para as mesmas - Formação Samburá - anteriormente utilizado por Miranda (1955) (apud Brito Neves 1968).

A partir de 1974, ao término do mapeamento geológico regional na escala 1:250.000 dos projetos Bahia, Bahia II, Sul da Bahia, executados pelo convênio DNPM/CPRM e do Projeto Leste do Tocantins Oeste do São Francisco (LETOS) (PROSPEC), que cobrem mais de 80% da área do Estado da Bahia, foi promovida uma conferência de campo com a participação dos geólogos responsáveis por esses projetos e de geólogos do DNPM (CPRM/PROSPEC/DNPM 1974). Nesta reunião foi adotada a seguinte coluna estratigráfica para a região envolvida por esses projetos, da base para o topo: rochas do Pré-Espinhaço; rochas do Supergrupo Espinhaço; e rochas do Supergrupo São Francisco (Grupo Una). O Grupo Una passou então a ser representado pelas formações Bebedouro e Salitre.

A partir daí, muitos autores seguiram tal sugestão e esta estratigrafia tornou-se bastante usada nos trabalhos posteriores (Pedreira, A. et. al. 1975, Inda & Barbosa 1978, Guimarães & Pedreira, A. 1990, Dominguez 1993, Barbosa & Dominguez 1995).

Montes A. (1977), em tese de mestrado, estudou os depósitos da Formação Bebedouro na borda oeste da "Bacia" do Salitre, inserindo-os na base do Grupo Bambuí, recobertos, discordantemente, pela Formação Salitre, pertencente ao mesmo grupo. A autora também supôs uma origem glacial para a Formação Bebedouro, baseada nos seguintes pontos: no estudo comparativo entre tilitos e fluxos de lama; na composição litológica variada; na

forma pentagonal dos seixos; na presença de seixos erráticos; na presença de sedimentos finamente laminados (varvas) e de estrias. A área fonte para esses sedimentos estaria posicionada a leste da região estudada, próximo à Serra de Jacobina, conforme já mencionado por Söfner (1973).

Para Misi (1979), as rochas da Formação Bebedouro representam uma unidade terrígena, ligeiramente metamorfisada, com o desenvolvimento de sericita e clorita na matriz, recoberta discordantemente por sedimentos carbonáticos que, juntos, formam o Grupo Bambuí. Sotopostos aos depósitos da Formação Bebedouro ocorrem, também em discordância, os sedimentos do Grupo Chapada Diamantina.

Dentro dessa vasta gama de trabalhos, não se poderia deixar de mencionar a importante participação das empresas públicas de pesquisa mineral, em associação com técnicos da Petrobrás e das universidades. Essas empresas vêm realizando trabalhos de cartografia regional e aplicando metodologias modernas de estudo de sistemas deposicionais às coberturas sedimentares proterozóicas. Entre essas empresas cita-se: a Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais - CPRM (projetos Bahia, Jacobina, Bacia de Irecê, Utinga-Mucugê, Seabra e Morro do Chapéu); a Companhia Baiana de Pesquisa Mineral - CBPM (Projeto Iramaia e Análise Faciológica e Metalogenética da "Bacia" de Irecê); e a Superintendência de Geologia e Recursos Minerais - SGM (Mapas Geológicos do Estado da Bahia escala 1:1.000.000, 1978 e 1995).

A espessura da Formação Bebedouro varia de um a duzentos metros (Pedreira, A. et. al. 1975, Montes A. 1977, Rocha Campos & Hasui 1981, Pedreira, L. & Torquato 1983, Guimarães & Pedreira, A. 1990, Guimarães & Rocha 1994).

Os poucos dados radiométricos existentes sobre esta formação foram plotados no mapa geológico do anexo 1, e se referem a determinações feitas pelos métodos Rb/Sr, Sr/Sr e K/Ar e estão assim distribuídos:

i) amostras de pelitos coletadas em Laje do Batata e estudadas pelo método Rb/Sr por Brito Neves et. al. (1980), apresentam um gráfico com dois grupamentos isocrônicos de $930 \pm 42 \text{ Ma}$ e $921 \pm 64 \text{ Ma}$, admitindo diagênese da Formação Bebedouro ao redor de 900 Ma e inferindo valores em torno de 1.000 Ma para a sua idade de sedimentação. Estes dados foram recalculados posteriormente e forneceram uma isócrona de $900,8 \pm 14,9 \text{ Ma}$ (Anexo 1);

ii) determinações Rb/Sr obtidas em frações finas de amostras da Formação Bebedouro coletadas na região de Laje do Batata (Brito Neves et. al. 1980), conduziram a um diagrama isocrônico que indicou um alinhamento com 890 Ma (Anexo 1), e relação inicial $(\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86})_i$ de 0,7304 para essas amostras, caracterizando possivelmente, a homogeneidade isotópica ocorrida durante a sua diagênese. O alto valor da relação inicial sugere elevados percentuais de Sr nos argilo-minerais à época da diagênese da formação;

iii) datações feitas por Macedo & Bonhomme (1981) pelo método Sr/Sr em Olho d'Água, próximo à cidade de Caatinga do Moura indicaram uma diagênese precoce para a Formação Bebedouro em torno de $960 \pm 31 \text{ Ma}$ (Anexo 1). A diagênese tardia foi datada por K/Ar e Rb/Sr em $896 \pm 30 \text{ Ma}$ (Anexo 1);

iv) Bonhomme et. al. (1982) voltou a datar os sedimentos desta formação na região de Tabua pelo método Sr/Sr, encontrando uma idade de $812\pm 22\text{Ma}$ para a sua diagênese tardia (Anexo 1);

v) Macedo (1982) (apud Mascarenhas 1989) coletou 33 amostras de rochas da Formação Bebedouro em Caatinga do Moura, Cafarnaum e Gaspar e as estudou radiometricamente pelos métodos Rb/Sr e K/Ar, encontrando os seguintes resultados:

(a) para a região de Caatinga do Moura a autora admite que a isócrona encontrada de $932\pm 30\text{Ma}$ (Rb/Sr), poderia corresponder à diagênese responsável pela silicificação do arenito da amostra utilizada e indicar uma homogeneização isotópica local. A idade isocrônica de $911\pm 27\text{Ma}$ encontrada para o alinhamento “solução de lavagem”, argila e resíduos da amostra estudada, confirma esta hipótese. Seis datações foram feitas na mesma região pelo método K/Ar, dando uma idade de $887\pm 21\text{Ma}$ para os sedimentos desta formação, refletindo, possivelmente, a sua diagênese tardia (Anexo 1).

Macedo & Bonhomme (1984) encontraram idades semelhantes para as rochas da Formação Bebedouro na região de Caatinga do Moura em determinações feitas pelos métodos Rb/Sr e K/Ar;

(b) para a região de Cafarnaum, Macedo (1982) admite que os resultados mineralógicos e cristalográficos obtidos nas argilas, permitem observar que o alinhamento em um diagrama Rb/Sr é uma isócrona e que a idade encontrada de $667\pm 30\text{Ma}$ pode ser interpretada como resultado de uma diagênese tardia (Anexo 1);

(c) a idade de $570\pm 7\text{Ma}$ obtida em Gaspar pela autora, representa também esta diagênese tardia da Formação Bebedouro, contemporânea à Orogênese Brasileira (Anexo 1). Os valores dos índices de cristalinidade permitem supor que o estágio de transformação anquimetamórfica foi alcançado neste local.

As interpretações das idades da Formação Bebedouro são baseadas também em evidências indiretas, obtidas nos carbonatos sobrepostos da Formação Salitre e nos sedimentos sotopostos do Grupo Chapada Diamantina - Formação Caboclo, descritas no capítulo anterior.

As datações radiométricas, embora ainda insuficientes, existentes para os sedimentos da Formação Bebedouro e os dados geocronológicos e bio-estratigráficos discutidos no capítulo 2 para as rochas situadas imediatamente acima e abaixo desta formação, permitem sugerir uma idade de sedimentação para a mesma entre 1.000 e 950Ma.

CAPÍTULO 4

SISTEMA GLACIAL E A GLACIAÇÃO DO PROTEROZÓICO SUPERIOR

4.1 GENERALIDADES

A Formação Bebedouro sempre foi considerada, por vários geólogos que a estudaram, como glacial. Baseado neste pressuposto e para melhor orientar o leitor, uma vez que não existe glaciação atualmente no Brasil, torna-se necessária uma revisão sobre o sistema glacial, antes de serem descritos e interpretados os seus depósitos.

Grosso modo, o globo terrestre alterna duas formas de apresentação: ou está coberto por lençóis de gelo nas suas latitudes altas e médias (período glacial) ou apresenta apenas as suas calotas e as altas montanhas congeladas (período interglacial). O termo período, acima mencionado para os intervalos de expansão e retração do gelo, tem conotação distinta daquele empregado para caracterizar a subdivisão formal do tempo geológico.

Nos períodos glaciais, o clima provoca abaixamento do nível do mar, exposição total ou parcial da plataforma continental, diminuição da temperatura das águas afetando a química e a vida marinha e variações no padrão e direção das correntes marinhas. Nos períodos interglaciais, ao contrário, há uma elevação do nível do mar com ampliação dos oceanos e intensificação da vida marinha.

À medida que nos afastamos no tempo, mais difícil se torna reconhecer os sedimentos de origem glacial, em decorrência das transformações sofridas pelos mesmos ou devido a sua total erosão. Por este motivo, a maioria dos sistemas glaciais pretéritos, conhecidos atualmente, consistem de depósitos acumulados em mares antigos (Geikie 1896, apud Eyles, N. 1993).

O gelo acumulado nas regiões continentais forma grandes massas que se movimentam e se comportam como um sistema aberto - são os lençóis de gelo e as geleiras. A água entra neste sistema sob a forma de neve e posteriormente é compactada, recristalizada, se transformando em gelo. Este flui devido ao seu próprio peso, aos regimes termal e hidrológico e à ação da gravidade e deixa o sistema pela evaporação e pelo degelo. O balanço entre a taxa de acumulação e a taxa de ablação e de degelo determina o tamanho e a importância do sistema formado (Hamblin 1992).

Existem, segundo Brodzikowski & Van Loon (1991), quatro situações características de acumulação de gelo:

- i) acumulação de gelo continental polar de alta latitude apresentando; **(a)** comprimento da massa de gelo da ordem de 100km, e **(b)** regime térmico frio na base da geleira;
- ii) acumulação de gelo continental polar de média latitude apresentando; **(a)** comprimento da massa de gelo da ordem de 100km, e **(b)** regime térmico superficial variável e regime térmico no interior e na base da geleira frios;

iii) acumulação de gelo subpolar apresentando; **(a)** extensa capa de gelo (lençol de gelo) que pode atingir até 500km, **(b)** grande acumulação de detritos na frente da geleira, e **(c)** regime térmico superficial variável, frio no interior da geleira e úmido na sua base; e

iv) acumulação de gelo subpolar em áreas de montanhas apresentando; **(a)** comprimento da massa de gelo da ordem de 50km, **(b)** acumulação de detritos na frente da geleira, e **(c)** regime térmico superficial da geleira variável sazonalmente e regime térmico da sua base úmido.

Estima-se que mais de 10% da superfície sólida do planeta esteja permanentemente coberta de gelo, formando os lençóis e calotas glaciais, as plataformas e banquisas de gelo e as geleiras permanentes de montanhas espalhadas pela Terra. Estas grandes massas têm alto poder de erosão, alta competência para transportar detritos, baixa capacidade seletiva e carregam consigo sedimentos, que são posteriormente depositados de várias maneiras.

Um lençol de gelo continental em movimento, erode o substrato e transporta os detritos, acumulando-os na sua base, no seu interior ou na sua superfície. Esta erosão, transporte e deposição são controlados pelo regime térmico da massa de gelo, que vai determinar os tipos e a quantidade de sedimentos a serem depositados (Boulton 1972, apud Eyles, N. et. al 1983).

Se a geleira é fria ou de base seca e está congelada juntamente com o substrato, as suas margens se movem lentamente causando deformação interna da massa de gelo. A própria ação deste gelo no substrato proporciona a liberação de grandes fragmentos de rocha do assoalho, os quais são incorporados à geleira. Neste caso, grandes quantidades de detritos basais podem se acumular.

Se a geleira é temperada ou de base úmida a presença constante de água de degelo na sua base facilita o deslizamento da massa de gelo como um todo, acarretando uma erosão e transporte mais eficiente dos detritos. Uma geleira temperada em área de clima úmido produz grandes volumes de argila e de água de degelo, resultando em uma taxa de sedimentação muito alta de sedimentos finos (Eyles, N. 1993). Em ambientes árticos e antárticos frios, este suprimento de material mais fino é virtualmente interrompido e as taxas de sedimentação são muito menores.

Estudos recentes mostram que a maioria das geleiras são termicamente complexas e apenas partes delas exibem classificações particulares (Eyles, N. et. al 1983, Shaw 1985).

Os depósitos característicos das geleiras frias são os tilitos de alojamento, que se apresentam em corpos com geometria irregular e com as seguintes características: **(i)** são depósitos restritos à base do corpo de gelo apresentando baixas taxas de matriz; **(ii)** marcam o substrato rochoso com estrias e sulcos devido ao movimento do corpo de gelo e envolvem grandes fatias do embasamento; **(iii)** desenvolvem estruturas de deformação glácio-tectônicas como, falhas horizontais ou de baixo ângulo (empurrões) e dobras de pequena escala; **(iv)** desenvolvem estratificações imperfeitas próximas aos planos de falhas; e **(v)** apresentam imbricamento de clastos grossos (matacões).

Para as geleiras temperadas, há um acúmulo na base da mesma, de camadas lenticulares de diamictitos com granulação grossa e alta percentagem de matriz. Estes diamictitos são designados de tilitos de degelo (*melt-ice tillite*). Parte deste tilito de degelo é redepositado posteriormente como fluxo de massa (Eyles, N. et. al. 1983, Einsele 1992). Os clastos associados a estas rochas são variados e, no geral, de maior tamanho que nos tilitos de alojamento, em função da menor abrasão, apresentando-se imbricados com o eixo maior paralelo à direção do fluxo do gelo. Muitos desses clastos têm a forma de ferro de engomar. A presença de correntes de degelo na base destas geleiras facilita a formação de camadas estratificadas. Deformação de camadas só acontece se nova capa de gelo recobrir esses depósitos.

Durante o transporte dos detritos pelas massas de gelo esses materiais se atritam entre si e com o substrato, resultando na redução do tamanho desses fragmentos e na formação de estrias, sulcos e outras marcas no assoalho e nos próprios clastos transportados. Em geral, os megaclastos acumulados na base de lençóis de gelo e de geleiras, em função do atrito, adquirem um perfil pentagonal e esses clastos podem ser posteriormente retrabalhados.

4.2 AMBIENTES GLACIAIS

O repositório natural dos sedimentos glaciais e seus derivados são os continentes e os mares (Figura 4.1).

i) Ambiente Glacial Continental ou Glácio-Terrestre é aquele ocupado permanentemente por massas de gelo, ou as regiões vizinhas (periglaciais). Neste ambiente ocorrem três tipos de depósitos principais (Boulton & Deynoux 1981):

(a) depósitos glaciais *sensu stricto* ou glaciogênicos. Aqui os sedimentos são depositados diretamente nos subambientes supraglaciais, englaciais e subglaciais do lençol de gelo, sem a participação de outros agentes de transporte;

(b) depósitos flúvio-glaciais. Neste caso a deposição dos sedimentos se faz através de rios de degelo;

(c) depósitos glácio-lacustres. A deposição dos sedimentos é feita em lagos dominados pelo influxo da água derretida da massa de gelo. Estes lagos podem estar sobre a geleira, na frente da geleira ou afastados dela, porém sendo abastecidos pelas correntes oriundas dos processos flúvio-glaciais. Como esses lagos podem ocorrer em qualquer parte do ambiente glácio-terrestre, estes depósitos serão descritos em conjunto com aqueles mencionados nos itens **(a)** e **(b)** acima.

ii) Ambiente Glacial Marinho ou Glácio-Marinho. Este termo não é bem aplicado visto que, nenhuma deposição significativa ocorre diretamente dentro do ambiente marinho sob condições glaciais. Isto implica que, todo sedimento glácio-marinho corresponde a depósitos continentais reciclados e ressedimentados em ambiente marinho (Brodzikowski & Van Loon 1987, 1991) ou seja, trata-se de uma área marinha altamente influenciada pela água de degelo da massa de gelo, carregada de detritos essencialmente glacioclásticos (Einsele 1992).

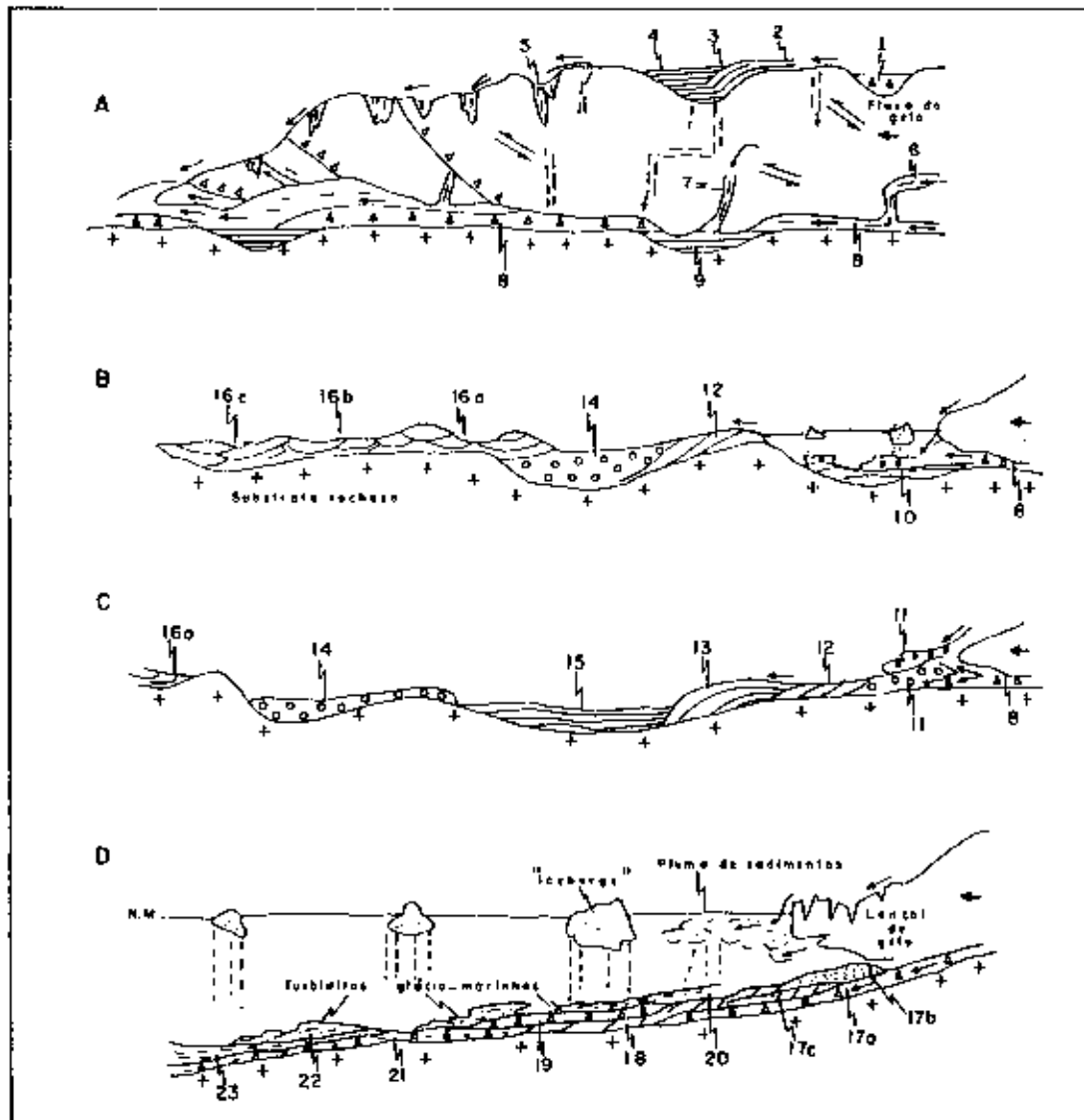


FIG 4.1 – Modelo esquemático de ambientes Glácio-Terrestres e Glácio-Marinhos, mostrando seus sub-ambientes e as associações de litofácies características. Modificado de Brodzikowsky & Van Loon (1987) e Lonne (1995). Figura 4.1(A,B,C) – Ambiente Glácio-Terrestre. Figura 4.1(D) – Ambiente Glácio-Marinho. Legenda: Subambiente Supraglacial, 1- associação de litofácies de degelo, 2- associação de litofácies fluvial, 3- associação de litofácies deltáica, 4- associação de litofácies lacustre, 5- associação de litofácies de crevasse. Subambiente Englacial, 6- associação de litofácies de degelo em lâneas, 7- associação de litofácies de crevasse. Subambiente Subglacial, 8- associação de litofácies de degelo, 9- associação de litofácies lacustre. Subambiente da Frente de Gelo, 10- associação de litofácies lacustre, 11- associação de litofácies fluvial. Subambiente Proglacial, 12- associação de litofácies de lagoa, 13- associação de litofácies deltáica, 14- associação de litofácies fluvial, 15- associação de litofácies lacustre. Subambiente Extraglacial, 16a- dunas, 16b- interdunas, 16c- "loess". Subambiente Marinha Proximal, 17a, 17b, 17c - associação de litofácies de lagoa subaquática de contato de gelo, 18- associação de litofácies de delta de contato de gelo, 19- associação de litofácies de degelo de "icebergs", 20- associação de litofácies de turbiditas de alta concentração. Subambiente Marinha Distal, 21- associação de litofácies de degelo de "icebergs", 22- associação de litofácies de turbiditas de baixa concentração, 23- associação de litofácies marinha normal.

Boulton & Deynoux (1981), Eyles, N. & Miall (1984) e Eyles, C. et. al. (1985) dividem este ambiente em dois subambientes: **(a) Subambiente Glácio-Marinho Proximal**; e **(b) Subambiente Glácio-Marinho Distal**.

O Subambiente Glácio-Marinho Proximal corresponde ao sistema glácio-marinho de contato de gelo de Lonne (1995) e aos subambientes glácio-marinho de frente de geleira e proglacial de Brodzikowski & Van Loon (1987, 1991) e o Subambiente Glácio-Marinho Distal corresponde ao subambiente glácio-marinho extraglacial destes dois últimos autores.

(a) No Subambiente Glácio-Marinho Proximal ocorrem altas taxas de sedimentação e erosão local produzidas pelas fortes correntes de fundo, geradas pela instabilidade na densidade do meio. Esta instabilidade é causada pela mistura de diferentes massas de água.

(b) O Subambiente Glácio-Marinho Distal é normalmente um ambiente plataformal com circulação oceânica ativa, onde grande parte da massa de água ainda é derivada do degelo glacial.

Os sedimentos derivados dos lençóis de gelo e das geleiras penetram diretamente ou através de rios de degelo no ambiente glácio-marinho como fluxos laminares e turbulentos (leques marginais, deltas e correntes de turbidez), em suspensão, ou através dos *icebergs*. Esses sedimentos são acumulados como corpos laminados ou maciços, com granulometria variando de argila a matações e podem se misturar em diferentes proporções com os sedimentos marinhos normais. A salinidade flocula as argilas e normalmente não há separação gravitativa com os siltes. A separação de minerais pesados e leves também é mais difícil de acontecer.

4.3 CRITÉRIOS IDENTIFICADORES DOS DEPÓSITOS GLACIAIS

Segundo Leinz & Amaral (1968), Hambrey & Harland (1981), Boulton & Deynoux (1981), Crowell (1983), Brodzikowski & Van Loon (1987, 1991), Einsele (1992), Eyles, N. (1993) e Lonne (1995), muitos critérios têm sido discutidos na literatura e são utilizados para a identificação dos depósitos glaciais, levando sempre em consideração: o paleoambiente deposicional dos sedimentos, se terrestre ou marinho; o estudo das características sedimentares das diversas litofácies; e o relacionamento dessas litofácies dentro do contexto geológico.

As principais características utilizadas para identificar os depósitos glácio-terrestres são: presença de estrias e sulcos nos seixos e no substrato, pavimentos polidos, marcas de percussão (*chatter-marks*), fraturas em crescente, formas semelhantes a rochas *moutonnée*, camadas ricas em detritos (tilitos), presença de varvitos e de blocos erráticos, etc.

Os depósitos glácio-marinhos apresentam comumente: estratificação finamente laminada, extensos e espessos depósitos mal selecionados, associação de diamictitos com pelitos, fácies retrabalhadas por ondas ou marés, e associação com depósitos marinhos normais, etc.

Uma série de outras feições são comuns aos ambientes glácio-terrestres e glácio-marinhos: *dropstones* (clastos caídos), litologias variadas, clastos com diversidade de formas, clastos imaturos, etc.

Com o intuito de facilitar e objetivar a referência às diversas litofácies existentes no sistema glacial, estabeleceu-se um código para descrevê-las, constando de duas partes: a primeira parte consiste de uma letra maiúscula (T,D, S ou F) e representa as litologias presentes, p. ex. T- tilito, D- diamictito, S- arenito, F- pelito; e a segunda parte do código consiste de uma ou duas letras minúsculas, utilizadas para descrever as principais características internas das litofácies, como as estruturas sedimentares e a sua organização, p. ex. Dm (diamictito sustentado por matriz), Dmm (diamictito sustentado por matriz, maciço), Dc (diamictito sustentado por clastos), Dmp (diamictito sustentado por matriz com estratificação cruzada tabular, etc.) (Eyles, N. et. al. 1983) (Quadro 4.1).

O termo tilito foi acrescentado à classificação destes autores e é utilizado apenas para os depósitos formados diretamente pela geleira, em virtude da sua conotação genética. Nos demais casos (depósitos periglaciais) foi aplicado o termo diamictito (não genético), por representar qualquer mistura de sedimentos não selecionados, sustentados por clastos ou por matriz, de tamanhos variados (matação, seixo, grânulo, areia, argila), sem relação direta com um determinado ambiente deposicional, se glacial ou não glacial, se terrestre ou aquoso (Frakes 1978, apud Eyles, N. et. al. 1983).

A classificação apresentada no quadro 4.1 é baseada nos modelos propostos por Miall (1977,1978) para depósitos fluviais, incluindo os flúvio-glaciais e posteriormente por Eyles, N. et. al. (1983) e por Miall (1983) para a descrição e interpretação das seqüências de diamictitos glaciogênicos.

A seguir serão apresentadas as diversas litofácies e os processos atuantes no sistema glacial.

4.4 LITOFÁCIES E PROCESSOS SEDIMENTARES REPRESENTATIVOS DO AMBIENTE GLÁCIO-TERRESTRE

Sedimentos são introduzidos nos lençóis de gelo e nas geleiras essencialmente por dois processos: **(i)** supraglacialmente, através da queda de blocos e avalanches; e **(ii)** subglacialmente, pela erosão do assoalho rochoso. Estes sedimentos normalmente estão disseminados ou formam aglomerados nas partes superiores (**subambiente supraglacial**), no interior (**subambiente englacial**) e na base (**subambiente subglacial**) das massas de gelo e, à medida que vão sendo liberados, dão origem aos depósitos glaciogênicos e glacioclásticos terrestres (Figura 4.1A, B e C).

Os processos que agem nesse ambiente são fortemente influenciados pela posição dos detritos no corpo da geleira e pela distância da frente da geleira em relação ao sedimento depositado. Esses processos vão gerar características particulares para cada uma das litofácies acumuladas no ambiente glácio-terrestre.

LITOLOGIA/FÁBRICA/CÓDIGO	GEOMETRIA E OUTRAS CARACTERÍSTICAS INTERNAS
Tilitos matriz-sustentados, estratificados (Tms)	Corpos tabulares e lenticulares com clastos facetados e estriados, imbricamento com eixo maior paralelo ao fluxo de gelo, presença de <i>slumps</i> e de deformações glácio-tectônicas, evidências de retrabalhamento por correntes de degelo
Tllitos matriz-sustentados, maciços (Tmm)	Corpos tabulares com contatos bruscos e erosivos, presença de deformações glácio-tectônicas, imbricamento de alguns dos clastos maiores e evidências de retrabalhamento por correntes de degelo
Diamictitos matriz-sustentados, estratificados (Dms)	Corpos tabulares com gradação normal e localmente inversa. Presença de deformações do tipo <i>slump</i> e deformações glácio-tectônicas, evidências de retrabalhamento por correntes de degelo, ondas ou marés.
Diamictitos matriz-sustentados, maciços (Dmm)	Corpos tabulares com contatos bruscos e erosivos. Presença de deformação glácio-tectônica e de estruturas de <i>slump</i> , evidências de retrabalhamento por correntes de degelo, ondas e marés.
Diamictitos matriz-sustentados com estratificação cruzada (Dmp)	Corpos lenticulares com contatos bruscos e erosivos. Presença de clastos organizados, muitos dos quais facetados, presença de estruturas de carga, estruturas em chama e evidências de retrabalhamento por correntes de degelo, ondas e marés.
Diamictitos clasto-sustentados, maciços (Dcm)	Corpos lenticulares com contato basal brusco e contatos superior e lateral gradativos.
Arenitos estratificados (Sh)	Corpos tabulares com contatos bruscos ou gradativos, gradação normal, evidências de deformações dos tipos <i>slump</i> e estruturas de carga e de chama e presença de retrabalhamento por correntes, ondas e marés.
Arenitos estratificados com clastos caídos (Shd)	Semelhante a Sh com a presença adicional de clastos caídos
Arenitos maciços (Sm)	Corpos tabulares com contatos bruscos e sem estruturas sedimentares internas.
Arenitos com estratificação cruzada tabular (Sp)	Corpos lenticulares com gradação normal e contatos bruscos. Evidências de ressedimentação e de retrabalhamento por ondas de tempestade.
Arenitos com estratificação cruzada acanalada (St)	Corpos lenticulares com contatos bruscos, presença de estruturas de <i>slump</i> e de estruturas de sobrecarga.
Arenitos estratificados, eólicos (She, Ste, Spe)	Corpos tabulares (She) e lenticulares (Ste e Spe) com bimodalidade, queda de grãos e estratificações plano-paralela e cruzada de grande porte.
Arenitos maciços, eólicos (Sme)	Corpos tabulares sem estruturas sedimentares internas, loess.
Pelitos laminados (Fl)	Corpos tabulares com contatos bruscos, erosivos ou gradativos apresentando laminação paralela.
Pelitos laminados com clastos caídos (Fld)	Semelhante a Fl com a presença adicional de clastos caídos.
Pelitos laminados várvidos (Flv)	Corpos finos e tabulares formados por variações sazonais e por correntes de turbidez.
Pelitos laminados várvidos com clastos caídos (Flv/d)	Semelhante a Flv com a presença adicional de clastos caídos.
Pelitos maciços (Fm)	Corpos tabulares sem estrutura interna
Pelitos maciços com clastos caídos (Fmd)	Semelhante a Fm com a presença adicional de clastos caídos

Quadro 4.1 - Litologias, códigos e critérios diagnósticos de depósitos Glácio-Terrestres e Glácio-Marinhas. Baseado nos sistemas de códigos de Miall (1977, 1978 e 1983) e Eyles, N. et. al. (1983).

4.4.1 Subambiente Supraglacial

Os sedimentos deste subambiente ocorrem formando camadas com espessuras variadas ou formando seqüências rítmicas. Muitas das estruturas sedimentares impressas nestes sedimentos podem estar mascaradas pelo continuado retrabalhamento dos mesmos durante o transporte. Trata-se de depósitos normalmente descontínuos e pouco expressivos, apresentando caráter erosivo local, pouco preservados no registro geológico.

Aqui os detritos são oriundos tanto das margens adjacentes quanto das zonas internas e basais da geleira e acumulados diretamente na sua superfície e em *ponds* através de rios superficiais de degelo e de fenômenos de ablação produzindo depósitos residuais, associados a depósitos fluviais e lacustres (Figura 4.1A e Quadro 4.1).

Várias associações de litofácies podem ser identificadas neste subambiente:

- i)** associação de litofácies de degelo (*melting-ice facies*), constituída das litofácies Tms, Tmm e Sh;
- ii)** associação de litofácies de fenda de gelo (*crevasse facies*), constituída das litofácies Tmm e Sh. O termo *crevasse* é aplicado a todo espaço aberto no gelo com inclinação superior a 45°, os espaços com inclinações menores são chamados túneis;
- iii)** associação de litofácies fluvial (*fluvial facies*), formada pelas litofácies St e Sp;
- iv)** associação de litofácies deltáica (*deltaic facies*), composta das litofácies Sp e Fl e;
- v)** associação de litofácies lacustre (*lacustrine facies*), composta das litofácies Flv/d e Sh.

As litofácies mencionadas acima não são exclusivas do subambiente supraglacial. Em muitos casos, comparações com as unidades vizinhas podem levar a uma interpretação confiável (Brodzikowski & Van Loon 1987, 1991).

4.4.2 Subambiente Englacial (interior da geleira)

Os detritos que ocorrem neste subambiente estão altamente dispersos na massa de gelo, a qual limita o contato entre os mesmos e favorece a sua preservação durante o transporte. Altas concentrações de sedimentos só ocorrem ao longo de planos de quebraimento do gelo que servem de condutos para os mesmos, e na parte mais inferior deste subambiente. Nestes locais, os clastos podem mostrar feições de abrasão. A deposição dos sedimentos neste subambiente acontece durante condições de degelo, o que dificulta o seu reconhecimento. O derretimento do gelo provoca: colapso dos sedimentos, retrabalhamento parcial e deformação. Portanto, a melhor forma de reconhecer os depósitos deste subambiente é através da relação espacial dos mesmos com os depósitos dos subambientes supra e subglacial.

Segundo Brodzikowski & Van Loon (1987, 1991) duas associações de litofácies principais podem ser individualizadas neste subambiente: **(i)** associação de litofácies de fenda de gelo e **(ii)** associação de litofácies de degelo em túneis (*meltwater-tunnel facies*). Ambas associações são formadas pelas litofácies Tms e Sh (Figura 4.1A e Quadro 4.1), portanto, só o contexto geológico vai permitir a sua diferenciação.

4.4.3 Subambiente Subglacial

Para Shaw (1985) a maioria dos detritos glaciais são transportados e concentrados dentro da zona basal da geleira, no contato com o substrato. Porém, os depósitos aí formados podem ser descontínuos em algumas geleiras ou mesmo não existir em outras, devido a sua remoção pelas águas de degelo ou pela não incorporação de detritos nesta zona, em algumas geleiras de base seca. Este subambiente apresenta altos gradientes na velocidade da corrente, feições de deslizamento e de deformação, contato entre grãos e dos grãos com a base da geleira, e abrasão muito eficiente. Estes fatores geram clastos facetados e estriados com bordas arredondadas, grande quantidade de material fino cominuído pela abrasão, clastos orientados com seu eixo maior paralelo ao fluxo do gelo, e dobramentos e falhamentos complexos.

Dois sistemas de fraturas são observados comumente neste subambiente: um sistema de fraturas horizontal a subhorizontal mostrando frequentemente *slickensides*; e outro sistema de fraturas de dilatação ou relaxamento com inclinação muito alta a sub-vertical e formado pós-deposicionalmente.

Duas associações de litofácies principais podem ser reconhecidas dentro deste subambiente: **(i)** associação de litofácies de degelo, formada pelas litofácies Tms Tmm e St; e **(ii)** associação de litofácies lacustre, representada pelas litofácies Flv, Fl, Sh Sm e Shd. Estas litofácies podem passar gradualmente para as zonas periglaciais (continental ou marinha) (Figura 4.1A e Quadro 4.1) (Brodzikowski & Van Loon 1987, 1991).

4.4.4 Subambientes Flúvio-Glacial e Glácio-Lacustre

As grandes massas de gelo continentais, quando em recuo gradual liberam a água resultante da fusão, que escoam pelas zonas adjacentes e retrabalha os depósitos glaciais previamente depositados (tilitos), gerando uma suite distinta de litofácies, individualizadas pelo tamanho dos detritos que as compõem.

O escoamento dessa água se faz através de rios de lavagem, com características de múltiplos canais entrelaçados de baixa sinuosidade, que depositam clastos e areias com formas de leito variáveis e granodecrescência ascendente, em três subambientes principais: **(i) Subambiente de Frente de Geleira;** **(ii) Subambiente Proglacial;** e **(iii) Subambiente Extraglacial** (Leinz & Amaral 1968, Boulton & Deynoux 1981, Eyles, N. & Miall 1984, Shaw 1985, Smith & Ashley 1985, Brodzikowski & Van Loon 1987, 1991, Einsele 1992, Hamblin 1992) (Figura 4.1B e C). Os macroclastos presentes nestes subambientes nem sempre mostram estrias posto que elas podem ser destruídas pelo transporte dos mesmos (Mendes 1984).

4.4.4.1 Subambiente de Frente de Geleira

Este subambiente ocorre imediatamente na frente da massa de gelo e as suas litologias mostram contatos laterais bruscos ou gradativos com os depósitos do subambiente subglacial.

As associações de litofácies que se acumulam neste subambiente são (Figura 4.1B e C e Quadro 4.1):

- i) associação de litofácies lacustre, composta das litofácies Fl, Fld, Fm, Fmd, Sh e Dms; e
- ii) associação de litofácies fluvial, incluindo as litofácies Dmp, Sh e Dms.

4.4.4.2 Subambiente Proglacial

Este subambiente representa o prolongamento, no sentido contrário ao da massa de gelo, do subambiente anterior e difere do mesmo pela diminuição do nível de energia do fluxo aquoso, o que implica em diferenças nos processos de deposição dos sedimentos. A passagem deste subambiente para o subambiente anterior e para o subambiente extraglacial é gradual. Aqui ocorrem quatro tipos principais de associações de litofácies (Figura 4.1B e C e Quadro 4.1):

- i) associação de litofácies de leque, composta das litofácies Dms, Dmp, Dcm, Dmm e Sp;
- ii) associação de litofácies fluvial, incluindo as litofácies Dmp, Sp, Sh e Dms;
- iii) associação de litofácies deltáica, formada pelas litofácies Dmp, Dms, Sp, Sh e Fl; e
- iv) associação de litofácies lacustre, constituída pelas litofácies Fl, Flv, Fm, Fmd e Sh.

4.4.4.3 Subambiente Extraglacial

Neste subambiente o lençol de gelo ainda influencia nas condições climáticas, porém os processos deposicionais são independentes da geleira e os depósitos assim formados são pouco importantes. Segundo Brodzikowski & Van Loon (1987, 1991), a única associação de litofácies característica deste subambiente é a eólica extraglacial, que pode ser acumulada (Figura 4.1B e C e Quadro 4.1):

- i) como dunas de pouco transporte constituídas das litofácies Spe e Ste;
- ii) como lençóis de areia (litofácies She); e
- iii) como *loess* (litofácies She e Sme), submetida a transporte por grande distância

4.5 LITOFÁCIES E PROCESSOS SEDIMENTARES PRODUZIDOS NO AMBIENTE GLÁCIO-MARINHO

No ambiente marinho, a sedimentação glacial resulta da deposição de detritos oriundos das plataformas de gelo e banquisas (pouco importantes) e dos lençóis de gelo marginais (importantes) (Boulton & Deynoux 1981, Brodzikowski & Van Loon 1987, 1991, Lonne 1995). Neste ambiente, os sedimentos se acumulam (Figura 4.1D): (i) **no subambiente marinho proximal**; e (ii) **no subambiente marinho distal**, sendo afetados fortemente e de forma complexa pelos avanços e recuos do lençol de gelo e conseqüentemente da linha de costa.

Quando esses avanços e recuos do lençol de gelo são importantes, eles podem representar períodos de transição entre condições glaciais e interglaciais. Um recuo significativo do lençol de gelo conduz a uma elevação do nível eustático do mar e à circulação das correntes oceânicas, que penetram na plataforma glácio-marinha de

forma mais vigorosa, inibindo o fluxo de água proveniente do lençol de gelo, com retração da fonte de detritos glaciais. Sob estas condições interglaciais ocorrem fortes correntes de fundo, produzindo erosão parcial do pacote sedimentar previamente depositado, retrabalhamento dos detritos e aumento das condições de oxigenação no fundo (Boulton & Deynoux 1981, Brodzikowski & Van Loon 1987, 1991).

Ao contrário, um avanço do lençol de gelo implica no abaixamento do nível eustático do mar com aumento significativo da taxa de detritos que alcançam o subambiente marinho, impulsionados principalmente por processos gravitacionais. A taxa de detritos que chega a este subambiente influencia na espessura dos depósitos e é mais significativa nas geleiras temperadas (Boulton & Deynoux 1981, Brodzikowski & Van Loon 1987, 1991).

Os processos que atuam nos subambientes glácio-marinhos, proximal e distal, vão influenciar diretamente nos tipos de depósitos a serem acumulados e são dependentes da distância da frente da geleira em relação ao local de acumulação dos detritos, do regime hidráulico do mar marginal e da quantidade de carga transportada para dentro do ambiente marinho (Einsele 1992).

O material argiloso que chega ao mar deposita-se nestes dois subambientes da plataforma continental e o material grosso se acumula preferencialmente próximo à costa, exceto o transportado pelos blocos de gelo flutuantes, que podem atingir sítios bem afastados e de grande profundidade (Mendes 1984).

4.5.1 Subambiente Glácio-Marinho Proximal

Lonne (1995) define este subambiente como um sistema glácio-marinho de contato de gelo e o qualifica como um dos mais complexos ambientes deposicionais encontrados na natureza, em razão da grande variedade de fatores que nele interagem gerando uma grande diversidade de litofácies e de arquiteturas deposicionais. As massas de gelo continentais ao alcançarem o ambiente marinho, descarregam no seu interior (na zona proximal), grandes quantidades de água fria misturada com detritos, através de dois agentes de transporte principais: as correntes de lavagem, e os *icebergs*.

No primeiro caso, os detritos grossos transportados pela massa de água de degelo ao encontrarem um ambiente de menor energia são logo depositados como leques marginais de gelo, como deltas de contato de gelo e como turbiditos de alta concentração. As frações mais finas são transportadas na parte superior do corpo d'água para mais longe da frente do lençol de gelo como plumas turbidíticas de baixa concentração. Estas plumas de água gelada e sedimentos finos se misturam com a massa mais salinizada e mais quente do mar sendo rapidamente floculadas, causando uma acumulação rápida de camadas de argila (Boulton & Deynoux 1981). Segundo Syvitski et. al. (1989, apud Lonne 1995), este fato restringe bastante ou impossibilita o desenvolvimento de fauna neste subambiente.

O segundo agente de transporte dos sedimentos nos ambientes glácio-marinhos são os blocos de gelo e as balsas de gelo (*icebergs* e *icerafts*) de dimensões variadas, que se desprendem da massa de gelo e “navegam”,

inicialmente a uma velocidade maior, impulsionados pelas plumas de águas turbidas, originárias das correntes de lavagem e pela grande quantidade de pelitos em suspensão e depois viajam a uma velocidade menor, podendo se afastar por centenas de quilômetros do seu ponto de origem, desprendendo os seus detritos à medida que os blocos vão se derretendo (Boulton & Deynoux 1981). Portanto, segundo estes autores, as taxas de descarga de detritos dos *icebergs* aumentam na proporção direta da distância a que se encontram da borda da geleira, na zona proximal, até um certo limite de afastamento da costa, quando então, esta descarga volta a decrescer no sentido da costa a fora, em função da própria redução nas suas dimensões e conseqüentemente da sua carga.

Para Lonne (1995), este subambiente é progradante como um todo e se caracteriza por altas taxas de sedimentação. Isto propicia o desenvolvimento de relevos subaquáticos escarpados, facilitando a ressedimentação do material aí depositado por processos gravitacionais (fluxos de detritos, correntes de turbidez, deslizamentos e queda de grãos).

A quantidade de material desprendido do lençol de gelo e dos *icebergs* vai influenciar de forma significativa nos tipos de associações de litofácies produzidas nesse subambiente (Boulton & Deynoux 1981, Brodzikowski & Van Loon 1987, 1991) e as mais significativas são (Figura 4.1D e Quadro 4.1):

- i) associação de litofácies de leque subaquático de contato de gelo (representada por depósitos de degelo da base da geleira) composta pelas litofácies Dms, Dmm e Dcm e por depósitos de fluxos de massa, constituídos pelas litofácies Dmm, Dcm, Dms e Dmp;
- ii) associação de litofácies de delta de contato de gelo, formada pelas litofácies Dmp, Dms, Sp, Sh e Fl;
- iii) associação de litofácies de degelo de *icebergs*, composta pelas litofácies Fld, Shd, Smd e Fmd; e
- iv) associação de litofácies de turbiditos, incluindo as litofácies Dms, Dmm, Dmp, Sh, Sm, Fl e Fm.

Estas litofácies mostram contatos discordantes ou gradativos e transicionais entre si (Lonne 1995).

4.5.2 Subambiente Glácio-Marinho Distal

Os mecanismos responsáveis pela introdução de detritos no ambiente glácio-marinho proximal (correntes de lavagem e *icebergs*) se estendem até este subambiente, obviamente de forma menos intensa. Aqui, as massas de água sob condições glaciais não apresentam grandes oscilações verticais de temperatura, impossibilitando uma boa oxigenação dos sedimentos do fundo.

Neste subambiente ocorre um baixo fluxo de sedimentos em suspensão de derivação glacial e uma quantidade menor de *icebergs* contendo o material grosso formador dos diamictitos glácio-marinhos do subambiente anterior, logo, este subambiente é dominado por sedimentos marinhos não - glaciais (Miall 1983).

As associações de litofácies características deste subambiente são (Figura 4.1D e Quadro 4.1):

- i) associação de litofácies de degelo de *icebergs*, constituída pelas litofácies Fld, Fmd, Shd e Smd;
- ii) associação de litofácies marinha normal, compreendendo as litofácies Fl, Fm e Sh; e

iii) associação de litofácies de turbiditos, composta pelas litofácies Fl, Sh e Fm.

4.6 A GLACIAÇÃO DO PROTEROZÓICO SUPERIOR

O estudo do registro geológico mostra que, lençóis de gelo avançaram e recuaram sobre diversas regiões do planeta ao longo do tempo geológico. Esses avanços e recuos aconteceram em intervalos de tempo que podem ser medidos em várias escalas hierárquicas, da ordem de centenas de milhões de anos (Glaci-eras) a algumas dezenas de milhões de anos (Glacio-períodos e Glaci-épocas) (Quadro 4.2) (Steiner & Grillmair 1973, Chumakov 1981, Crowell 1983, Harland 1983, Meert & Voo 1994).

O mais extenso intervalo glacial da história da Terra, com quase 450 milhões de anos de duração, aconteceu entre 1.000 e 560Ma atrás, no Neoproterozóico, e os seus efeitos foram mais amplos do que aqueles derivados das glaciações do Proterozóico inferior, Paleozóico médio a superior e Cenozóico superior (Windley 1978). Neste intervalo de tempo, amplos lençóis de gelo e geleiras se estendiam sobre a Terra compondo um cenário particular e se distribuíram sobre um supercontinente que incluía vários dos continentes hoje conhecidos.

Para o Proterozóico superior são descritas na literatura mais de 300 localidades onde aparecem rochas tilíticas e tilóides. Destas localidades, apenas 25% podem ser consideradas, verdadeiramente, como glaciais, segundo Chumakov (1981) e Hambrey & Harland (1981). Essas rochas glaciogênicas, glacioclásticas e de origem incerta estão distribuídas amplamente pelos sete continentes, incluindo a Antártida (Stump et. al. 1988) (Figura 4.2) e estão reunidas em quatro grandes horizontes glaciais conhecidos como: glaciação Congo Inferior (na África) (950-850 Ma); glaciação Sturniana (na Austrália) (820-770Ma); glaciação Varongiana (no norte da Europa) (700-630 Ma) e glaciação Siniana (na China) (600-550Ma) (Quadro 4.2) (Harland 1983, Meert & Voo 1994).









Ao contrário das glaciações do Pleistoceno, do Paleozóico e do Proterozóico inferior, restritas a regiões de altas latitudes, dados paleomagnéticos e estudos paleoclimáticos e de tectônica global indicam que os lençóis de gelo de idade neoproterozóica tiveram distribuição global e se acumularam, até mesmo, em regiões equatoriais de baixa latitude, inferiores a 25° (Chumakov & Elston 1989, Meert & Voo 1994). Portanto, uma das questões fundamentais existentes sobre as glaciações ocorridas no Proterozóico superior é se elas são de alta ou baixa latitude. Esses depósitos, apesar de terem distribuição global, são marcadamente descontínuos e diacrônicos, não comportando correlações confiáveis por grandes distâncias (Windley 1978, Chumakov 1981, Crowell 1982, 1983, Chumakov & Elston 1989, Eyles, N. 1993, Meert & Voo 1994).








Para Schermerhorn (1983) e Eyles, N. (1993), essas glaciações embora possam ser de baixas latitudes, elas são de altas elevações, estando associadas intimamente com ambientes tectônicos ativos. Ainda segundo estes autores, essas glaciações estariam confinadas a regiões soerguidas, formadas durante episódios extensionais ou compressionais da litosfera.

GLACI-ERA	ERA	PERÍODO	ÉPOCA	CONTINENTES ATINGIDOS	EXEMPLO
001	LAURASIANA	QUATERNÁRIO	PLEISTOCENO	TODOS (EXCETO A ÁFRICA E AUSTRÁLIA)	SUL DA PATAGONIA (ARGENTINA)
2		TERCIÁRIO	PLIOCENO MIOCENO OLIGOCENO		
235	GONDWANA		PERMIANO	TODOS (NA AMÉRICA DO NORTE POUCAS EVIDÊNCIAS APENAS NO ORDOVICIANO)	GRUPO ITARARÉ (SUL DO BRASIL)
320		CARBONÍFERO SUPERIOR			
440		ORDOVICIANO			
495	AFRICANA	VENDIANO	SINIANO SUPERIOR	ÁSIA (PRINCIPALMENTE A CHINA)	FORMAÇÃO (BEBEDOURO (BAHIA))
560 Ma			VARONGIANO		
1000 Ma		RIFEANO SUPERIOR	STURNIANO	AUSTRÁLIA	
1,7 Ga			CONGO INFERIOR	ÁFRICA	
2,6 ± 100 Ga	PROTEROZOICO INFERIOR			AMÉRICA DO NORTE E ÁFRICA DO SUL	FORMAÇÃO GOWGANDA (ESCUDO CANADENSE)

Quadro 4.2-Intervalos glaciais no registro geológico. Baseado em Steiner & Grillmoir (1973), Chumakov (1981), Harland (1983), Crowell (1983) e Meert & Voo (1994)

LEGENDA GRÁFICA DAS FIGURAS: 4.2, 4.3, 4.4, 4.5, 4.6, 4.7, 4.8 e 4.9.

-  Depósitos glaciogênicos e de diamictitos.
-  Área com rochas glaciogênicas de idades bem definidas.
-  Área com rochas glaciogênicas de idades duvidosas.
-  Área de diamictitos não glaciogênicos de idades bem definidas.
-  Área de diamictitos não glaciogênicos de idades duvidosas.
-  Área de diamictitos de origem incerta e idades bem definidas.
-  Área de diamictitos de origem incerta e idades pobremente definidas.
-  Área de rochas glaciogênicas e de diamictitos de idades bem definidas e duvidosas.

-  Rocha glaciogênica de idade bem definida.
-  Rocha glaciogênica de idade pobremente definida.
-  Diamictitos não glaciogênicos de idades bem definidas
-  Diamictitos não glaciogênicos de idades pobremente definidas.
-  Diamictitos de origem incerta e idades bem definidas.
-  Diamictitos de origem incerta e idades pobremente definidas.
-  Distribuição dos depósitos.

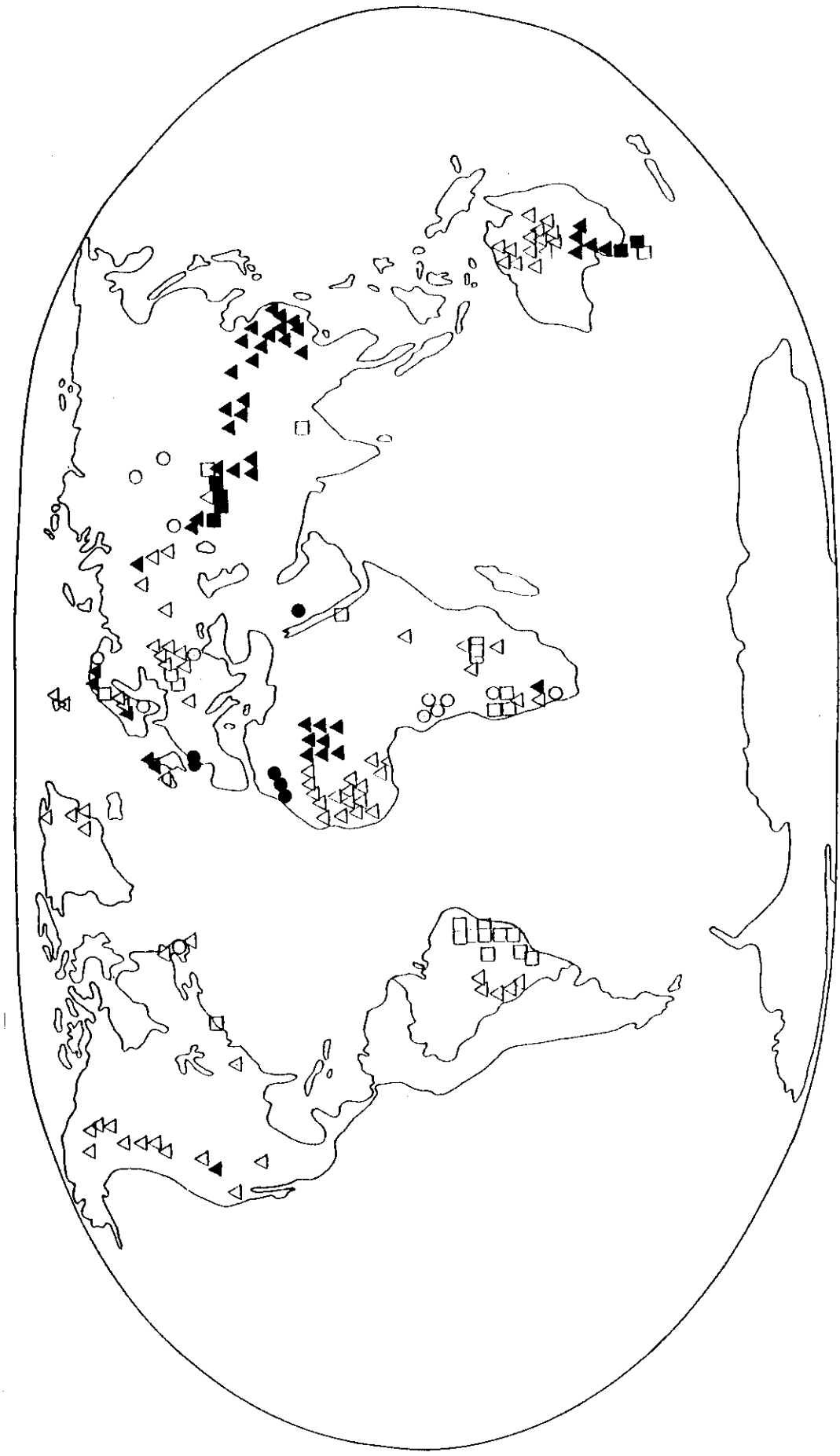


FIG. 4.2 - Registro glacial do planeta no Proterozóico superior. Modificado de Hambrey & Harland (1981)

Várias hipóteses contrastantes foram propostas para tentar explicar a distribuição de sedimentos glaciogênicos neoproterozóicos em baixas latitudes e a frequente associação desses depósitos glaciais com carbonatos, estes últimos geralmente interpretados como formados em clima quente. Entre essas hipóteses pode-se citar:

- i) o aumento significativo na obliquidade do eixo da Terra para $\geq 54^\circ$, proporcionando drásticas mudanças sazonais de temperatura (Williams 1975, apud Chumakov & Elston 1989);
- ii) a identificação incorreta de depósitos glaciogênicos (Volin 1966, apud Chumakov & Elston 1989; Schermerhorn 1974);
- iii) a existência de arcos de gelo equatoriais, semelhantes aos anéis de Saturno, que teriam protegido regiões de baixas latitudes da ação do sol (Sheldon 1984, apud Meert & Voo 1994);
- iv) o acúmulo das rochas glaciogênicas teria ocorrido em latitudes médias a altas, porém estas rochas teriam adquirido sua magnetização remanente em baixas latitudes, após um período de rápida deriva dos continentes para a região equatorial (Crowell 1983);
- v) a existência de temperaturas globais mais baixas, devido a menor luminosidade do Sol Juvenil (5 a 10% menor) (Harland 1964, Hambrey & Harland 1985, apud Chumakov & Elston 1989), (Crowley & Baum 1993, apud Meert & Voo 1994).

Entretanto, há muito tempo se presume difícil o acúmulo de gelo nos trópicos, sendo complicado explicar a existência da ampla glaciação neoproterozóica nas baixas latitudes sugerida por muitos autores.

Segundo Meert & Voo (1994) os dados paleomagnéticos mais recentes, combinados com reavaliações dos dados previamente publicados, demonstram que as glaciações neoproterozóicas podem muito bem ter ocorrido em latitudes superiores a 25° . Para estes autores, modelos climáticos utilizando um Sol Juvenil com luminosidade ligeiramente menor que a atual, e níveis de CO_2 mais baixos, em associação com ciclos de Milankovitch, sugerem que lençóis de gelo poderiam alcançar latitudes de até 25° no Neoproterozóico.

Desta forma, esses novos dados paleomagnéticos e modelos climáticos oferecem uma explicação alternativa para as glaciações do Neoproterozóico, consistentes com o avanço e recuo dos lençóis de gelo a partir de latitudes intermediárias. Logo, para Meert & Voo (1994), as glaciações do Proterozóico superior não são sincrônicas e ocorreram nos continentes em latitudes intermediárias, até próximas a 25° , e portanto, essas glaciações podem ser relacionadas a modelos climáticos mais simples.

Do exposto acima se conclui que, a caracterização de uma glaciação antiga depende de evidências diretas e indiretas, compatíveis com um modelo paleogeográfico adequado. No caso específico das glaciações do Proterozóico superior, dados paleomagnéticos, paleoclimáticos, geocronológicos e bio-estratigráficos, além de outros parâmetros, devem ser considerados, incluindo as relações entre as glaciações e fenômenos tectônicos globais (Eyles, N. 1993).

As principais características das rochas glaciais do Neoproterozóico, e a distribuição desses depósitos nos sete continentes, serão discutidas, brevemente, a seguir.

Na África, tilitos e diamictitos de origem incerta estão distribuídos por todo o continente a exceção do setor nordeste. Tomando-se como verdadeiras as datações e interpretações existentes para esses depósitos, ocorreram no mínimo, cinco eventos glaciais sobre a grande massa de terra africana durante o Neoproterozóico.

Os dois primeiros eventos correspondem a duas extensivas glaciações, acontecidas provavelmente nos intervalos 950-850Ma e 870-750Ma. O terceiro evento é de cunho mais localizado, talvez uma glaciação de montanha, evidente entre 620 e 600Ma. Os registros desses três eventos são encontrados na Namíbia (formações Varianto, Numees, Blaubeker e Chuos). O quarto evento glacial possui testemunhos no Zaire, no intervalo 960-865Ma e é representado pelos *Grand e Petit Conglomérat*. Os registros do quinto evento de glaciação estão preservados no oeste do continente africano e datam do intervalo 728-650Ma, sendo que, a parte superior deste evento é, possivelmente, correlativa à glaciação de montanha da Namíbia (Figura 4.3) (Frakes 1979, Hambrey & Harland 1981, Chumakov 1981, Clauer & Deynoux 1987, Meert & Voo 1994).

No continente asiático, rochas tilíticas, tilóides e diamictitos ocorrem na China, Casaquistão, centro-sul da ex-URSS, Índia central e no norte da Coreia (Figura.4.4). Porém, as rochas glaciais melhor estudadas correspondem aos tilitos clássicos, Sinianos, da China.

A atividade glacial Siniana parece ter ocorrido em três fases distintas: a primeira, mais antiga, ocorreu entre 800 e 760Ma e está presente na maior parte da China (formações Changan e Bayisi), a segunda fase de atividade glacial ocorreu entre 740-700Ma e corresponde ao pico da atividade glacial no continente e a terceira idade de gelo corresponde, talvez, a uma glaciação de montanha, do Siniano superior (600-550Ma), ou representa um estágio de declínio dos eventos glaciais anteriores (Lu Songnian & Qu Lesheng 1987).

Dados paleomagnéticos recentes e novas interpretações dos depósitos glaciais continentais Sinianos da China sugerem que os mesmos se formaram em paleolatitudes intermediárias ($40^{\circ} \pm 7^{\circ}$), em vez de terem se formado em paleolatitudes baixas (Meert & Voo 1994).

No Casaquistão são conhecidos no mínimo, dois níveis de tilóides do Vendiano, ambos representando depósitos de geleira de montanha, transportados posteriormente como fluxo de detritos (Windley 1978, Hambrey & Harland 1981, Chumakov 1981, Lu Songnian & Qu Lesheng 1987, Meert & Voo 1994).

Na Austrália a glaciação do Neoproterozóico se distribui nas suas partes norte, central e sul (Figura.4.5) e mostra no mínimo dois horizontes glaciais principais contendo, cada um deles, várias fases de gelo.

O horizonte mais precoce corresponde ao Sturniano e pode ter tido duas fases de glaciação: a primeira fase, com uma idade de 800Ma é conhecida como Sturniano antigo; e a segunda fase de gelo ou Sturniano novo, tem idade em torno de 790Ma. O segundo horizonte glacial importante na Austrália é o Marinoano (680-690Ma), representado por depósitos glaciais de montanha e marinhos rasos.

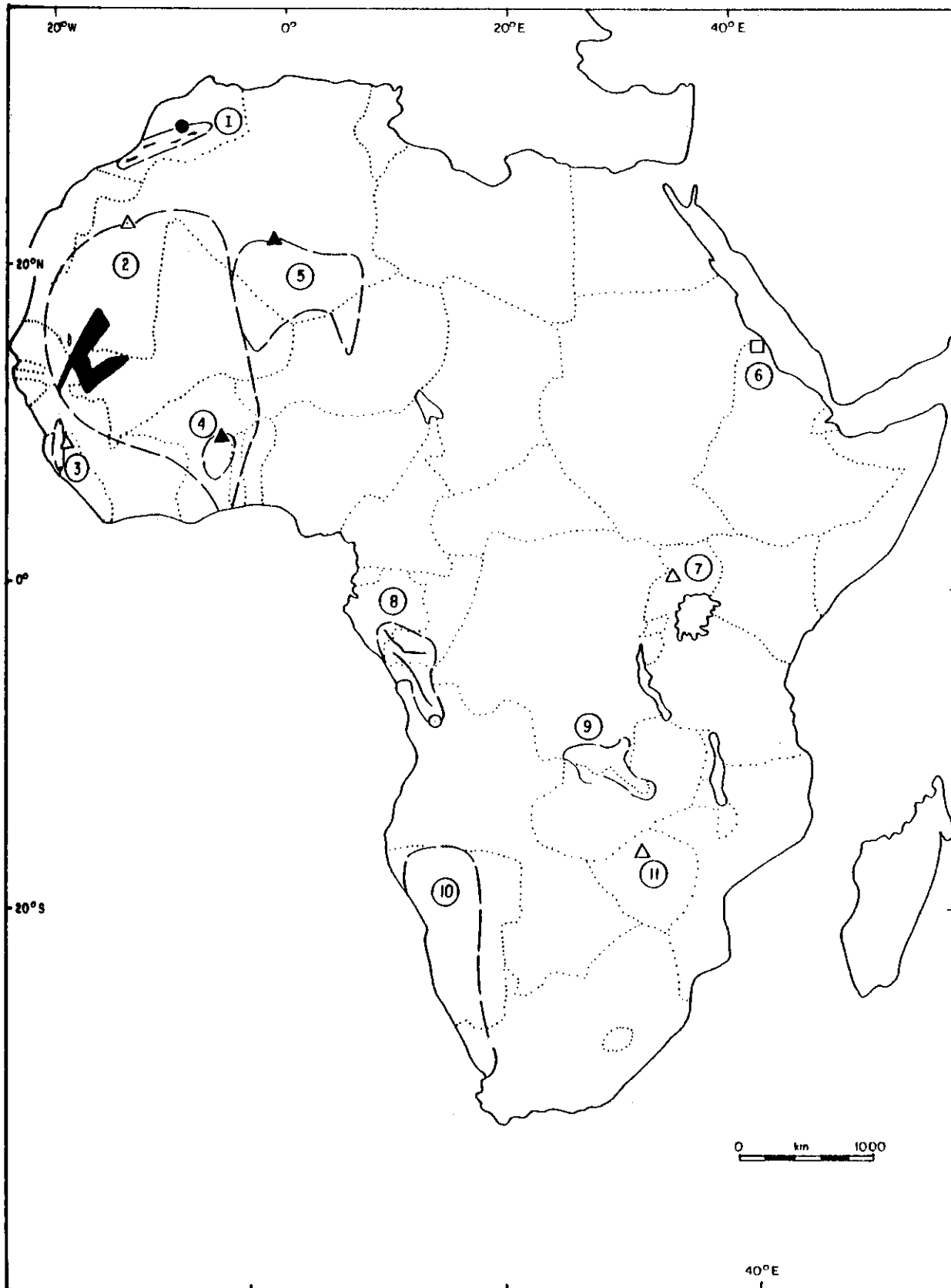


FIG. 4.3. Distribuição de tillitos, tillóides e diamictitos neoproterozóicos no continente africano. Mod. de Hambrey & Harland (1981). Legenda da distribuição dos depósitos: 1-tillóides Tiddiline do Anti-Atlas, Marroço; 2-tillitos da Bacia Tapudeni, Oeste da África; 3-sedimentos glaciais de Serra Leone, 4-tillitos da Bacia Volta e do Cinturão Orogênico Dahomeyides (Benin, Gana, Nigéria Togo e Alto-Volta), 5-diamictitos tillitos e sedimentos glaciogênicos associados, neoproterozóicos, paleozóicos inferiores, na Série Pourprée do oeste Hoggar, Argélia e nos campos Touaregs (Saara Central), 6-argila com seixos na Eritréa, norte da Etiópia, 7-tillitos da Série Bunyoro, oeste de Uganda, 8-diamictito do Baixo Zaire e tillóides do noroeste de Angola, 9-diamictitos de Shaba (antigo Katanga) e regiões vizinhas de Zâmbia, 10-diamictitos da África do Sul e Namíbia, 11-tillitos do Distrito de Urungwe, Zimbábue.

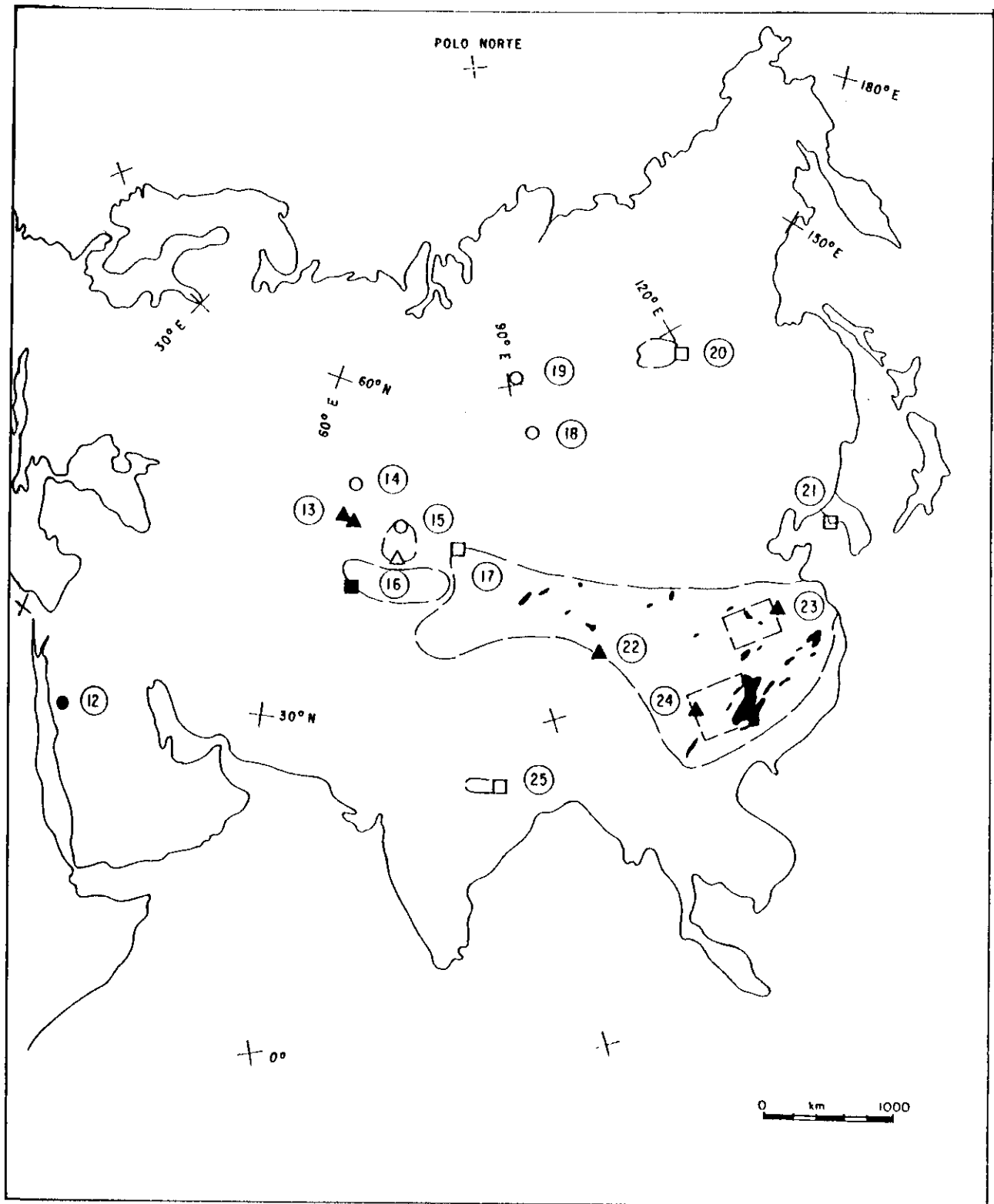


FIG. 4.4 - Distribuição de tilitos, tilóides e diamictitos neoproterozóicos no continente asiático. Modificado de Hambrey & Harland (1981). Legênda da distribuição dos depósitos: 12 - diamictitos no noroeste da Arábia Saudita; 13 - tilóides das formações Baykonur e Satan nas Montanhas Ulutau, Casaquistão Central ex - URSS; 14 - tilóide Baykonur no Rio Ishim, norte do Casaquistão; 15 - tilóides da Formação Kapal e das Montanhas Buruitas, centro e sul do Casaquistão; 16 - complexo tilóide de Tien Shan, ex - URSS; 17 - tilóides da Cordilheira Alatau-Dzhungar, sudeste do Casaquistão; 18 - tilóide Tyubil, leste Sayan, ex - URSS; 19 - tilóides Chivida da Serra Yenisey, Sibéria Central, ex - URSS; 20 - tilóides das Terras Altas Paton, Sibéria Central; 21 - tilóide de do norte da Coréia; 22 - tilitos Sinianos da China; 23 - tilitos Luoquan do Sistema Siniano da Chi na; 24 - depósitos glaciais Sinianos da Província Guizhou, China; 25 - diamictito no Vale Son, India Central

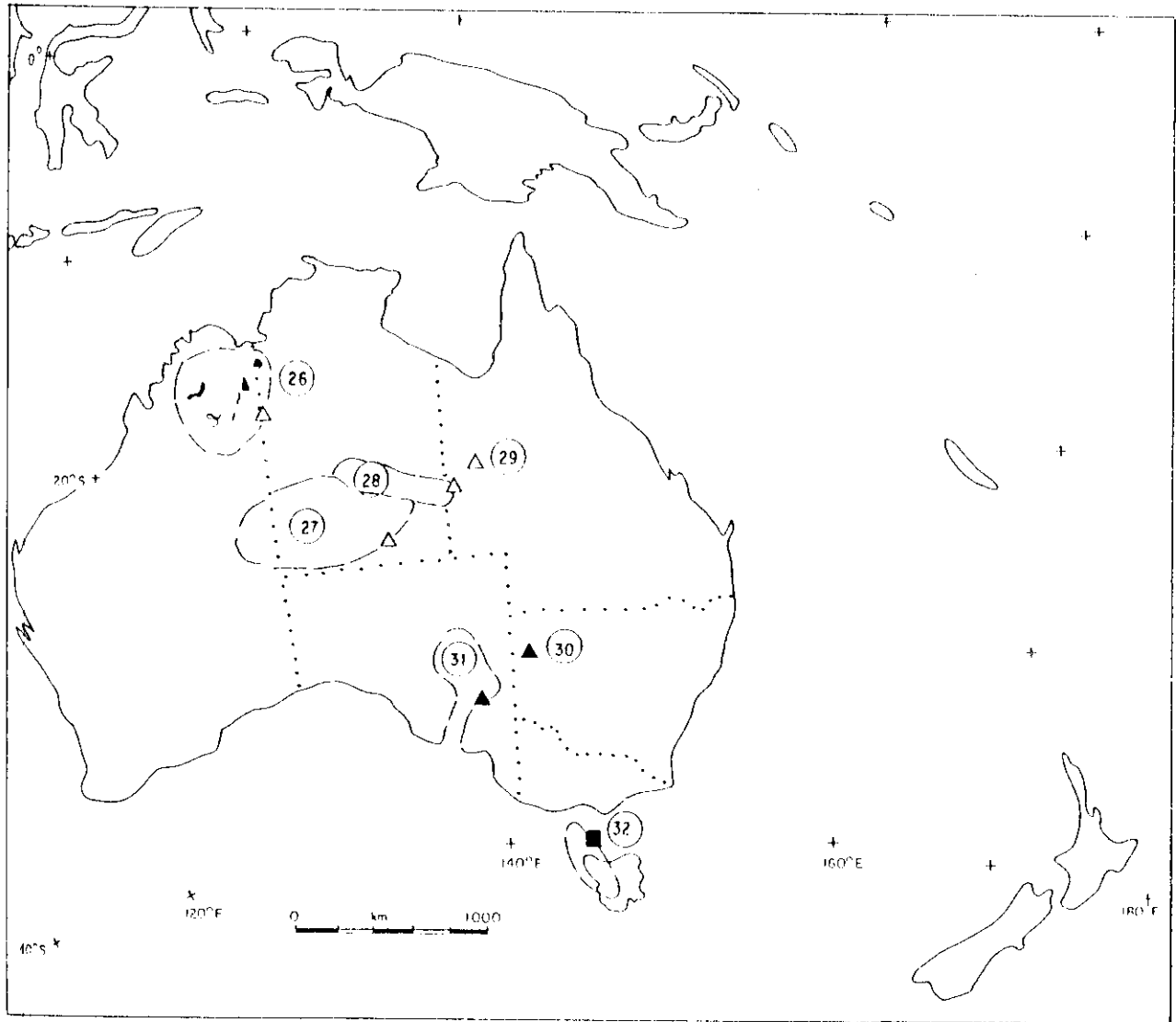


FIG 4.5 - Distribuição de filitos, filóides e diamictitos neoproterozóicos na Austrália. Modificado de Hambrey & Hayward (1981). Legenda da distribuição dos depósitos: 26-filitos Kimberley- Região do Rio Vitória, norte da Austrália; 27-diamictitos de Amadeus e Bacia Ngolia, Austrália Central; 28-filitos do Sudoeste da Bacia Georgina, Austrália; 29-filito Adelaideano da área Duchess, noroeste Queensland; 30-diamictitos Adelaideanos do Distrito de Broken Hill de New South Wales; 31-filitos, Adelaideanos da Tasmânia.

Apesar dos poucos dados paleomagnéticos disponíveis, os depósitos glaciais deste continente são considerados como formados em baixas paleolatitudes, em uma bacia tectonicamente ativa (Hambrey & Harland 1981, Chumakov 1981, Medaris Jr. et. al. 1983, Young & Gostin 1989, Young 1992, Meert & Voo 1994).

A evidência usada para sustentar a acumulação desses depósitos glaciogênicos australianos em baixas latitudes veio da presença de unidades sedimentares carbonáticas subjacentes aos depósitos glaciais. Entretanto, a proximidade do continente australiano, naquele tempo, tanto do limite glacial quanto das latitudes tropicais, sugere que a variação climática induzida pelos ciclos de Milankovitch pode ter contribuído para essa mudança de fácies num intervalo relativamente curto (Meert & Voo 1994).

No continente europeu, as rochas tilíticas do Proterozóico superior estão amplamente distribuídas por toda a sua extensão (Figura.4.6). A maioria dessas rochas é considerada de idade vendiana porém, algumas pertencem ao tempo Rifeano. O panorama da glaciação na Europa, no Neoproterozóico, ainda não está cronologicamente muito claro mas, existem no mínimo dois glácio-horizontes vendianos bem definidos neste continente. Esses glácio-horizontes incluem ciclos de sedimentos glaciais, continentais e marinhos, representando avanços e recuos frequentes de geleiras, depositados provavelmente em baixas paleolatitudes, no intervalo de 650-600Ma.

No leste da Europa/oeste da ex-URSS ocorrem duas formações de tilito, denominadas de Blon (mais antiga) e Vilchitsy (mais nova), ambas de idade vendiana e separadas entre si por depósitos carbonáticos (Frakes 1979, Hambrey & Harland 1981, Meert & Voo 1994).

Os tilitos do Proterozóico superior da América do Norte ocorrem em três áreas principais: **(i)** na Cordilheira Oeste dos Estados Unidos e Canadá; **(ii)** no Orógeno Apalachiano; e **(iii)** nas regiões leste e norte da Groenlândia (Figura.4.7).

Na Cordilheira Oeste, os tilitos ocorrem em dois intervalos glaciais distintos, Rifeano superior e Vendiano superior e alguns destes tilitos estão relacionados com rochas carbonáticas, como é o caso da Formação Pocatello que ocorre no oeste dos Estados Unidos (Smith et. al. 1993). No Orógeno Apalachiano, a glaciação é de idade do Rifeano superior e do Vendiano e na Groenlândia, todos os tilitos são considerados como de idade do Vendiano.

A despeito da necessidade de datações mais precisas, os diamictitos de origem glacial no Canadá e Estados Unidos parecem estar incluídos dentro de dois períodos principais: Rifeano superior (850-800Ma) e Vendiano (650-600Ma) (Wehr 1986, Eyles, N. & Eyles, C. 1989 e Smith et. al. 1993).

No continente Antártico, registros de rochas provavelmente glaciogênicas foram documentados por Stump et. al. (1988). Essas rochas correspondem a diamictitos e ocorrem na Formação Goldie, na área da geleira Nimrod.

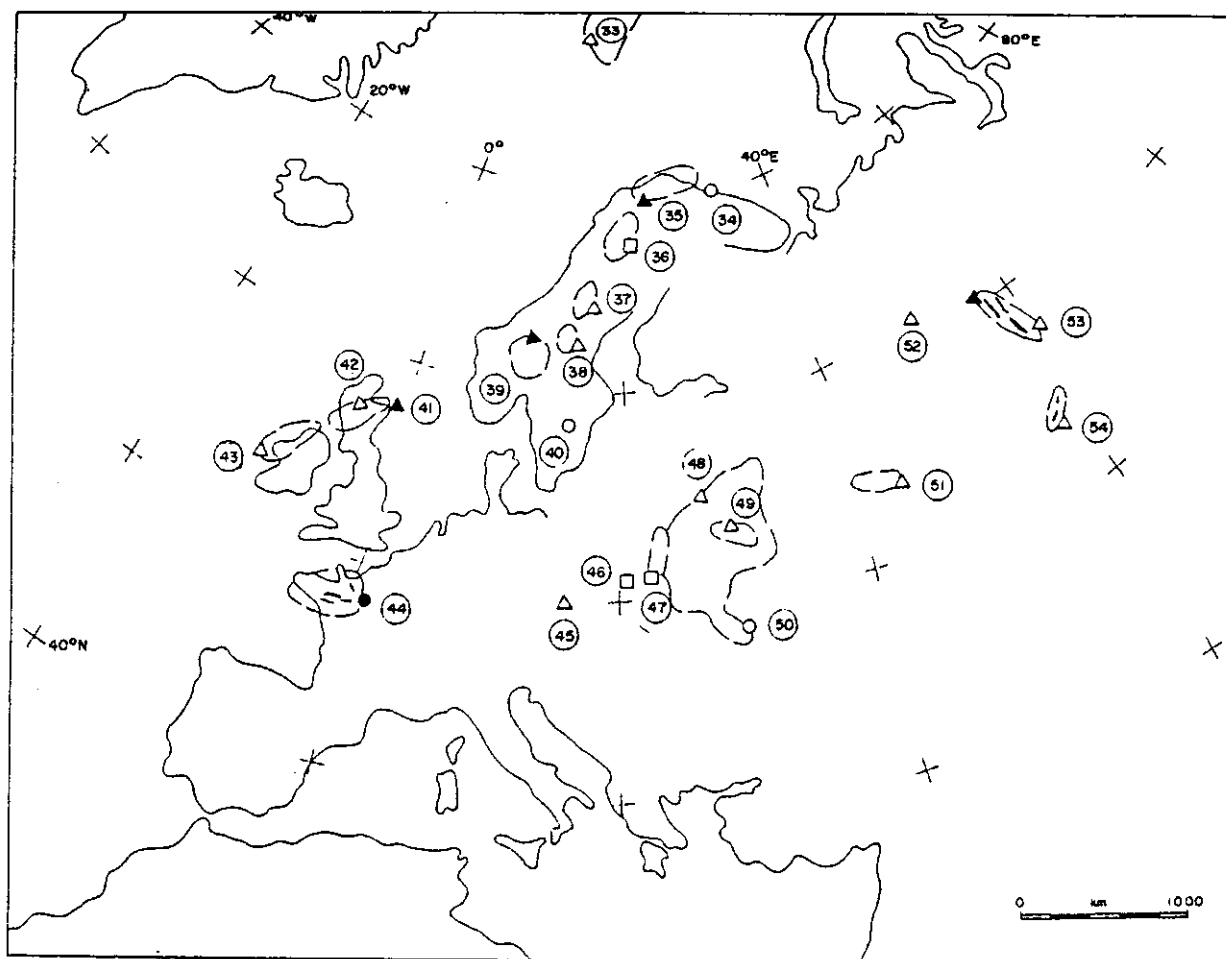


FIG. 4.6 - Distribuição de tilitos, tilóides e diamictitas neoproterozóicas no continente europeu. Modificado de Hambrey & Hartland (1981). Legenda da distribuição dos depósitos: 33 - tilitos de Svalbard; 34 - tilóides da Península Rybachiy, ex-URSS; 35 - tilitos de Finnmark, norte da Noruega; 36 - tilito Sito e-a brecha nos Caledonides, norte da Suécia; 37 - Formação Langmarkberg nos Caledonides, Suécia Central; 38 - Formação Lillfallet nos Caledonides, sul da Suécia; 39 - tilitos do sul da Noruega; 40 - camada de seixos Visingsö, sul da Suécia; 41 - tilito Port Askaig, Escócia; 42 - camadas de seixos do Baixo Dalradian, Escócia Central; 43 - tilito Dalradian, noroeste da Irlanda; 44 - tilóides da Normandia (Maciço Armorican); 45 - tilóide do leste da Bohemia, Checoslováquia; 46 - tilóides do sul da Polónia; 47 - tilitos do leste da Polónia; 48 - depósitos glaciais da Formação Vilchitsy, região oeste da ex-URSS; 49 - depósitos glaciais da Formação Blon, Bielorrússia, ex-URSS; 50 - tilóides de Podolia e Moldávia, ex-URSS; 51 - tilitos da Província Ryazan e regiões adjacentes da ex-URSS; 52 - tilitos da Formação Ygblonovka, ex-URSS; 53 - tilitos Churochnaya e tilóides dos Urais Médios, ex-URSS; 54 - tilóides Kurgashlya, sul dos Urais

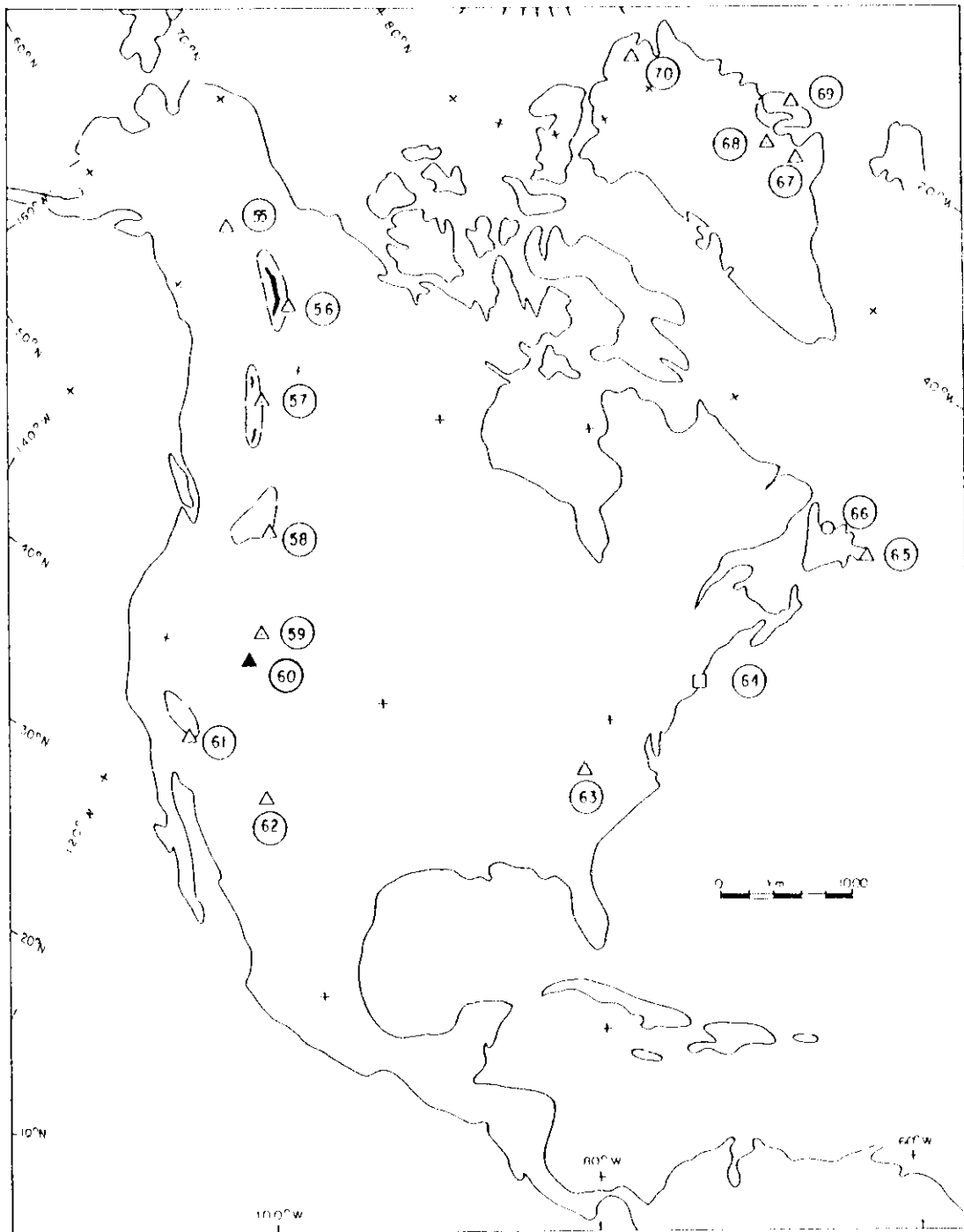


FIG 4.7 — Distribuição de tillitos, tillóides e diamictitos neoproterozóicos na América do Norte. Modificado de Hambrey & Harland (1981). Legenda da distribuição dos depósitos: 55 — rochas glaciogênicas do Grupo Tindir Superior, centro-leste do Alasca; 56 — tillitos do norte de Yukon — Região do Território Noroeste, Canadá; 57 — diamictitos Mount Lloyd George, Norte British Columbia; 58 — Formação Toby de British Columbia, Idaho e Washington; 59 — diamictitos do sudoeste de Idaho, USA; 60 — glaciação de Utah; 61 — Formação Kingston Peak, Região do Vale da Morte, Califórnia; 62 — tillitos das Montanhas da Flórida, sudoeste do Novo México; 63 — tillitos dos Apalaches; 64 — Membro Squantum, Ilhéu de Boston, Massachusetts; 65 — tillitos do Grupo Conception na Península Avalon, sudeste Newfoundland; 66 — metaconglomerado da Península Burlington, Newfoundland; 67 — tillito Gaseland, Scoresby Sund, leste da Groenlândia; 68 — tillito Charcot Land, Scoresby Sund, leste da Groenlândia; 69 — tillito da Kong Oscars Fjorde Keiser Franz Josefs Fjord — Região do Leste da Groenlândia; 70 — tillóides de Peary Land, norte da Groenlândia.

4.6.1 Registro da Glaciação Neoproterozóica no Brasil

A glaciação neoproterozóica na América do Sul está restrita praticamente ao território brasileiro (Rocha Campos & Hasui 1981, Karfunkel, J. & Hoppe 1988). Neste continente, as ocorrências de sedimentos glaciogênicos (excluindo-se aqueles conhecidos na parte central do Estado da Bahia, que se encontram sobre o Cráton do São Francisco), estão restritas às faixas marginais dobradas que bordejam os crátons do São Francisco e da Amazônia (Figura.4.8). Esses dois blocos cratônicos tiveram os seus limites moldados durante o Evento Brasileiro, no Proterozóico superior (Almeida & Hasui 1984, Alkmim et. al. 1993).

No oeste do Brasil, os depósitos glaciogênicos Neoproterozóicos, melhor preservados, pertencem ao Grupo Jangada (Mato Grosso), à Formação Puga e ao Grupo Jacadigo (Mato Grosso do Sul) (Figura 4.8 e Quadro 4.3). Esses depósitos fazem parte do cinturão dobrado Paraguai-Araguaia e as datações existentes indicam idades para os mesmos em torno de 950-850Ma (Hoppe et. al. 1987b, Walde 1987).

Os tilitos melhor conhecidos no Brasil bordejam a grande expressão fisiográfica da Serra do Espinhaço no Estado de Minas Gerais e pertencem ao Grupo Macaúbas (incluindo a Formação Jequitaí) (Pflug & Scholl 1975, Dardenne 1978, Rocha Campos & Hasui 1981, Karfunkel, J. et. al. 1983, 1984, Uhlein & Trompette 1993, Uhlein et. al. 1994).

Os sedimentos do Grupo Macaúbas segundo Pflug & Scholl (1975) e Hettich (1977) estão posicionados sob ou interdigitados com a base do Grupo Bambuí (Quadro 4.3) e segundo Karfunkel, B. & Karfunkel, J. (1976) a parte glacial desse grupo apresenta espessuras variáveis de 30 a 350m.

As idades de deposição desses sedimentos variam de 950 a 640Ma (Couto, J. 1990).

Uma origem glacial tem sido proposta para várias outras unidades de diamictitos aflorantes nos estados de Minas Gerais, Goiás, Bahia, Paraná e Sergipe persistindo entretanto, controvérsias quanto à origem e às idades destes diamictitos, ainda bastante imprecisas, 1.000 - 600Ma (Rocha Campos & Hasui 1981, Karfunkel, J. & Hoppe 1988, Gonzaga & Dardenne 1991, Perdoncini & Soares 1992, Uhlein & Trompette 1993).

No Estado de Minas Gerais esses depósitos incluem as formações: **(i)** Carandaí, com 70m de espessura, pertencente à base do Grupo São João Del Rei; e **(ii)** Sabará, sob o Grupo Bambuí.

No limite entre os estados de Minas Gerais e Goiás ocorrem: **(i)** as formações Ibiá, Carrancas e os diamictitos das localidades de Lagamar e Cristalina, na base do Grupo Bambuí; e **(ii)** as formações Topázio e Samburá, dentro do Grupo Bambuí (Rocha Campos & Hasui 1981).

Todos esses depósitos estão posicionados nas faixas dobradas Brasília, Alto Rio Grande e Araçuai (Figuras 2.2, 4.8 e Quadro 4.3).

Os demais diamictitos do Neoproterozóico conhecidos no Brasil correspondem às formações (Quadro 4.3): **(i)** Votuverava, situada no Estado do Paraná; **(ii)** Canabrinha, localizada na faixa dobrada Rio Preto, noroeste da Bahia. Esta formação ocorre na base do Grupo Bambuí e foi depositada por correntes subaquáticas

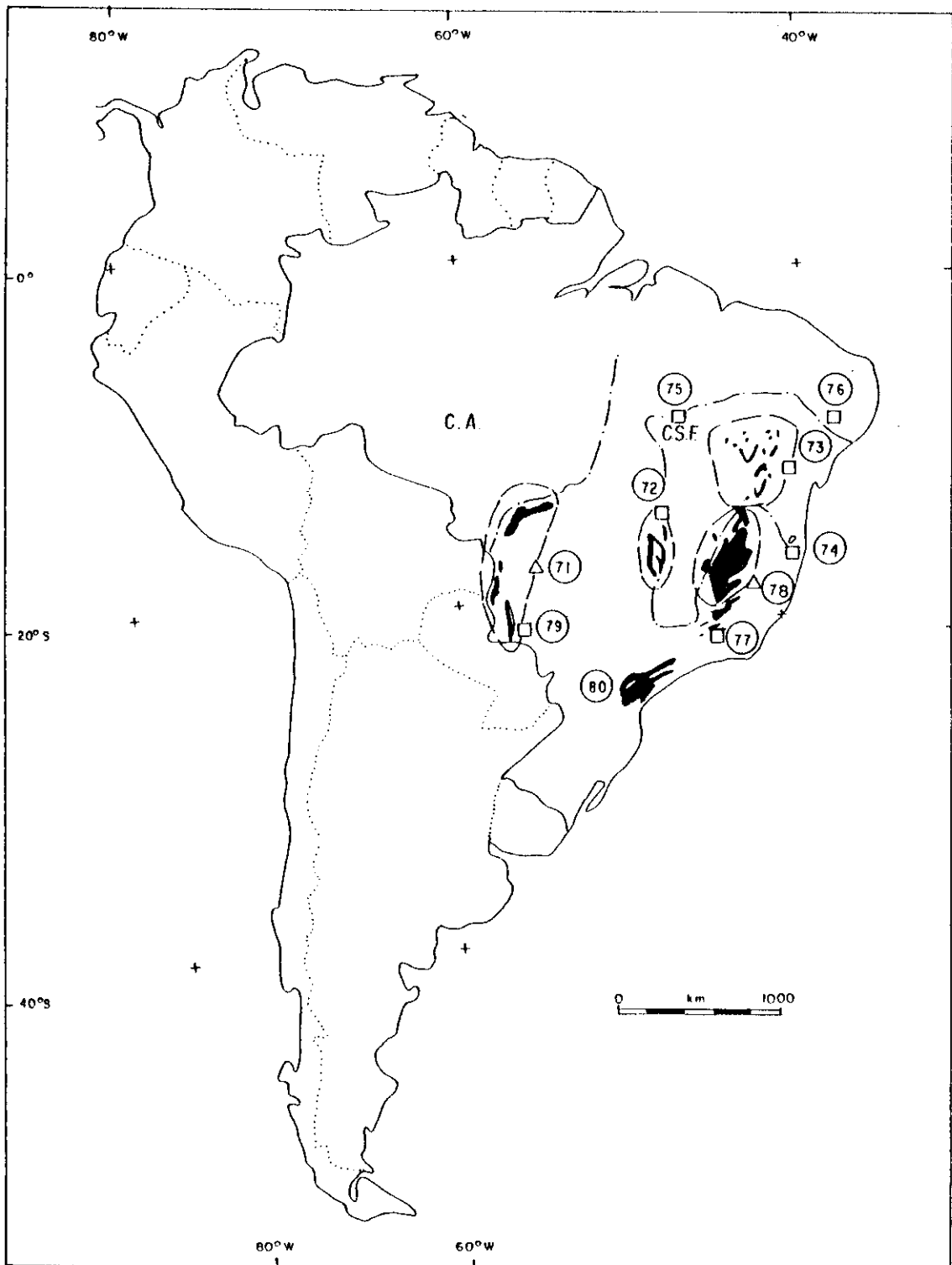


FIG 4.8 — Distribuição de diamictitos neoproterozóicos na América do Sul. Modificado de Hambrey & Harland (1981). Legenda da distribuição dos depósitos: 71-Grupo Jangada e Formação Puga, centro-oeste do Brasil; 72- diamictitos do oeste de Minas Gerais e leste de Goiás, Brasil-Central (formações Garrancas, Topázio, Samburá, Iblá, Lagamar); 73-Formação Bebedouro, Bahia-Brasil; 74-Formação Salobra, sul da Bahia; 75- diamictitos da Formação Canabrinha, noroeste da Bahia; 76- diamictitos das formações Capitão/Palestina e Jacarecica, Sergipe — Bahia; 77- Formação Carandá, sudeste de Minas Gerais-Brasil; 78-tilitos do Grupo Macaúbas, parte central de Minas Gerais e sul da Bahia; 79- Grupo Jacadigo (formações Urucum, Córrego das Pedras e Banda Alta), oeste de Mato Grosso do Sul- Brasil; 80- Grupo Açungui (Série Ribeira), sul de São Paulo- Brasil.

PAÍS	B R A S I L															
ESTADO	MATO GROSSO DO SUL		MATO GROSSO	PARANÁ	GOIÁS/MINAS	MINAS GERAIS			BAHIA			BAHIA/SERGIPE				
	PARTE LESTE	PARTE OESTE	PARTE CENTRO OESTE	LESTE	LESTE/OESTE	SUL	LESTE	SUL	NOROESTE	CENTRO	NORDESTE/OESTE					
POSICÃO GEOTEC-TÔNICA	FAIXA DOBRADA PARAGUAI-ARA-GUAIA (BORDA S. DO CRATON AMAZÔNICO)			ESCUDO PRÉ-CAMBRIANO (PR-SP)	FAIXA DOBRADA BRASÍLIA (BORDA W DO CRATON SÃO FRANCISCO)			FAIXA DOBRADA ARAÇUAÍ E COBERTURA DO CRATON S. FRANCISCO		FAIXA DOBRADA RIO PRETO (NW DO CRATON S. FRANCISCO)	COBERTURA DO CRATON SÃO FRANCISCO	FAIXA DOBRADA SERGIPIANA (BORDA NE DO CRATON S. FRANCISCO)				
PROTEROZÓICO SUPERIOR	GRUPO CORUMBÁ?	GRUPO CORUMBÁ	GRUPO ARARAS	?	GRUPO BAMBUÍ	F. PRADOS	GR. SÃO JOÃO DEL REI	F. BARROSO	GRUPO BAMBUÍ	GR. RIO PARDO	F. ÁGUA PRETA	GRUPO BAMBUÍ	GRUPO UNA	FORMAÇÃO SALITRE	GRUPO VAZA BARRIS	F. FREI PAULO
	600 Ma					F. FÁCIES SAMBURA △△△△										
PROTEROZÓICO MÉDIO/INFERIOR/ARQUEANO	FORMAÇÃO ITAPOCUMI	GR. JACARA	FORMAÇÃO PUGA (145m)	GR. JANGADA	FOR. VOTUE-RAVA	FORMAÇÃO IBIÁ (0-150m)	GR. CARANDAI (70m)	F. SABARA	GRUPO MACAÚBAS (2-350m)	GR. SALOBRO (765Ma)	FOR. CAMACÁ	F. CANABRAVINHA	FORMAÇÃO BEBEDOURO (10-100m)	GR. MIABA	F. CAR/PALESTINA	F. JACOCA
	950 Ma	△△△△	△△△△△△	△△△△△△	△△△△	△△△△△△	△△△△	△△△△	△△△△△△	△△△△	△△△△	△△△△△△	△△△△	△△△△	△△△△	△△△△
	?	GR. CUTABÁ		ESCUDO PRÉ-CAMBRIANO	GRS. PARANOÁ / CANASTRA	GR. BARBACENA		SUPERGRUPOS ESPINHACO / MINAS	EMBASAMENTO ARQUEANO		GRUPO RIO PRETO	GRS. CHAPADA DIAMANTINA / JACOSINA		FOR. ITABAIANA		

Quadro 4.3 - Correlações Estratigráficas e Distribuição dos Diamicritos Neoproterozóicas na América do Sul (Modificado de Dardenne 1979)

sendo correlacionada com os depósitos da Formação Bebedouro pelo seu aspecto litológico e pelo posicionamento estratigráfico Egydio Silva (1987); **(iii)** Salobro, no sul da Bahia (Faixa Araçuaí) com idade pós 765Ma; **(iv)** Capitão Palestina e Jacarecica, no nordeste da Bahia/oeste de Sergipe (Faixa Sergipana); e **(v)** Ubarí (Ceará).

Os diamictitos relacionados acima fazem parte da “Glaciação Jequitaí” (com idade presumida entre 1.000 e 600Ma) e representam o marco mais importante acontecido no Pré-Cambriano superior do Brasil (Couto, J. & Bez 1981, Faria 1985, Karfunkel, J. & Hoppe 1988 e Gonzaga & Dardenne 1991). A idade desta glaciação se enquadra no contexto da ampla glaciação mundial infra-cambriana (Schwarzbach 1961, Cahen 1963, Harland 1964, 1983).

4.6.2 Registro da Glaciação Neoproterozóica na Bahia

Os depósitos pertencentes à Formação Bebedouro, são os representantes mais concretos da presença da glaciação do Neoproterozóico no Estado da Bahia. Estes depósitos estão posicionados na base do Grupo Una, sendo recobertos por sedimentos essencialmente carbonáticos (dolomitos, calcarenitos e calcilutitos), pertencentes à Formação Salitre, do mesmo grupo (Figura 4.9) e, segundo Couto, J. & Bez (1981), fazem parte da “Glaciação Jequitaí”.

As evidências apresentadas por Montes A. (1977) e Montes A et. al. (1985) para a origem glacial da Formação Bebedouro são:

- i)** presença de clastos de composição, tamanho e formas variadas, dispersos em finas camadas de pelitos estratificados e maciços;
- ii)** presença de clastos estriados e facetados;
- iii)** ampla distribuição da formação;
- iv)** presença ao microscópio de minerais de quartzo, microclina, oligoclásio e andesina, fragmentados e angulares;
- v)** marcas de percussão (*chatter-marks*), observadas em cristais de granada;
- vi)** presença de *dropstones*;
- vii)** presença de feldspatos frescos;
- viii)** presença de varvitos.
- ix)** presença de pavimento estriado;
- x)** orientação de seixos.

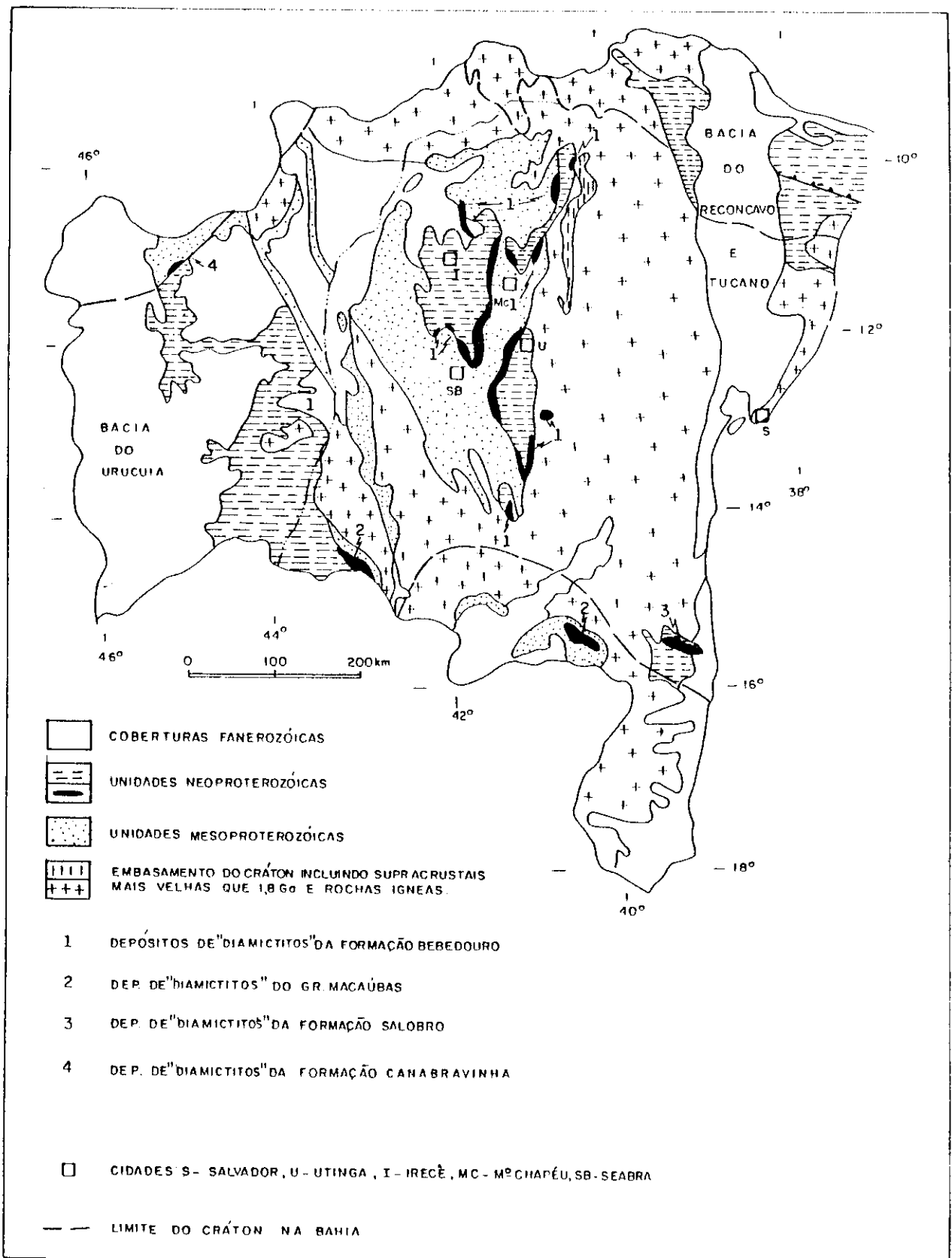


FIG 4.9 — Depósitos de diamictitos neoproterozóicos no Estado da Bahia e suas relações com o Crátón do São Francisco. Adaptado de Mascarenhas (1990).

4.7 CORRELAÇÕES

Correlações entre unidades sedimentares, glaciais e não glaciais, são feitas no mundo todo com diferentes graus de precisão, baseadas em vários tipos de critérios, indo do litológico ao bio-estratigráfico, do petrográfico ao radiométrico.

No caso específico dos depósitos glaciais Neoproterozóicos, muitas correlações foram feitas, tanto a nível interregional quanto a nível intercontinental, levando em conta até (em alguns modelos) a existência de um pretense sincronismo entre esses depósitos glaciais em todo o globo terrestre. Esta simultaneidade de tempo para esses depósitos adveio da pobreza de informações que se tem sobre os mesmos. Deve-se ponderar que, o intervalo glacial Neoproterozóico foi o mais amplo e duradouro da história das glaciações na Terra, com cerca de 450 milhões de anos de duração, para que se faça tal suposição.

Baseado no pressuposto de que as correlações feitas entre depósitos glaciais têm diferentes graus de precisão, em decorrência da pobreza de dados disponíveis em muitos desses depósitos e de que esses depósitos estão separados fisicamente por grandes distâncias (interregional a intercontinental), certamente as correlações intercontinentais entre os mesmos têm caráter apenas especulativo, enquanto as correlações regionais quando amparadas em investigações de campo, em estudos petrográficos e geocronológicos, têm um grau de credibilidade maior.

À luz dos estudos sedimentológicos desenvolvidos agora na Formação Bebedouro, aliados aos dados radiométricos apresentados no capítulo 3 e ao seu posicionamento estratigráfico bem definido, é possível se considerar estes depósitos como pertencentes a um único e amplo episódio deposicional ocorrido entre 1.000-950Ma atrás.

A nível interregional, em virtude da ausência de marcadores paleontológicos efetivos, a correlação da Formação Bebedouro com outras unidades caracterizadas como glaciais, é sustentada nos poucos dados radiométricos apresentados no item 4.6.1, na identidade litológica e no contexto estratigráfico existentes para os depósitos glaciais neoproterozóicos do Brasil, principalmente aqueles depósitos existentes nas regiões sudeste, centro-oeste e nordeste do país. Nestas regiões, esses sedimentos glaciais se encontram recobertos por extensiva sedimentação carbonática (grupos Corumbá, Araras, Bambuí, São João Del Rei e Vaza Barris) de idade semelhante aos depósitos carbonáticos (Formação Salitre) que recobrem a Formação Bebedouro, no Estado da Bahia (Quadro 4.3).

Sob esta ótica, a Formação Bebedouro pode ser tentativamente “correlacionada” com os sedimentos glaciogênicos, glacioclásticos e com os diamictitos de origem incerta pertencentes aos grupos: Macaúbas (incluindo a Formação Jequitaiá); Jangada e Jacadigo e às formações: Puga; Ibiá; Carrancas; Sabará e Carandaí, todos eles aflorando nos estados de Minas Gerais, Goiás, Mato Grosso e Mato Grosso do Sul e também com as Formações Capitão - Palestina e Jacarecica que ocorrem no Estado de Sergipe (Quadro 4.3).

Correlações de caráter intercontinental, baseadas na litologia, em dados geocronológicos e na possibilidade da existência de uma ampla glaciação durante o Proterozóico superior (Dardenne 1978, Windley 1978, Chumakov 1981, Rocha Campos & Hasui 1981, Hambrey & Harland 1981, Harland 1983, Karfunkel, J. & Hoppe 1988, Meert & Voo 1994) são altamente especulativas. Tomando por base apenas os dados radiométricos existentes para os depósitos da Formação Bebedouro, o horizonte glacial que mais se aproxima das idades desta Formação é o horizonte glacial Congo Inferior, do continente africano (Namíbia). Este intervalo glacial tem idade de sedimentação entre 950-850Ma (Quadro 4.2) (formações Varianto e Blaubeker). Para maiores detalhes sobre estas formações consultar Kroner (1981).

CAPÍTULO 5

METODOLOGIA

Para alcançar os objetivos propostos para esta pesquisa, foi aplicada a seguinte metodologia de trabalho:

i) levantamento da bibliografia e das bases cartográficas relativas à Formação Bebedouro, às suas correlatas e ao tema em apreço;

ii) compilação e integração em um mapa na escala 1:500.000 dos dados cartográficos existentes sobre as unidades geológicas que ocorrem na área pesquisada, com ênfase para a Formação Bebedouro. Para tal, utilizou-se as fontes de informação mostradas na figura 5.1. As ferramentas auxiliares utilizadas durante esta etapa foram fotografias aéreas em várias escalas e imagens de satélite TM (*Thematic Mapper*);

iii) visita ao campo objetivando: **(a)** o levantamento de perfis gráfico - sedimentares; **(b)** a caracterização das várias litofácies; **(c)** a obtenção de medidas direcionais; e **(d)** a coleta de amostras para estudos petrográficos. Os resultados dos estudos petrográficos estão apresentados no anexo 2;

iv) elaboração do Mapa Geológico Final na escala 1:500.000 com apoio dos dados de campo e dos estudos de laboratório. Esta carta geológica acompanha o texto (Anexo 1) e apresenta além da legenda com as informações básicas sobre o mapa e a área pesquisada, uma série de perfis gráfico - sedimentares dos afloramentos mais representativos da formação e um bloco diagrama esquemático mostrando o modelo paleogeográfico proposto para a Formação Bebedouro.

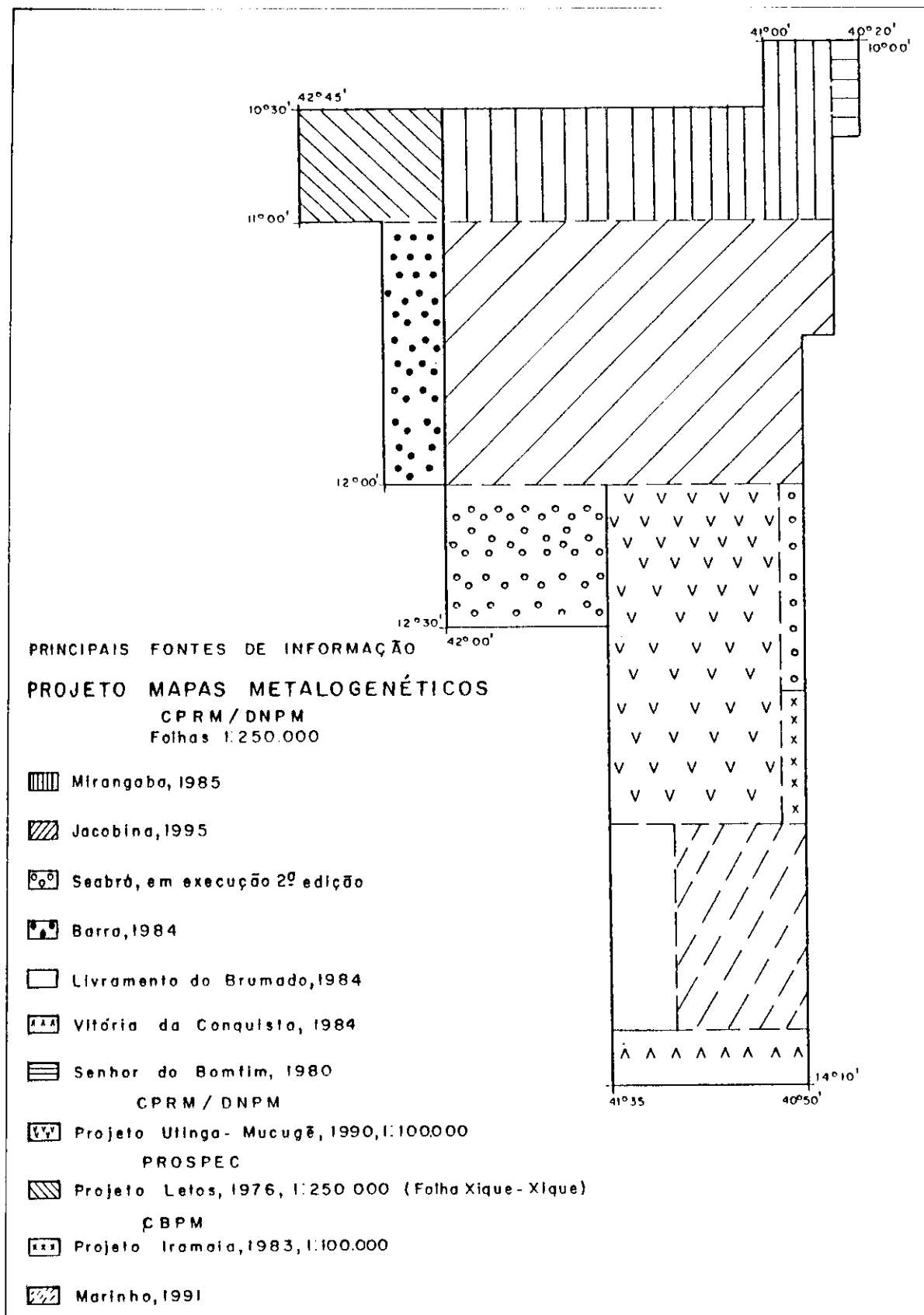


FIG 5.1 — Principais fontes de informação utilizadas para a elaboração do mapa geológico da região estudada

CAPÍTULO 6

CARACTERIZAÇÃO LITOFACIOLÓGICA DA FORMAÇÃO BEBEDOURO

6.1 GENERALIDADES

Embora a qualidade das exposições da Formação Bebedouro em geral não seja boa, o estudo sedimentológico-estratigráfico detalhado das suas várias litofácies foi possível devido ao fato de a mesma não apresentar efeitos de deformação tectônica, à exceção de algumas áreas situadas na parte norte das “bacias” de Irecê e Salitre e na “Bacia” de Ituaçu, que mostram evidências deste tipo de deformação, algumas vezes mascarando as feições deposicionais originais das rochas (Fotos 6.1, 6.2, 6.3).

Tomando por base: **(i)** as características texturais e composicionais; **(ii)** as estruturas sedimentares; **(iii)** as direções de paleofluxos; **(iv)** a geometria das camadas; **(v)** as relações de contatos de cada litofácies e **(vi)** os estudos petrográficos, foi possível individualizar três tipos litológicos principais para a Formação Bebedouro: **(a)** diamictitos; **(b)** arenitos; e **(c)** pelitos, compreendendo doze litofácies diferentes. Estas litofácies estão codificadas e descritas conforme mostrado no quadro 6.1, seguindo os sistemas de códigos elaborados por Miall (1977, 1978 e 1983) e Eyles, N. et. al. (1983) mostrados no quadro 4.1 do subitem 4.3.

Pequenas alterações foram introduzidas nesses sistemas de códigos visando melhor caracterizar certos aspectos encontrados nas litofácies da Formação Bebedouro, que não foram individualizados pelos autores citados, ou o foram de forma muito genérica.

Os termos reciclado e ressedimentado serão bastante citados neste e nos capítulos seguintes, merecendo portanto serem definidos. O termo reciclado se refere a sedimentos que sofreram transporte e retrabalhamento, durante um ou mais ciclos deposicionais, antes da sua deposição final como fluxos gravitacionais (Martins Neto 1995a). O termo ressedimentado se refere a qualquer depósito formado por fluxos gravitacionais envolvendo desde simples deslizamentos de sedimentos coesos até fluxos turbulentos de baixa concentração (Middleton & Hampton 1976, Lowe 1979, Miall 1983).



Foto 6.1 - Pelitos orientados segundo uma foliação tectônica de direção leste-oeste (flechas) com mergulho subverticalizado para norte. Notar o martelo como escala (círculo). Localização: parte norte da “Bacia” de Irecê.



Foto 6.2 - Diamictitos maciços (Dmm) mostrando planos de cisalhamento com orientação noroeste-sudeste e com fortes mergulhos para sudoeste (flechas). Observar na parte centro-esquerda da foto (A) uma grande estrutura ovalada decorrente provavelmente, de deslizamento sindeposicional. Localização: parte sul da “Bacia” de Irecê, a leste de Seabra.

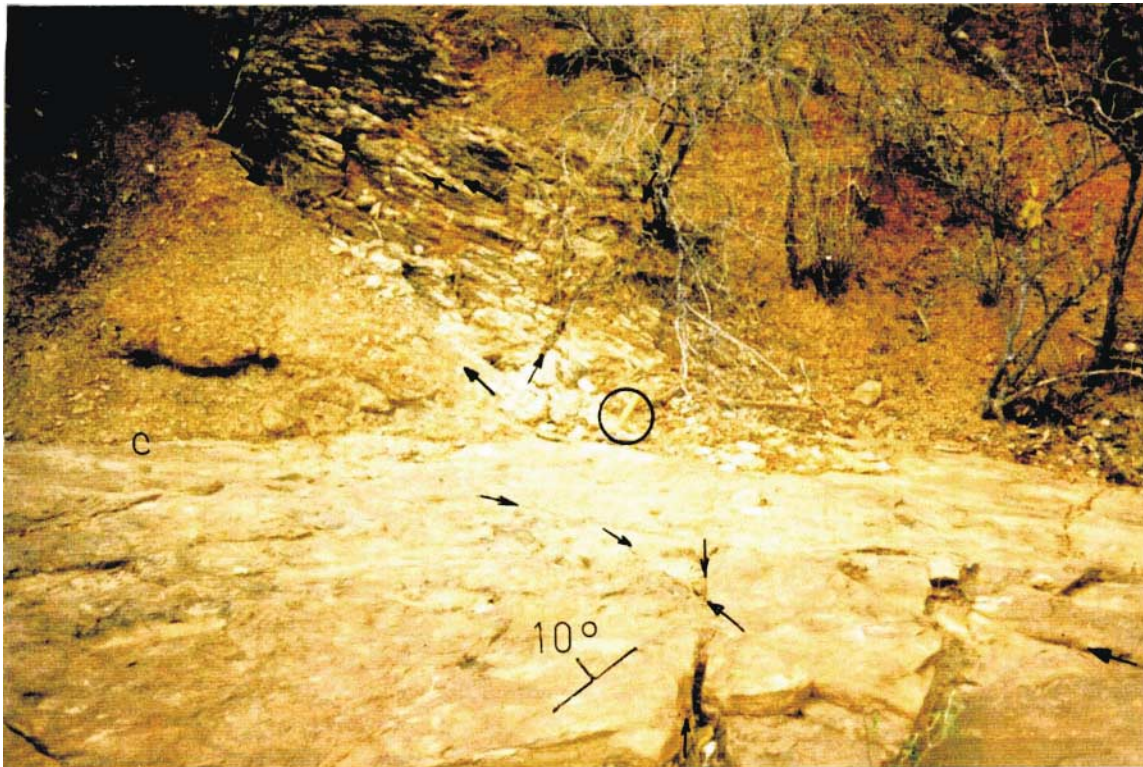


Foto 6.3 - Contato (c) entre pelitos subhorizontalizados com *dropstones* (Flid) da Formação Bebedouro (acima do martelo) e arenitos subhorizontalizados do Grupo Chapada Diamantina (piso). Observar a presença de planos de cisalhamento e planos de fraturas cortando os pelitos e os arenitos com ângulos de mergulho diferentes (mais suaves nos pelitos e subverticalizados nos arenitos). Observar também planos de clivagem que compõem, juntamente com os planos de cisalhamento, estruturas do tipo S-C. As estruturas estão salientadas por flechas. Localização: parte sul da “Bacia” de Ituaçu, a oeste de Tanhaçu

LITOLOGIA/FÁBRICA/ CÓDIGO	GEOMETRIA E OUTRAS CARACTERÍSTICAS INTERNAS	PROCESSOS GERADORES
Diamictitos matriz sustentados, maciços (Dmm)	Corpos tabulares com contatos bruscos e erosivos, presença de planos de fratura horizontalizados e de estruturas de <i>slump</i> e evidências localizadas de retrabalhamento por ondas	Fluxo de Detritos
Diamictitos matriz sustentados, estratificados (Dms)	Corpos tabulares com contatos bruscos e erosivos ou gradativos, presença de gradação normal e inversa (localmente), presença de planos de fratura horizontalizados e evidências localizadas de retrabalhamento por ondas de tempestade.	Fluxo de Detritos e Correntes de Turbidez de Alta Concentração
Diamictitos matriz sustentados com estratificação cruzada sigmoidal (Dmp)	Corpos lenticulares apresentando contatos erosivos, clastos organizados, muitos dos quais facetados, presença de gradação normal e retrabalhamento por ondas de tempestade (localmente) e evidências de estruturas de <i>slump</i>	Fluxo de Detritos e Correntes de Turbidez de Alta Concentração
Diamictitos clasto sustentados, maciços (Dcm)	Corpos lenticulares com contato basal brusco, não erosivo, e contatos superior e lateral gradativos, presença de clastos com superfícies planas e polidas.	Fluxo de Detritos
Arenitos estratificados (Sh)	Corpos tabulares com contatos bruscos ou gradativos, podendo apresentar gradação normal e retrabalhamento local por ondas de tempestade.	Correntes de Turbidez de Alta Concentração
Arenitos estratificados com clastos caídos (Shd)	Semelhante a Sh com a presença adicional de clastos caídos	Degelo de <i>icebergs</i>
Arenitos maciços (Sm)	Corpos tabulares com contatos bruscos e sem estrutura interna	Fluxos Gravitacionais Fluidizados
Arenitos com estratificação cruzada tangencial na base (Sp)	Corpos lenticulares com contatos erosivos, presença de deformação do tipo marca de sobrecarga e de ondas de tempestade (localmente).	Fluxos Gravitacionais Fluidizados
Arenitos estratificados, eólicos (Ste)	Corpos lenticulares com contatos bruscos e apresentando bimodalidade	Processos Eólicos
Pelitos laminados (Fl)	Corpos tabulares com contatos bruscos, erosivos ou gradativos (localmente)	Mecanismos de Suspensão e Correntes de Turbidez de Baixa Concentração
Pelitos laminados com clastos caídos (Fld)	Semelhante a Fl com presença adicional de clastos caídos	Degelo de <i>icebergs</i>
Pelitos maciços (Fm)	Corpos tabulares sem estrutura interna	Mecanismos de Suspensão e Correntes de Turbidez de Baixa Concentração

Quadro 6.1 - Litologias, códigos, critérios diagnósticos e processos geradores dos depósitos da Formação Bebedouro. Baseado nos sistemas de códigos de Miall (1977, 1978 e 1983) e Eyles, N. et al. (1983).

6.2 DIAMICTITOS (D)

Trata-se do tipo litológico mais expressivo da área de estudo correspondendo a rochas de textura grossa, imaturas, mal selecionadas e bastante semelhantes do ponto de vista descritivo, diferenciando-se fundamentalmente, pelas estruturas sedimentares presentes.

Dentro desta categoria foram identificadas quatro litofácies principais: Dmm, Dms, Dmp e Dcm (Quadro 6.1).

6.2.1 Litofácies Dmm: Diamictito sustentado por matriz, maciço

6.2.1.1 Descrição Macroscópica

Esta litofácies é a mais abundante entre os diamictitos e ocorre com maior frequência na borda leste das “bacias” Una-Utinga e Salitre e de forma subordinada no extremo sul da “Bacia” de Irecê, na forma de camadas com espessura métrica e com grande continuidade lateral (Perfis A, B, F, H, I, K e L das Figuras 6.1A, 6.2 e 6.3A, Quadro 6.1 e Fotos 6.2, 6.4, 6.5, 6.6, 6.7, 6.8, 6.9, 6.10, 6.11, 6.12, 6.13 e 6.14).

A sua matriz é variada (grauvacas, arenitos líticos e arcóseos), maciça, muito mal selecionada, textural e composicionalmente imatura e se apresenta nas cores cinza-esverdeada e arroxeadas. Nela flutuam clastos de composição também variada (granitos, gnaisses, migmatitos, pegmatitos, xistos, filitos, rochas básicas/ultrabásicas, rochas vulcânicas, cálcio-silicáticas, quartzo, quartzitos cinza e verde, arenitos, argilitos, carbonatos e *cherts*). Os clastos de quartzito verde não foram observados nas partes central e sul da “Bacia” Una-Utinga. O tamanho desses clastos também é bastante variado, indo de grânulo a blocos com mais de 2m de diâmetro, como visto no leito do Rio Paraguaçu - na cidade de Itaetê, e na estrada Itaetê - Iramaia (em vários locais) (Fotos 6.7 e 6.8), porém predominam aqueles inferiores a 10cm de diâmetro (Foto 6.6).

Em geral a distribuição dos clastos na matriz é caótica, (Fotos 6.7, 6.8 e 6.11), exceto quando as camadas apresentam a sua parte superior retrabalhada por ondas. Neste caso eles adquirem uma certa orientação (Foto 6.9). Esta litofácies apresenta frequentemente, planos de fratura ou falha horizontalizados e irregulares sem evidências cinemáticas e sem o desenvolvimento de foliação e de linhas tectônicas. Esses planos atingem também os clastos que compõem a litofácies porém eles não são penetrativos nas demais litologias da Formação Bebedouro e nem nas unidades sobrepostas e sotopostas à formação (Fotos 6.10, 6.11 e 6.13), sendo também incompatíveis com a deformação tectônica regional, que é representada por planos de falhas transcorrentes de alto ângulo e por planos de fraturas verticalizados.

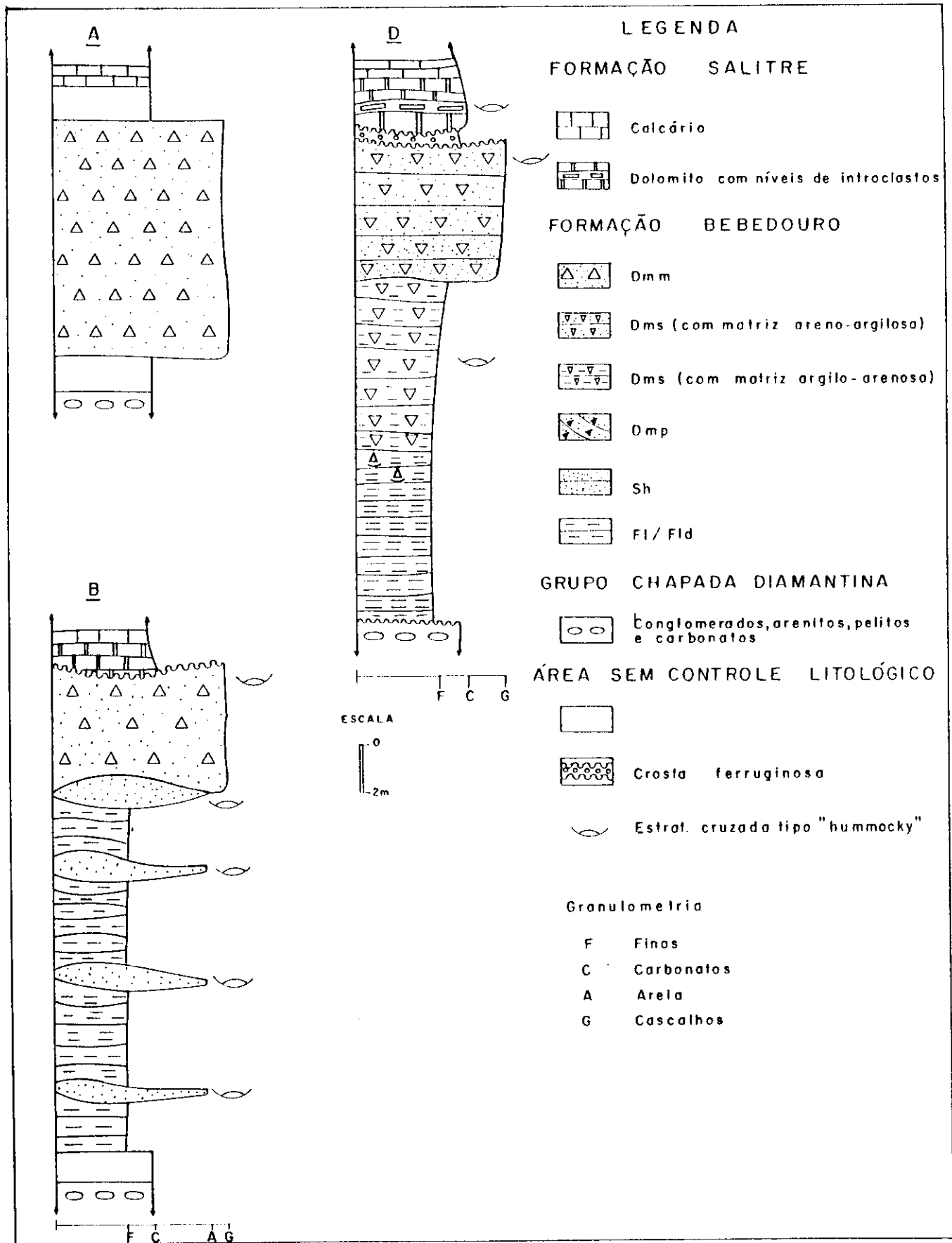


FIG. 6.1A - Perfís gráfico - sedimentares de afloramentos da Formação Bebedouro na "Bacia" do Salitre com mapa de localização, (vide figura 6.1B).

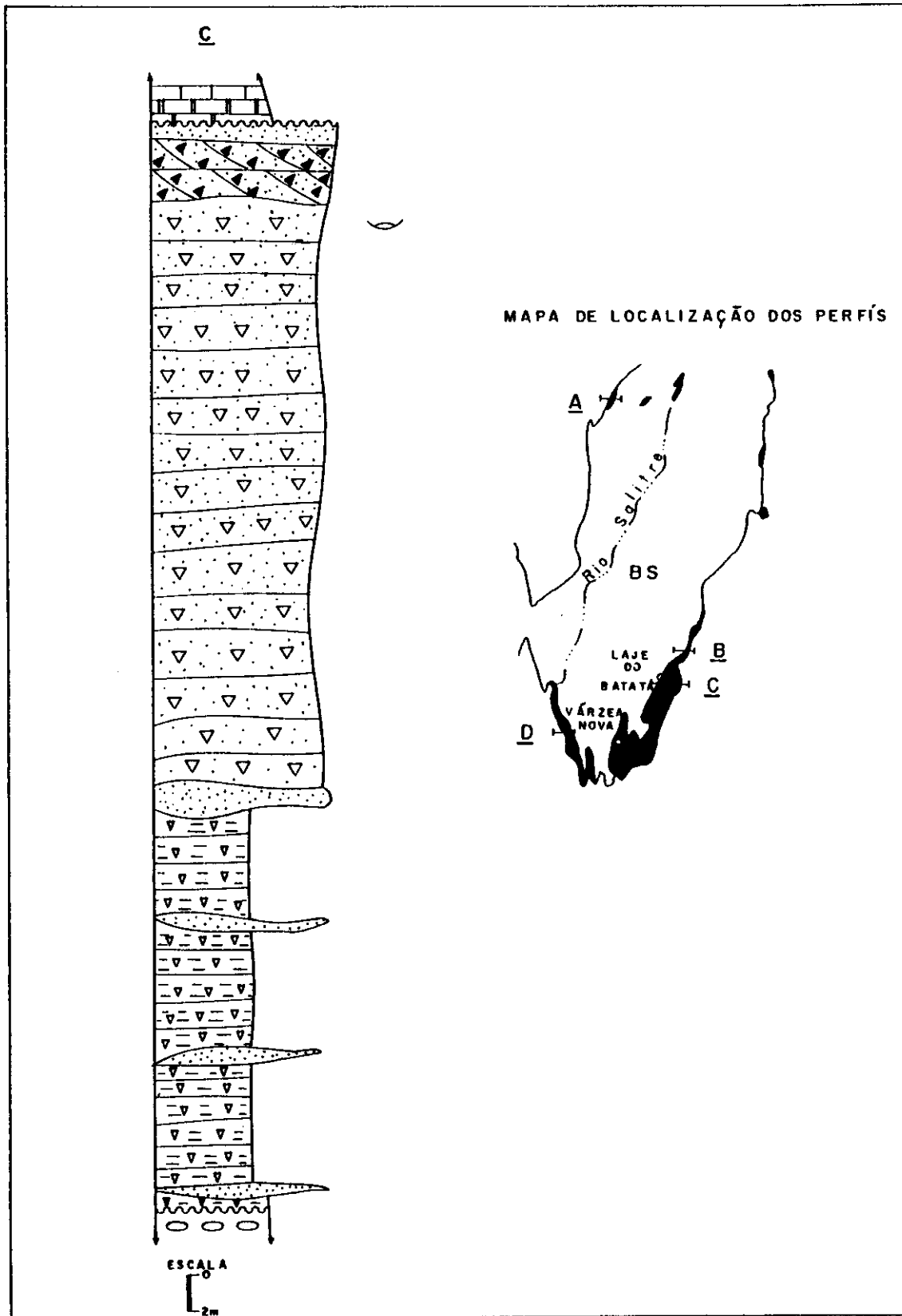


FIG 6.1B – Perfil gráfico-sedimentar de afloramento da Formação Bebedouro na "Bacia" do Salitre com mapa de localização. BS-"Bacia" do Salitre. Para descrição das litofácies consultar quadro 6.1

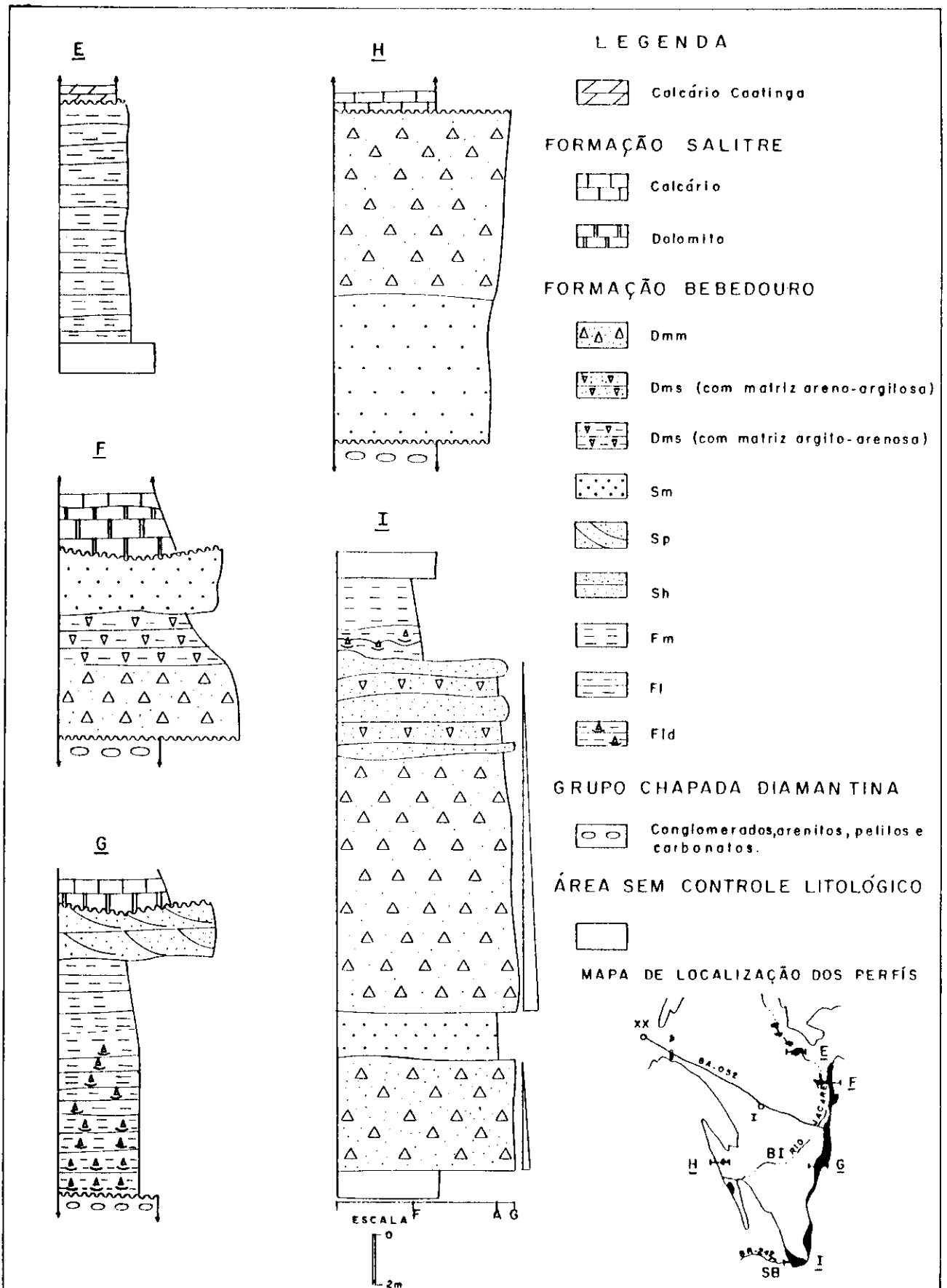


FIG. 62 — Perfis gráfico-sedimentares de afloramentos da Formação Bebedouro na "Bacia" de Irecê, com mapa de localização. I - Irecê, XX - Xique-Xique, SB - Seabra, BI - "Bacia" de Irecê, E - Perfis gráfico-sedimentares. Para descrição das litofácies consultar quadro 6.1

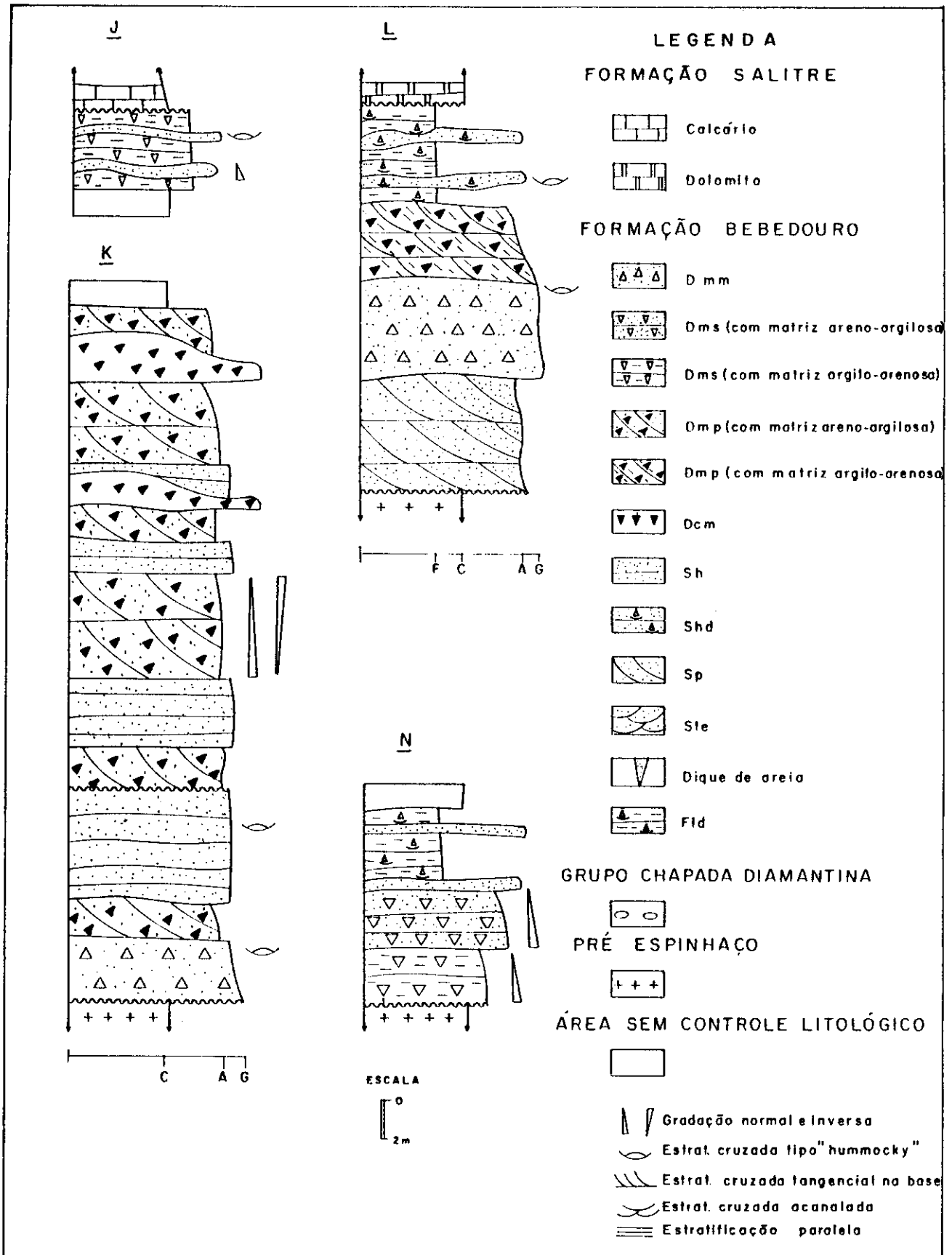
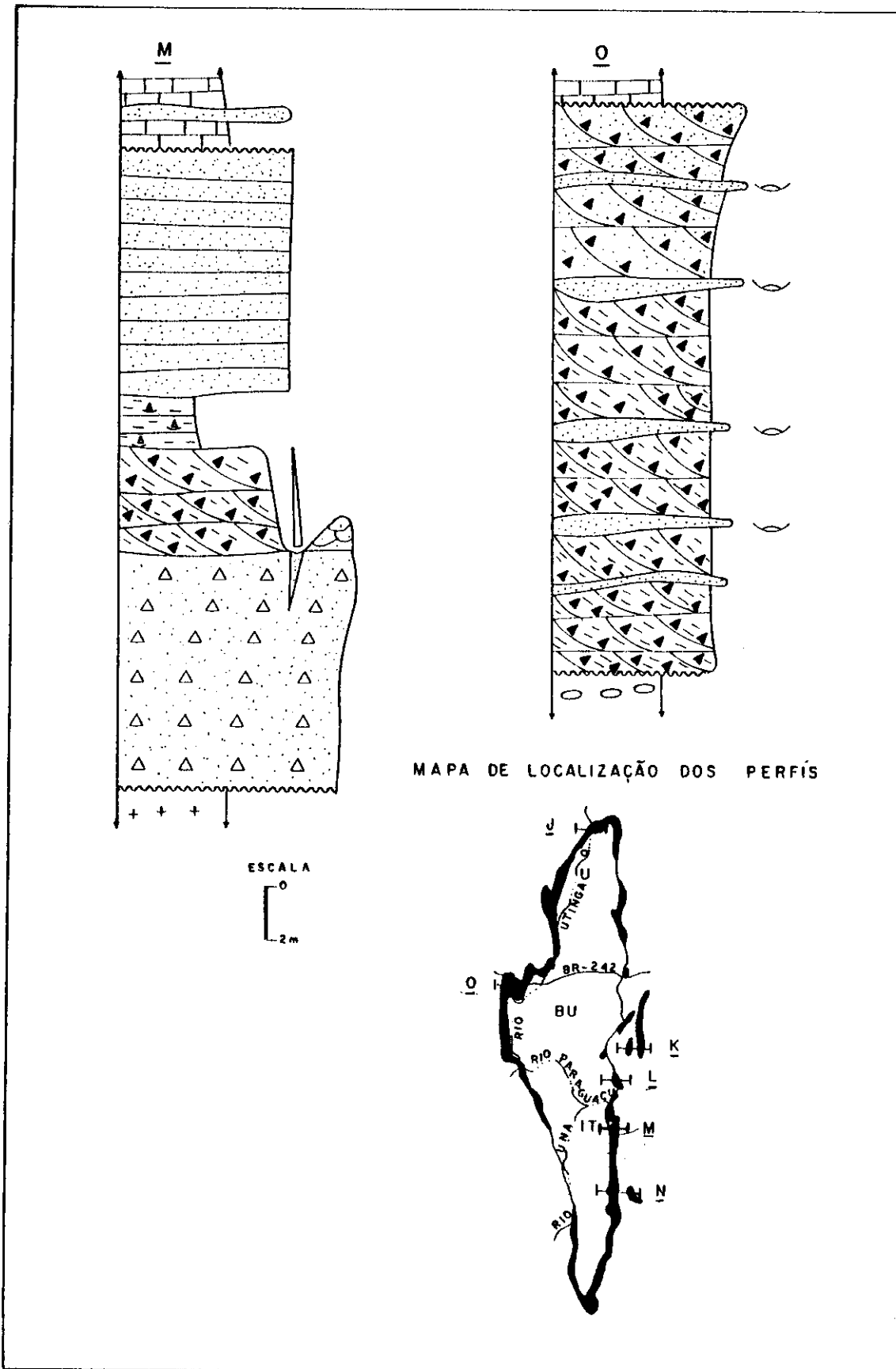


FIG. 6.3A— Perfis gráfico—sedimentares de afloramentos da Formação Bebedouro na "Bacia" Una-Utinga com mapa de localização, (vide figura 6.3B). Para descrição das litofácies consultar quadro 6.1



MAPA DE LOCALIZAÇÃO DOS PERFÍS

FIG 6.3B— Perfís gráfico— sedimentares de afloramentos da Formação Bebedouro na "Bacia" Una-Utinga com mapa de localização. U-Utinga, IT-Itaetê, BU-"Bacia" Una-Utinga, M - Perfís gráfico— sedimentares. Legenda na figura 6.3A. Para descrição das litofácies consultar quadro 6.1



Foto 6.4 - Banco de diamictito cinza-esverdeado sustentado por matriz, maciço (Dmm), horizontalizado e banco de arenito castanho-avermelhado, maciço (Sm), horizontalizado. Observar o contato brusco entre as duas unidades (local do martelo). Localização: parte Sul da “Bacia” de Irecê, a leste de Seabra.

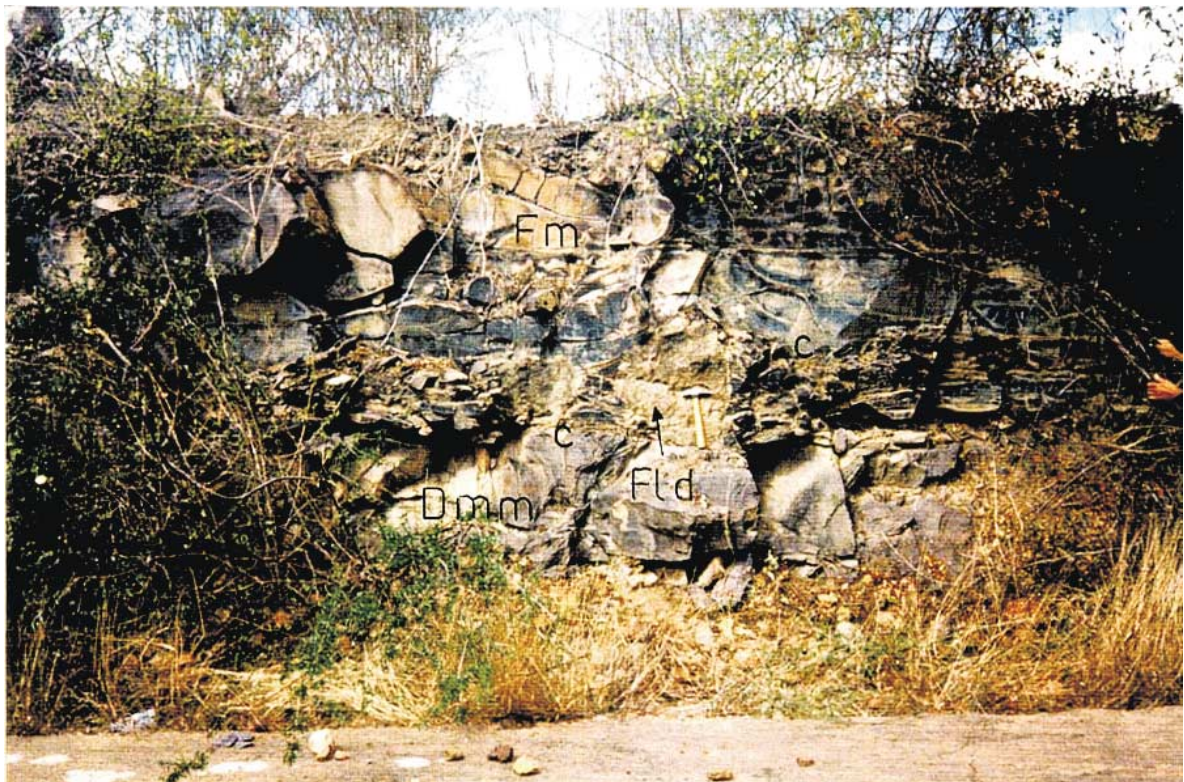


Foto 6.5 - Sequência granodrecrescente para o topo começando (na parte inferior da foto) com banco de diamictito suportado por matriz, maciço (Dmm), sobreposto por camada de pelito com *dropstones* (Fld) e culminando com camadas de pelitos de aspecto maciço (Fm) apresentando planos de deformação. Os contatos (c) entre as litofácies são bruscos e erosivos. Localização: parte sul da “Bacia” de Irecê, a leste de Seabra.



Foto 6.6 - Mostrada a face superficial de um banco de diamictito cinza-esverdeado suportado por matriz, maciço (Dmm) com clastos de composição variada, angulares a subarredondados e de tamanho inferior a 10cm de diâmetro. Localização: parte norte da "Bacia" do Salitre.



Foto 6.7 - Mostrada a puperfície de um banco de diamictito cinza-esverdeado suportado por matriz, maciço (Dmm), com clastos de tamanhos, composições e formas variadas. Alguns clastos medem mais de 2m de diâmetro (blocos), porém a maioria tem diâmetro inferior a 10cm. A distribuição dos clastos na matriz é caótica. Ao fundo vê-se o Rio Paraguaçu. Localização: parte leste da "Bacia" Una-Utinga, cidade de Itaetê.



Foto 6.8 - Detalhe da fotografia 6.7.

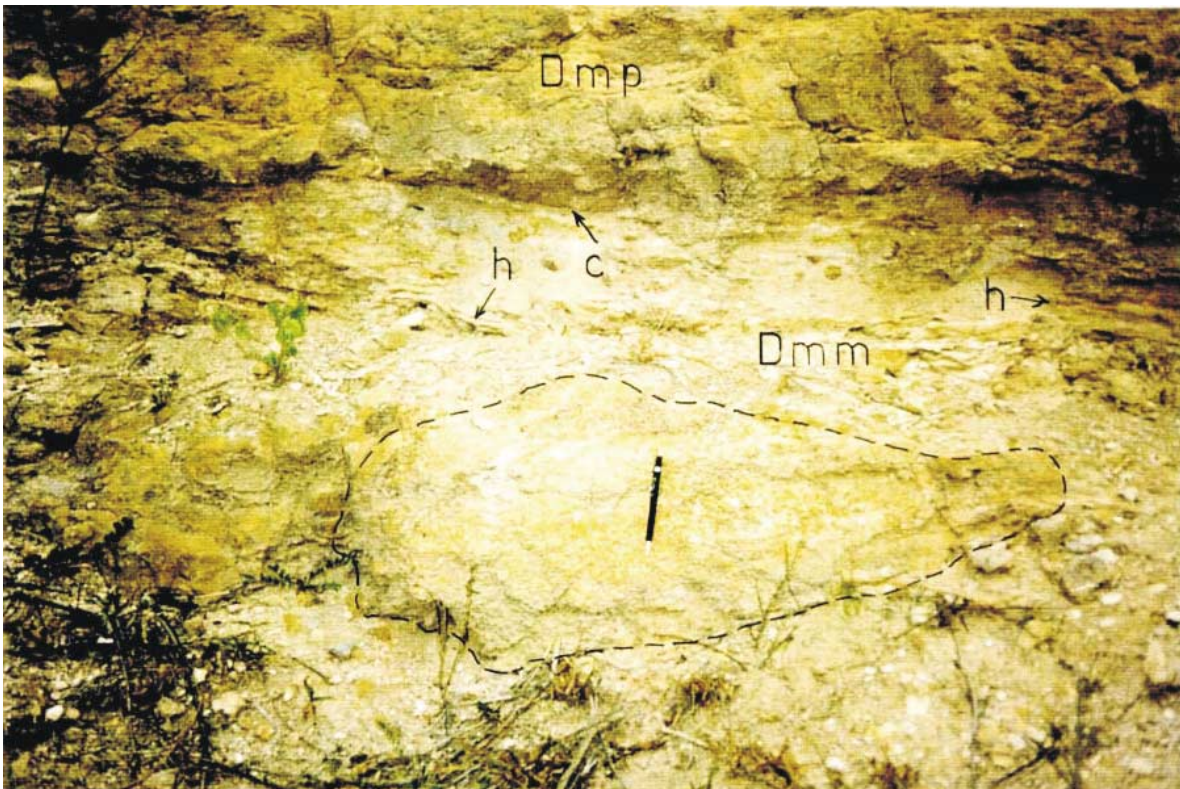


Foto 6.9 - Camadas de diamictitos formadas por processos físicos diferentes. Na parte inferior da foto ocorre banco métrico de diamictitito suportado por matriz, maciço (Dmm), estando a sua porção superior estratificada e retrabalhada por ondas de tempestade (h). A lapiseira indica um matação orientado (tracejado). Na parte superior da foto ocorre um diamictitito suportado por matriz com estratificação cruzada tangencial na base (Dmp) formando lobos sigmoidais superpostos. Observar a superfície irregular, erosiva e descontínua entre as duas litofácies (c). Localização parte da "Bacia" Una-Utinga da cidade de Utinga.



Foto 6.10 - Banco de diamictito suportado por matriz, maciço (Dmm), horizontalizado e deformado. Observar o carácter caótico e complexo da deformação (localmente tracejada). Localização: parte sul da “Bacia” de Irecê, leste de Seabra.

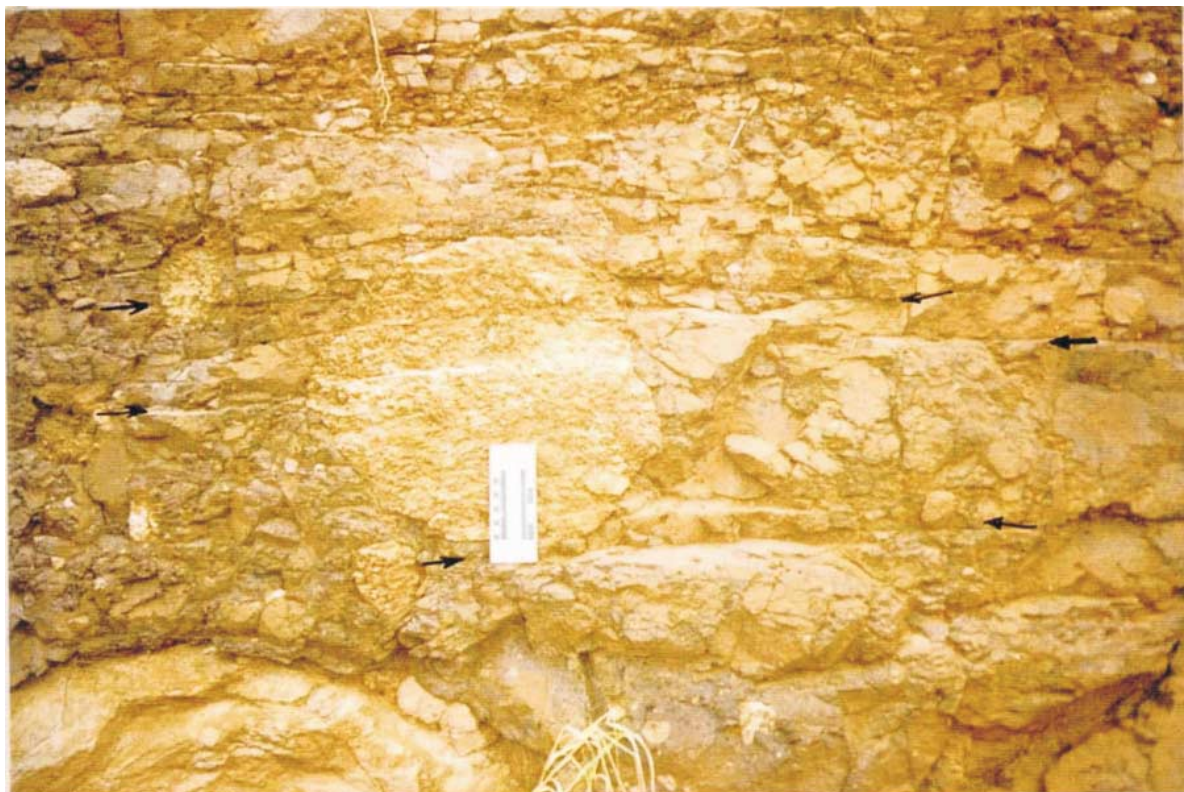


Foto 6.11 - Diamictito suportado por matriz, maciço (Dmm), castanho-avermelhado, apresentando planos de deformação subhorizontalizados e irregulares, penetrativos nos clastos (flechas). Localização: parte leste da “Bacia” Una-Utinga, norte de Itaetê.



Foto 6.12 - Banco de diamictito suportado por matriz, maciço (Dmm), cortado por dique de arenito (d). Sobre o diamictito, em contato brusco, ocorrem lobos de arenitos (eólicos) com estratificações cruzadas acanaladas de grande porte (Ste). No lado esquerdo da foto vê-se o Rio Paraguaçu. Localização: parte leste da "Bacia" Una-Utinga, cidade de Itaetê. Notar o martelo como escala (círculo).

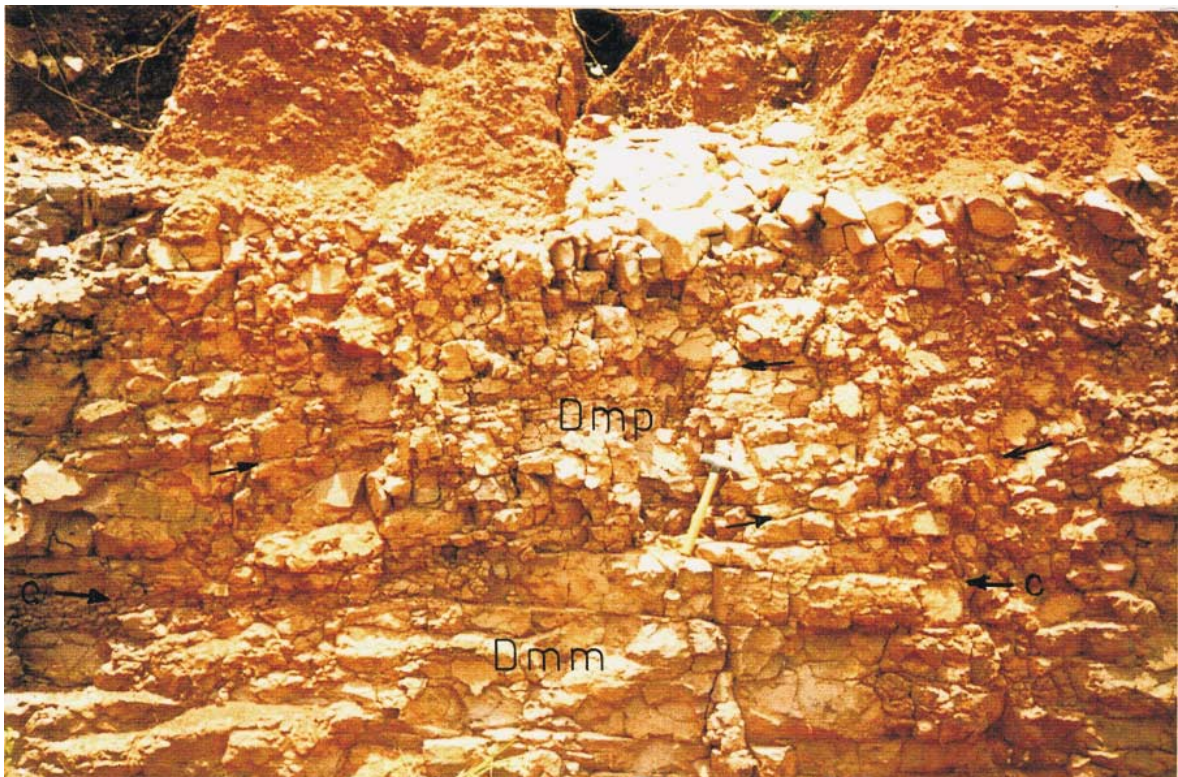


Foto 6.13 - Superfície de discordância irregular e erosiva (c) separando diamictito suportado por matriz, maciço (Dmm), com planos de deformação subhorizontalizados, e diamictito suportado por matriz com estratificação sigmoidal (Dmp) (flechas). Localização: parte leste da "Bacia" Una-Utinga, norte de Itaetê.



Foto 6.14 - Banco de diamictito cinza-arroxeadado suportado por matriz (Dmm), com graduação normal (na metade inferior da foto) passando no sentido do topo para camadas finamente estratificadas de arenitos com e sem dropstones (Sh e Shd). Localização: parte sul da “Bacia” de Irecê, a leste de Seabra.



Foto 6.15 - Contato brusco e erosivo entre diamictitos estratificados (Dms) (parte inferior da foto) da Formação Bebedouro e dolomitos cremes com níveis de intraclastos da Formação Salitre (topo). Observar: (a) clastos nos diamictitos; (b) nível de 10cm de espessura de concreção ferruginosa entre as duas litologias, acima do martelo - paleossolo (?); E (c) nível de intraclastos no dolomito.

Foi encontrado, próximo à cidade de Itaetê, um dique de arenito verticalizado, de direção N150⁰, com largura média de 30cm e com algumas dezenas de metros de comprimento, cortando esta litofácies (Foto 6.12).

Muito raramente esta litofácies apresenta estruturas sedimentares. Grandes estruturas circulares, com diâmetro métrico, formadas por processos de *slump* são comuns e foram observadas próximo ao entroncamento da estrada Andaraí/Mucugê com a estrada para Itaetê (Anexo 1, UTM 8571,0Km N/258,5KmE) e na parte sul da “Bacia” de Irecê (Fotos 6.2 e 6.10).

Os seus contatos com as demais litofácies são bruscos, não raro com evidente caráter erosivo (Fotos 6.4, 6.5, 6.9, 6.12 e 6.13). Contatos gradativos são raros e localizados (Foto 6.14). Não foi verificada a presença de estrias no topo das unidades sotopostas a esta litofácies.

6.2.1.2 Petrografia da Matriz

Estudaram-se quatorze lâminas delgadas da matriz deste diamictito (Anexo 1, Anexo 2A e Quadro 6.2), a qual inclui as seguintes litologias, segundo a classificação de Pettijohn (1975): grauvaca feldspática, grauvaca lítica feldspática, grauvaca lítica, arcóseo com fragmentos de rocha, arcóseo, arenito lítico feldspático e arenito lítico.

Estes arenitos, que constituem a matriz dos diamictitos, apresentam por sua vez um alto teor de argila illitizada/sericitizada a cloritizada e impregnada por óxido de ferro (variando de 24 a 73%), são textural e composicionalmente imaturos (com percentual de fragmentos de rocha variando de 1 a 82%, de feldspatos entre 2 e 69% e de quartzo entre 7 e 57%), em geral muito mal selecionados, constituindo uma verdadeira “salada” de fragmentos de dimensões variadas. Processos diagenéticos como: **(i)** compactação fraca a moderada e sericitização da argila; **(ii)** percolação por óxido de ferro (hematita/limonita); e **(iii)** presença de cimentos (silicoso e carbonático), são feições comuns nessas lâminas.

Os fragmentos maiores correspondem a grãos esféricos a alongados, localmente imbricados, muito angulosos (grande maioria) (principalmente os grãos meta-estáveis) a subarredondados (grãos mais resistentes), com contatos dos tipos tangencial, flutuante, retilíneo e côncavo-convexo. A composição desses grãos é bastante variada e compreende quartzos (mono e policristalino), feldspatos (microclínio e plagioclásio, às vezes alterados a argilo-minerais - illita/sericita e vacuolizados), FRS (fragmentos de rochas sedimentares) (sílex, siderita/dolomita, arenito, argilito - illitizado/sericitizado, carbonato), FRM (fragmentos de rochas metamórficas) (granitóide, quartzito, xisto, metabasito, filito - illitizado/sericitizado), FRI (fragmentos de rochas ígneas) ácidas e algumas

AMOSTRA	COMPOSIÇÃO MINERALÓGICA (%)	CLASSIFICAÇÃO (Pettijohn 1975)	LITOFÁCIES/CÓDIGO
JT - 04	matriz 70; quartzo 16; feldspatos 7; fragm. de rocha 7; biotita, sílex e opacos (traços)	Grauvaca feldspática com fragmentos de rocha	Dmm
JT - 09	quartzo 43; feldspatos 17; fragm. de rocha 13; argila 6; opaco 1; muscovita/sericita, zircão e óxido de ferro (traços)	Arcóseo com fragmentos de rocha	Dmm
JT - 12	cimento/matriz 54; quartzo 33; feldspatos 11; fragm. de rochas 2	Grauvaca feldspática	Dmm
JT - 14D	fragm. de rocha 74; feldspatos 12; quartzo 10; cimentos 4	Arenito lítico feldspático	Dmm
JT - 15C	fragm. de rocha 33; cimento/matriz 24; quartzo 23; feldspatos 18; hematita 2	Grauvaca lítica feldspática	Dmm
JT - 31A	fragm. de rocha 82; cimento 9; quartzo 7 e feldspatos 2	Arenito lítico	Dmm
JT - 44A	matriz argilosa 73; quartzo 15; feldspatos 6; fragm. de rocha 4 e sericita 2	Grauvaca feldspática	Dmm
JT - 47C	matriz 52; quartzo 41; feldspatos 6 e fragm. de rocha 1	Grauvaca feldspática	Dmm
JT - 56B	matriz 63; quartzo 27; fragm. de rocha 7; feldspatos 2; chert 1; opaco e zircão (traços)	Grauvaca lítica	Dmm
JT - 61B	quartzo 57; fragm. de rocha 25; cimentos 12; feldspatos 5; sílex 1; turmalina e zircão (traços)	Arenito lítico feldspático	Dmm
JT - 68A	feldspatos 69; quartzo 25; cimento 3; opaco 2; clorita, muscovita, zircão e epidoto (traços)	Arcóseo	Dmm
JT - 95	matriz 58; fragm. de rocha 21; quartzo 11; feldspatos 9; biotita 1; opaco, turmalina, zircão granada, sílex e clorita (traços)	Grauvaca lítica feldspática	Dmm
JT - 99A	matriz 40; fragm. de rocha 30; quartzo 15; cimento carbonático 9; feldspatos 6; turmalina e opaco (traços)	Grauvaca lítica feldspática	Dmm
JT - 110	matriz 55; quartzo 33; fragm. de rocha 7; feldspatos 3; clorita 1; biotita 1; zircão, turmalina e opaco (traços)	Grauvaca lítica	Dmm

Quadro 6.2 - Composição da matriz dos diamictitos da litofácies Dmm.

básicas, FRV (fragmentos de rochas vulcânicas alcalinas), sílex, biotita (às vezes alterada a clorita ou muscovita), opacos, zircão, hematita, turmalina e granada.

6.2.1.3 Interpretação

Esta litofácies é interpretada como formada por processos de fluxo de detritos coesivos e confinados (Nardin et. al. 1979, Miall 1983, Gama Jr. et. al. 1992, Lonne 1995).

Na Formação Bebedouro, esta litofácies apresenta:

- i)** aspecto maciço com clastos normalmente desorganizados e localmente imbricados, de composição bastante variada, flutuando dentro de uma matriz predominantemente pelítica;
- ii)** clastos maiores (blocos e seixos), com tamanho médio superior ao das demais litofácies presentes nesta formação;
- iii)** contatos de natureza brusca e erosiva com as demais litofácies da formação (arenitos e pelitos);
- iv)** presença quase constante de planos de falha e fratura horizontalizados que, em função das suas características como: não penetratividade, distribuição localizada, incompatibilidade com a deformação regional, etc., são mais condizentes com uma deformação sindeposicional glácio-tectônica;
- v)** estruturas de *slump*
- vi)** clastos angulares (dominantes) (fragmentos de rocha e minerais meta-estáveis) e subarredondados (minerais mais resistentes, reciclados);
- vii)** percentagens elevadas de matriz;
- viii)** composição petrográfica da matriz semelhante à composição dos clastos existentes na litofácies, indicando que a mesma corresponde, em parte, ao produto da cominuição dos fragmentos maiores;
- ix)** grande percentagem de fragmentos de rochas (sedimentares, metamórficas e ígneas), de feldspatos e outros minerais meta-estáveis, pouco ou não alterados;
- x)** efeitos de diagênese;
- xi)** associação com litofácies de *dropstones*; e
- xii)** retrabalhamento das mesmas por ondas de tempestade.

Essas características sugerem para esta litofácies uma deposição rápida, com pouco transporte, em ambiente subaquático, por processos de fluxos de detritos coesivos e confinados, com mecanismos de choque de grãos e sob condições climáticas severas (provavelmente frias), indicadas pela presença de minerais meta-estáveis pouco ou não alterados. Essas características sugerem também que a litofácies Dmm foi retrabalhada após sua deposição em ambiente subaquático, como

evidenciado pela presença de estruturas sedimentares indicativas da ação de ondas de tempestade. A litofácies Dmm não sofreu metamorfismo, estando afetada apenas por processos diagenéticos.

O dique de arenito encontrado nesta litofácies é interpretado como uma feição de deformação provocada pela ação do gelo sobre a mesma. Interpretação análoga foi feita por Lonne (1995) em depósitos glaciais recentes do norte da Europa.

As variações texturais, composicionais e na forma dos clastos da litofácies Dmm sugerem que estes sedimentos: **(i)** são oriundos de várias fontes; **(ii)** sofreram transporte e retrabalhamento diferenciados; e **(iii)** foram depositados rapidamente. Tais características são comuns em geleiras de base úmida com altas taxas de degelo subglacial e de sedimentação (Eyles, N. 1993).

6.2.2 Litofácies Dms: Diamictito sustentado por matriz, com estratificação paralela.

6.2.2.1 Descrição Macroscópica

Esta litofácies foi cartografada nas “bacias” de Irecê, Salitre e Una-Utinga sendo mais freqüente nas duas primeiras (Perfis C, D, F, I, J e N das Figuras 6.1A e B, 6.2 e 6.3A, Quadro 6.1 e Fotos 6.15, 6.16 e 6.17).

As suas principais diferenças em relação à litofácies Dmm são: **(i)** presença de estratificação plano-paralela; **(ii)** tamanho médio dos clastos, menor do que na litofácies Dmm; e **(iii)** clastos subarredondados mais freqüentes do que na litofácies anterior.

Compreende diamictitos com matriz grauváquica, subarcosiana e argilosa de composição semelhante à dos clastos que nela flutuam. Esta matriz se apresenta estratificada (estratificação do tipo plano-paralela ou irregular). As cores deste diamictito são variadas (cinza-esverdeada, vermelho-ocre e arroxeadas) e na matriz flutuam, em maior ou menor percentagem, uma gama diversificada de clastos, com tamanhos variando de grânulo a blocos de dimensões métricas. Em geral dominam os clastos com eixo maior, menor que 10cm .

Estes clastos têm composição variada (granitos, gnaisses, migmatitos, pegmatitos, rochas básicas/ultrabásicas, quartzos, quartzitos cinza e verdes, filitos, xistos, arenitos, argilitos, carbonatos, *cherts*). Normalmente os clastos de quartzo e de quartzito se apresentam arredondados a subarredondados, enquanto os demais variam de arredondados a angulares. Não foram encontradas estrias nos mesmos, ainda que alguns se mostrem facetados e polidos.

Esta litofácies é textural e composicionalmente imatura com presença expressiva de minerais e de fragmentos de rochas meta-estáveis. Estes clastos estão distribuídos na matriz, ora de forma caótica, ora organizados ao longo dos planos da estratificação, mostrando algumas vezes gradação

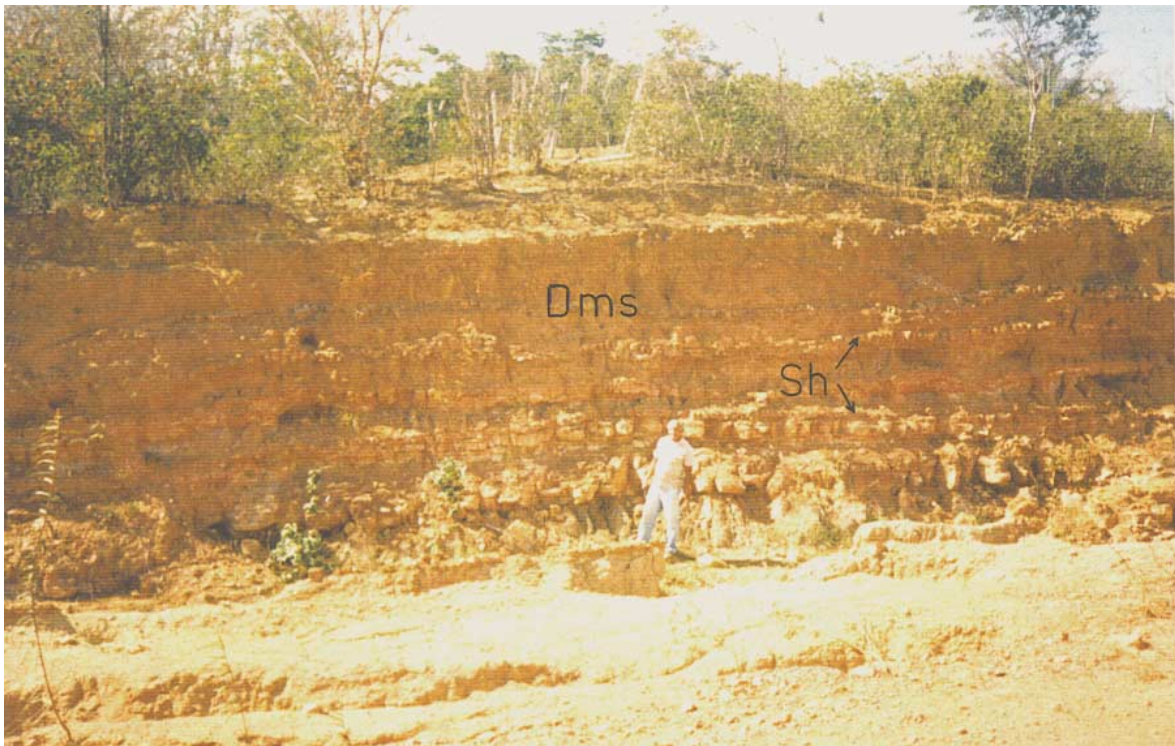


Foto 6.16 - Alternância rítmica de camadas irregulares de diamictitos estratificados (Dms) e camadas de arenitos estratificados (Sh). Localização: parte norte da "Bacia" Una-Utinga.



Foto 6.17 - Camadas de arenitos apresentando estratificação paralela e ondulada (Sh), diamictito sustentado por matriz com estratificação paralela (Dms) mostrando nível de deformação sinsedimentar (d). Diamictito sustentado por matriz apresentando grandes estratos cruzados tabulares tangenciais na base (tracejado) (Dmp). Os limites (c) entre estas litofácies correspondem a superfícies de discordância. Alguns clastos estão indicados por flechas. Localização: parte leste da "Bacia" Una-Utinga, a norte de Itaetê.

normal de distribuição e gradação inversa subordinada, como observado a noroeste da cidade de Palmeiras (Perfil I da Figura 6.2). Muitos dos clastos apresentam diâmetros bem superiores à espessura dos estratos (Fotos 6.15 e 6.17).

A geometria externa dessa litofácies é tabular com espessuras variadas, normalmente centídecimétricas e com extensão lateral considerável (Foto 6.16).

Em algumas camadas observou-se a presença de planos de fraqueza ao longo das mesmas coincidentes, ou quase-coincidentes, com os planos de estratificação. Trata-se de feições com as mesmas características descritas na litofácies Dmm e, por isto, relacionadas a deformação glácio-tectônica sindeposicional.

Observaram-se também estruturas sedimentares do tipo *hummocky*, evidenciando ação de ondas de tempestade (Foto 6.17).

Os contatos destes diamictitos com as demais litologias da Formação Bebedouro podem ser gradativos, bruscos ou erosivos.

6.2.2.2 Petrografia da Matriz

Foram estudadas onze lâminas petrográficas da matriz desta litofácies (Anexo 1, Anexo 2B e Quadro 6.3), as quais mostram as seguintes características:

Trata-se de sedimentos classificados segundo Pettijohn (1975) como grauvacas líticas, grauvacas líticas feldspáticas, grauvacas feldspáticas, “quartzo-wacke”, subarcóseos e argilitos quartzosos com fragmentos de rochas. São sedimentos imaturos textural e composicionalmente (com percentuais de argila variando de 26 a 80%, de fragmentos de rocha variando de 1 a 18%, de feldspatos entre 1 e 20% e de quartzo entre 5 e 82%), mal ou bem selecionados, apresentando uma mineralogia bastante variável, afetados por uma fraca diagênese com compactação fraca a moderada, deixando muitos espaços vazios. Esta diagênese foi responsável pelo desenvolvimento de vários tipos de cimentos, formados em épocas diferentes (cimento silicoso, feldspático, óxido de ferro e calcítico). Ocorre também na litofácies uma intensa percolação por óxido de ferro (hematita), em parte decorrente de intemperismo pós-diagenético.

Os constituintes maiores da matriz observados em lâmina delgada são esféricos e alongados, angulosos a arredondados, formados de quartzos (mono e policristalino), feldspatos (microclínio e plagioclásios, às vezes fracamente alterados a argilo-minerais - illita/sericita e vacuolizados), FRS (argilito, micrito, sílex, arenito, carbonato), FRM (granitóide, quartzito, filito, meta-básica, xisto), FRI (ácidas e básicas), biotita, às vezes cloritizada ou alterada para muscovita, turmalina, opacos e zircão.

AMOSTRA	COMPOSIÇÃO MINERALÓGICA (%)	CLASSIFICAÇÃO (Pettijohn 1975)	LITOFÁCIES/CÓDIGO
JT - 02	matriz 80; quartzo 13; fragm. de rocha 6; feldspatos 1; sílex e óxido de ferro (traços)	Argilito com quartzo e fragm. de rocha	Dms
JT - 08	quartzo 48; cimento 29; feldspatos 20; fragm. de rocha 3; opaco e sílex (traços)	Subarcóseo	Dms
JT - 27A	matriz 56; quartzo 23; fragm. de rocha 15; feldspatos 4; sílex/chert 2; biotita, clorita, carbonato e turmalina (traços)	Grauvaca lítica	Dms
JT - 39B	quartzo 66; matriz 26; feldspatos 7; fragm. de rocha 1	Quartzo - wacke	Dms
JT - 47A	matriz 57; quartzo 25; fragm. de rocha 11; cimento 5 e feldspatos 2	Grauvaca lítica	Dms
JT - 47B	nível 1: matriz 68; fragm. de rocha 18; quartzo 9; feldspatos 3; biotita/clorita 2. nível 2: quartzo 47; matriz 31; fragm. de rocha 20 e cimento 2.	rocha 1: Grauvaca lítica; rocha 2: Grauvaca lítica feldspática	Dms
JT - 62A	quartzo 76; feldspatos 18; cimento 5; fragm. de rocha 1; leucóxênio, sílex, turmalina, óxido de ferro e muscovita (traços)	Subarcóseo	Dms
JT - 62B	quartzo 82; feldspatos 10; cimento 7; fragm. de rocha 1; sílex, opaco, muscovita, zircão, turmalina e óxido de ferro (traços)	Subarcóseo	Dms
JT - 86B	matriz; quartzo; fragm. de rocha; feldspatos; biotita e opaco	Grauvaca	Dms
JT - 101	nível 1: quartzo 46; matriz 42; feldspatos 10; fragm. de rocha 1 e opaco 1; nível 2: quartzo 54; matriz 32; feldspatos 5; opaco 5; fragm. de rocha 4	Grauvaca feldspática	Dms
JT - 111A	matriz 75; fragm. de rocha 15; quartzo 5; opaco 3; calcedônia 2; sílex e feldspatos (traços)	Micrito com fragmentos de rocha	Dms
JT - 10A	feldspatos 40; fragm. de rocha 29; quartzo 27; cimento 4; hematita (traços)	Arcóseo com fragmentos de rocha	Dmp
JT - 22A	fragm. de rochas 62; quartzo 16; matriz 16; feldspatos 6;	Grauvaca lítica feldspática	Dmp
JT - 51B	matriz 30; fragm. de rocha 22; quartzo 19; feldspatos 18; cimento 7; clorita 3; opaco 1; óxido de ferro e biotita (traços)	Grauvaca lítica feldspática	Dmp
JT - 76B	matriz 53; fragm. de rocha 17; quartzo 15; feldspatos 14; opaco 1; biotita, sílex e zircão (traços)	Grauvaca lítica feldspática	Dmp

Quadro 6.3 - Composição da matriz dos diamictitos das litofácies Dms e Dmp.

Os contatos entre esses grãos são dos tipos flutuante, tangencial, retilíneo, côncavo-convexo e suturado (bem subordinado). Os grãos alongados estão orientados paralelamente à laminação ou estão imbricados.

A fração fina da matriz pode chegar a 80% do volume total dos seus constituintes e é formada basicamente por minerais de argila sericitizada/cloritizada, óxido de ferro, quartzo microcristalino e carbonato.

A lâmina referente à amostra JT-111A (Anexo 2B), coletada no extremo norte da “Bacia” de Irecê (UTM 8817,0kmN/ 200,0kmE) é a única a indicar metamorfismo fraco nessa litofácies e deformação tectônica dúctil-rúptil com grãos rotacionados, estirados e fraturados/quebrados, com as fraturas preenchidas por carbonato espático. A matriz da rocha nesta lâmina é carbonática, micrítica e recristalizada.

6.2.2.3 Interpretação

Características texturais e composicionais, macroscópicas e microscópicas, estruturas sedimentares preservadas, relações de contato com as demais litofácies e a geometria externa, presentes nesta litofácies são pontos fundamentais para a sua interpretação.

Vários autores interpretam os diamictitos organizados suportados por matriz com estratificação paralela (Dms) como depósitos formados por fluxos de detritos coesivos e confinados e por correntes de turbidez de alta densidade (Lowe 1982, Miall 1983, Eyles, C. et. al. 1985, Brodzikowski & Van Loon 1987, Gama Jr., et. al. 1992, Lonne 1995, Martins Neto 1995b). Lonne (1995) considera ainda, como processo adicional e subordinado, atuando nesta litofácies, a queda de grãos (*grain fall*).

Na Formação Bebedouro, as características macroscópicas observadas na litofácies Dms, reforçadas pelos estudos petrográficos feitos na matriz da mesma, sugerem uma deposição rápida e com pouco transporte por processos de fluxo de detritos coesivos e confinados e por correntes de turbidez de alta concentração, sob um regime climático provavelmente frio, em decorrência da presença de minerais meta-estáveis. A deposição por correntes de turbidez se dá em razão da diminuição da viscosidade e/ou concentração do fluido tornando o fluxo menos coesivo, mais turbulento, e gerando mecanismos de choque entre os grãos por ação da pressão dispersiva e mecanismos de fluidização/liquefação por escape de fluidos. Logo, os processos de fluxo de detritos e de correntes de turbidez são sequenciais (Gama Jr. et. al. 1992).

A presença de: **(i)** grãos de quartzo subarredondados entre grãos angulares; **(ii)** deformações glácio-tectônicas; **(iii)** associação com depósitos de pelitos e de arenitos; **(iv)** retrabalhamento por

ondas de tempestade; e (v) associação com camadas de *dropstones*, indicam que este diamictito sofreu reciclagem com posterior ressedimentação e retrabalhamento em ambiente subaquático. A manutenção da alta taxa de matriz argilosa, da imaturidade textural e composicional e a preservação dos minerais meta-estáveis nestes sedimentos, permitem considerá-los como provenientes de geleira de base úmida, em consonância com a interpretação feita para a litofácies Dmm.

6.2.3 Litofácies Dmp: Diamictito sustentado por matriz, com estratificação cruzada sigmoidal.

6.2.3.1 Descrição Macroscópica

Os afloramentos desta litofácies se restringem, quase que exclusivamente, à “Bacia” Una-Utinga. Nas demais “bacias”, apenas à leste de Laje do Batata - “Bacia” do Salitre foram encontrados registros da mesma (Perfis C, K, L, M e O das Figuras 6.1B e 6.3A e B, Quadro 6.1 e Fotos 6.9, 6.13, 6.17, 6.18, 6.19 e 6.20).

Trata-se de diamictitos imaturos textural e composicionalmente, mal selecionados, estratificados, sustentados por matriz grauváquica (dominante) e arcossiana (subordinada), de cores vermelho-ocre, arroxeadas e cinza-esverdeadas, contendo quantidades variáveis de clastos dispersos na mesma.

Os clastos nesta litofácies têm composição, textura e maturidade semelhantes aos descritos para as litofácies Dms e Dmm, porém os clastos maiores têm dimensões inferiores, correspondendo normalmente a seixos, poucas vezes ultrapassando diâmetros superiores a 40cm (Foto 6.19). O grau de arredondamento dos mesmos, da mesma forma que naquelas litologias, é maior nos clastos mais resistentes (quartzo, quartzitos). Não é incomum se encontrar clastos com dimensões superiores à da espessura da estratificação, que é da ordem de centímetros (valor médio dessa estratificação em torno de 10cm) (Fotos 6.17 e 6.19). Muitos dos clastos estão facetados e organizados segundo o acamamento, com casos de fragmentos orientados com seu eixo maior na vertical (Foto 6.19).

A geometria externa destes diamictitos é de corpos lobados e lenticulares, por vezes amalgamados (Fotos 6.9, 6.13, 6.17 e 6.19), outras vezes separados por camadas centi-decimétricas de arenitos apresentando estruturas sedimentares do tipo estratificação cruzada *hummocky* (Foto 6.18).

A espessura dos lobos varia da ordem de decímetros a 2m. Esses lobos apresentam mergulhos variáveis e mostram localmente grandes estruturas caóticas de *slump* (Foto 6.19). Internamente, os lobos ou lentes apresentam estratificação cruzada dos tipos sigmoidal e tangencial



Foto 6.18 - Alternância rítmica entre: (A) camadas decimétricas de diamictitos arroxeados sustentados por matriz com estratificação cruzada tangencial na base (Dmp), e (B) camadas centimétricas de arenitos (Sh) castanhos apresentando marcas de ondulação simétricas no topo das camadas. Localização: parte oeste da “Bacia” Una-Utinga, sul da cidade de Utinga.



Foto 6.19 - Diamictitos sustentados por matriz (Dmp) apresentando uma geometria de lobos sigmoidais (ls) amalgamados separados por superfícies de discordância (c - c'). Na parte central da foto ocorre uma grande feição circular, internamente caótica, que representa provavelmente, estrutura de slump (d). Blocos de granitóides são ressaltados por pontilhado, à esquerda do martelo. Localização: parte oeste da “Bacia” Una-Utinga, sul da cidade de Utinga

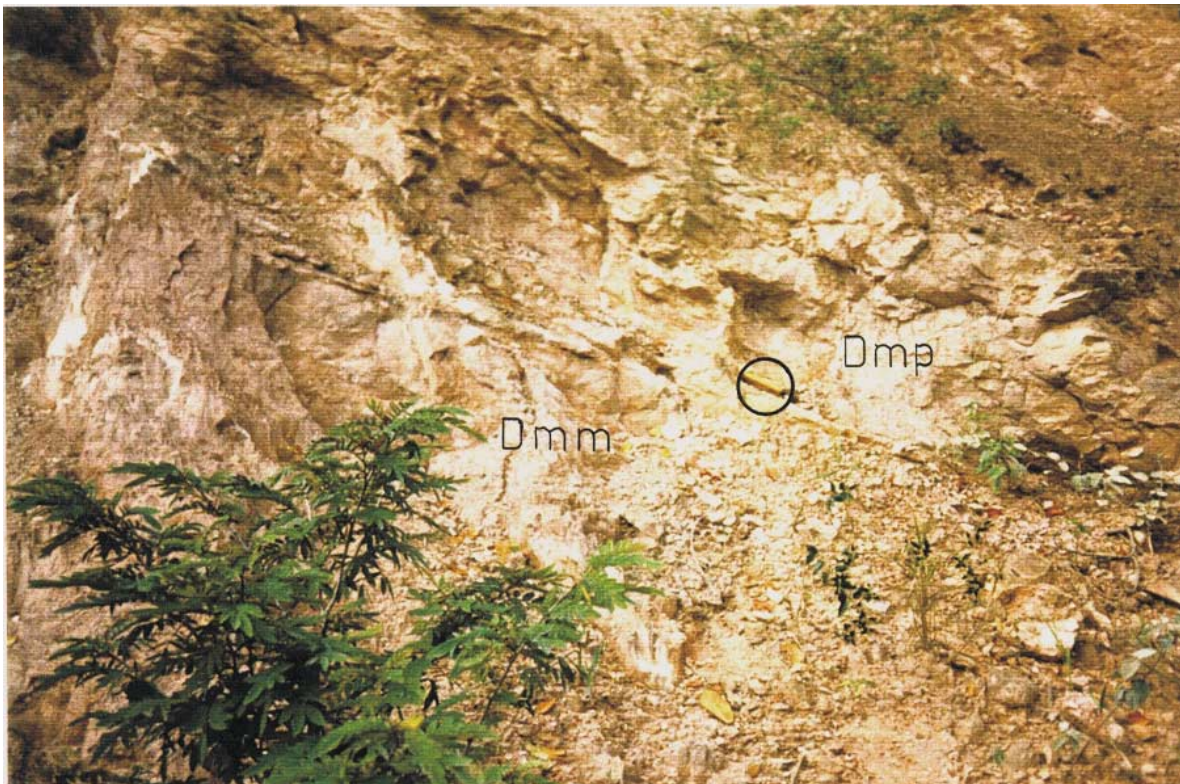


Foto 6.20 - Superfície de discordância (local do martelo) entre diamictito sustentado por matriz com estratificação cruzada de grande porte (Dmp) tangencial na base, parte superior da foto, e diamictito sustentado por matriz, maciço (Dmm). Localização: mesmo local da foto 6.19.



Foto 6.21 - Diamictito sustentado por clasto, maciço (Dcm) apresentando clastos com a face exposta polida e plana. Localização: parte leste da “Bacia” Una-Utinga, sudeste da cidade de Utinga.

na base, constituindo *sets* com espessuras variadas, entre decímetros e um metro. Em alguns casos foi observada uma gradação normal de distribuição, como nos afloramentos situados a sudeste da cidade de Ibiquera (Anexo 1).

Os contatos desta litofácies com as demais presentes na Formação Bebedouro são marcados por uma superfície de natureza erosiva (Fotos 6.9, 6.13, 6.18 e 6.20).

6.2.3.2 Petrografia da Matriz

Foram estudadas quatro lâminas petrográficas da matriz desta litofácies (Anexo 1, Anexo 2C e Quadro 6.3), as quais foram classificadas como grauvasas líticas feldspáticas (dominantes) e arcóseos com fragmentos de rochas (subordinados) (Pettijohn 1975).

Trata-se de sedimentos de textura heterogênea, mal selecionados, imaturos textural e composicionalmente, constituídos de grãos maiores esféricos, alongados ou irregulares, angulosos a subarredondados (alguns facetados), com contatos entre os mesmos dos tipos tangencial, flutuante, retilíneo e côncavo-convexo, envolvidos por material mais fino (pelítico). Estes elementos (grãos e material mais fino) constituem a matriz da litofácies Dmp. Esta matriz sofreu uma diagênese fraca a moderada com pouca compactação do seu arcabouço, possibilitando a infiltração de argila nos seus poros. Observou-se também em algumas lâminas o crescimento sintaxial de sílica em torno de alguns grãos de quartzo. Todavia, parece que este crescimento é anterior à sua última deposição, ou seja, são grãos de quartzo reciclados.

Os grãos maiores presentes na matriz desta litofácies são: quartzo (15 a 27%), feldspatos (6 a 40%, às vezes alterados a argilo-minerais illitizados/sericitizados e vacuolizados), FRS (siltito ferruginoso, sílex, argilito), FRM (granitóide, xisto, quartzito), FRI, opaco, biotita alterando a muscovita, sílex, zircão, hematita. Os fragmentos de rocha apresentam percentuais variando de 17 a 62% do volume total da rocha.

O material mais fino é constituído de argilo-minerais (illita/esmectita, correspondendo a valores entre 16 a 53% do volume total da rocha).

6.2.3.3 Interpretação

Os diamictitos com estratificação cruzada sigmoidal resultam da alternância de fases de erosão e deposição e da migração de megacorrentes em ambientes continental e marinho (Reineck & Singh 1975).

Para Brodzikowski & Van Loon (1991) e Lonne (1995) esta litofácies corresponde a lobos subaquáticos depositados por processos de fluxos gravitacionais. Para esta última autora, depósitos

deste tipo se formaram em bacias holocênicas da Noruega e Svalbard pela remoção de sedimentos glaciogênicos através de correntes de lavagem com ressedimentação dos detritos no ambiente glácio-marinho.

Na Formação Bebedouro, tomando-se por base as feições macroscópicas e microscópicas observadas nesta litofácies, e em consonância com os elementos citados acima e com as interpretações atribuídas às litofácies Dmm e Dms, considera-se a litofácies Dmp como tendo sido depositada rapidamente por processos gravitacionais de fluxo de detritos coesivos e confinados e/ou por correntes de turbidez de alta concentração em um ambiente subaquático com paleorelevo irregular, afetado por regime climático frio

A geometria externa desta litofácies aliada: **(i)** às associações da mesma com arenitos apresentando estruturas do tipo *hummocky*; **(ii)** a pelitos e arenitos contendo *dropstones*; **(iii)** à presença de estruturas de deformação; **(iv)** à grande quantidade de matriz e de fragmentos de rocha; **(v)** à presença de grãos arredondados no meio de grãos angulares; e **(vi)** à preservação de cimento silicoso envolvendo grãos de quartzo, formado pré-deposição da Formação Bebedouro, atestam que os sedimentos desta litofácies foram reciclados e posteriormente ressedimentados no ambiente subaquático (glácio-marinho) por correntes de lavagem derivadas de uma geleira de base úmida.

6.2.4 Litofácies Dcm: Diamictito sustentado por clasto, maciço.

6.2.4.1 Descrição Macroscópica

Esta litofácies ocorre apenas em uns poucos afloramentos existentes na borda leste da “Bacia” Una-Utinga, nas proximidades da cidade de Ibiquera (Perfil K da Figura 6.3A, Quadro 6.1 e Foto 6.21) e repousa sobre as rochas do Pré-Espinhaço, na forma de camadas lenticulares pouco espessas, da ordem de alguns decímetros a um metro. A litofácies Dcm grada lateral e verticalmente para as litofácies Dmp e Sh e o seu contato basal com as outras litofácies é brusco.

Trata-se de diamictitos maciços, de cores castanho-avermelhada e cinza-avermelhada cujos constituintes maiores (grânulo a matacões) se tocam. A composição dos constituintes maiores é variada (granitos, gnaisses, migmatitos, pegmatitos, rochas básicas, quartzo ou quartzito cinza) e o grau de arredondamento varia de subarredondado a subangular. A quantidade de clastos subarredondados de rochas granitóides é bem superior à encontrada nas litofácies já descritas. Não foram encontrados clastos de quartzito verde associados a estes sedimentos, indicando que a fonte que alimentava os depósitos acumulados nas “bacias” de Irecê e Salitre não era necessariamente a

mesma que aquela responsável pela deposição dos sedimentos nas partes centro-sul da “Bacia” Una-Utinga e na “Bacia” de Ituaçu.

Em superfície, alguns clastos apresentam a face exposta polida e plana, sem contudo mostrarem evidências de estrias (Foto 6.21). Entre esses clastos ocorre, de forma muito subordinada, material mais fino, grauváquico (matriz) com composição semelhante à dos clastos.

A análise macroscópica da matriz deste diamictito indica que a mesma é imatura textural e composicionalmente e que a percentagem de fragmentos de rochas associados a esta matriz é comparável ou superior à da litofácies Dmm.

Em virtude do predomínio absoluto dos clastos sobre a matriz desta litofácies e da sua semelhança macroscópica com a litofácies Dmm, o estudo petrográfico da mesma não foi feito.

6.2.4.2 Interpretação

A deposição desta litofácies é atribuída a processos de fluxos gravitacionais não coesivos de sedimentos associados a depósitos subaéreos e subaquáticos. Esta origem está embasada: **(i)** na ausência de estruturas trativas nesses corpos tais como, estratificações ou superfícies erosivas internas; **(ii)** na presença de textura mal selecionada (polimodal); **(iii)** na ausência de clastos imbricados; **(iv)** na presença de gradação inversa; e **(v)** na presença de clastos com eixo maior na posição vertical.

O caráter não coesivo desta litofácies é sugerido pela fábrica clasto-suportada e pela pequena quantidade de matriz (Nemec & Steel 1984, Martins Neto 1995b). Para Lonne (1995) esses fluxos de detritos não coesivos são dominados provavelmente, pela colisão de clastos e pela pressão dispersiva.

Os depósitos da Formação Bebedouro pertencentes a esta litofácies, em razão das características apresentadas e da sua associação com diamictitos da litofácies Dmp, representam provavelmente, processos de fluxo de detritos subaquáticos não coesivos. A presença de clastos polidos e com face plana decorre da reciclagem e da abrasão sofrida pelos mesmos durante o transporte.

O degelo da base da geleira temperada em um ambiente subaquático, responsável pela formação das litofácies anteriores, também é o mecanismo propulsor dos sedimentos da litofácies Dcm. Neste caso específico, os sedimentos foram acumulados na boca de túneis subaquáticos conforme evidenciado: **(i)** pelo seu aspecto macico; **(ii)** pelo caráter lenticular dos corpos; e **(iii)** pelo predomínio de seixos e blocos sobre a matriz, etc.)

6.3 ARENITOS (S)

Este é o tipo litológico de ocorrência mais subordinada na Formação Bebedouro compreendendo corpos, em geral pouco espessos, de arenitos de composição diversificada (subarcóseos, arcóseos, grauvacas e quartzo-arenitos), normalmente alternados com as litofácies de diamictitos ou de pelitos, formando ritmitos em muitos dos afloramentos visitados.

Cinco litofácies foram identificadas para este tipo litológico (Sh, Shd, Sp, Sm e Ste) (Quadro 6.1).

6.3.1 Litofácies Sh: Arenito com estratificação horizontal.

6.3.1.1 Descrição Macroscópica

Esta litofácies ocorre em todas as “bacias” estudadas (Irecê, Salitre, Una-Utinga e Ituaçu) (Perfís B, C, I, J, K, M, N, O e P das Figuras 6.1A e B, 6.2, 6.3A e 6.4, Quadro 6.1 e Fotos 6.14, 6.16, 6.17, 6.18, 6.22, 6.23, 6.24 e 6.25).

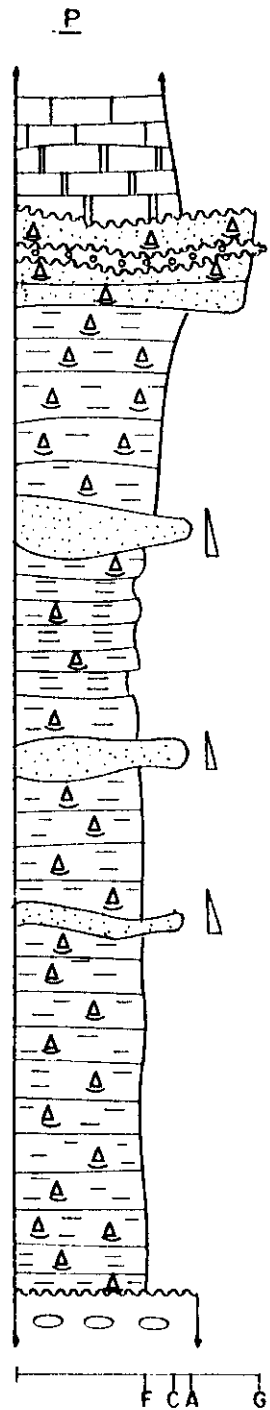
Compreende arcóseos, grauvacas, arenitos líticos e quartzo-arenitos, com granulação fina a grossa, cores ocre, castanha e cinza-esverdeada, quase sempre impregnados com óxido de ferro. Esta litofácies se apresenta na forma de corpos tabulares extensos ou lenticulares e tem espessura da ordem de alguns centímetros até um metro (Fotos 6.16, 6.17, 6.22 e 6.24). A forma interna desses corpos é normalmente marcada pela presença de estratificação e laminação plano-paralela, estratificação cruzada tipo *hummocky*, marcas de ondulação assimétricas e gradação normal.

Os seus contatos são bruscos ou gradativos com as litofácies de diamictitos e bruscos com os pelitos (Fotos 6.16, 6.17, 6.18, 6.24 e 6.25).

6.3.1.2 Descrição Microscópica



Foram estudadas oito lâminas petrográficas nesta litofácies (Anexo 1, Anexo 2D e Quadro 6.4), correspondendo a quartzo-arenitos, subarcóseos, arcóseos, grauvacas, grauvacas líticas e arenitos líticos (Pettijohn 1975). As lâminas JT - 11B e JT - 51A (Anexo 2D) apresentam alta percentagem de matriz argilosa (correspondendo a 45% do volume total da rocha) pigmentada por óxido de ferro e constituída de sericita, quartzo microcristalino, biotita e leucoxênio pulverulento.

Trata-se de rochas não metamorizadas de textura fina a média, bem a mal selecionadas, apresentando maturidade textural e composicional variável, afetadas por diagênese com compactação moderada dos grãos e cimentos de sílica, óxido de ferro e carbonatos (siderita/dolomita), e com a seguinte composição mineralógica: quartzo (com percentagem variando de 7 a 85% - muitos grãos







LEGENDA




FORMAÇÃO SALITRE

-  Calcário
-  Dolomito

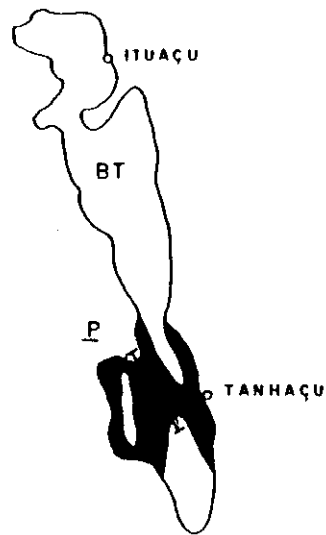
FORMAÇÃO BEBEDOURO

-  Sh
-  Shd
-  Fld
-  Fl

GRUPO CHAPADA DIAMANTINA

-  Conglomerados, arenitos, pelitos
-  Grandecrescência para o topo.
-  Superfície de erosão preenchida com microconglomerado.

MAPA DE LOCALIZAÇÃO DO PERFIL



ESCALA



Granulometria

- F Finos
- C Carbonatos
- A Areia
- G Cascalhos

FIG 6.4 — Perfil gráfico-sedimentar de afloramento da Formação Bebedouro na "Bacia" de Ituaçu com mapa de localização. BT- "Bacia" de Ituaçu, P — Perfil gráfico-sedimentar.



Foto 6.22 - Contato brusco (flechas) entre arenitos estratificados (Sh) (A) da Formação Bebedouro e dolomitos cremes com estratificação cruzada do tipo *hummocky* da Formação Salitre (B). Observar que as duas unidades estão paralizadas e o mergulho das camadas é subhorizontal. Localização: parte leste da “Bacia” de Irecê.



Foto 6.23 - Alternância rítmica de camadas de pelitos laminados (F1) (A) e de arenitos estratificados (Sh) (B). Localização: parte leste da “Bacia” Una-Utinga, norte da cidade de Itaetê.



Foto 6.24 - Alternância rítmica de pelito laminado (F1) e de quartzo-arenito fino com estratificação plano-paralela (Sh). Localização: parte leste da “Bacia” de Irecê, BA - 052.



Foto 6.25 - Alternância rítmica de camadas horizontalizadas de pelitos laminados (F1) e de arenitos estratificados (Sh). Os arenitos apresentam topo e base irregulares e espessura variável. Os contatos entre estas litofácies são bruscos no topo e na base (flechas). Observar planos de cisalhamento tectônico (cz) de inclinação fraca a moderada cortando o ritmo. Localização: “Bacia” de Ituaçu, oeste de Tanhaçu.

AMOSTRA	COMPOSIÇÃO MINERALÓGICA (%)	CLASSIFICAÇÃO (Pettijohn 1975)	LITOFÁCIES/CÓDIGO
JT - 10B	fragm. de rocha 90; quartzo 7; feldspatos 2 e cimento 1	Arenito lático	Sh
JT - 11B	matriz 47; quartzo 35; fragm. de rocha 15; opaco (traços)	Grauvaca lítica	Sh
JT - 13A	quartzo 58; feldspatos 27; fragm. de rocha 9; cimento 4; muscovita 2; turmalina (traços)	Arcóseo com fragmentos de rocha	Sh
JT - 24A	quartzo 64; cimento 22; feldspatos 10; sílex 2; fragm. de rocha 1; biotita 1; zircão (traços)	Subarcóseo	Sh
JT - 24B	quartzo 49; cimento 45; fragm. de rocha 3; feldspatos 2; opaco 1; turmalina, zircão e micas (traços)	Quartzo-arenito	Sh
JT - 39C	quartzo 85; cimento 13; sílex 1; biotita 1	Subarcóseo	Sh
JT - 51A	matriz 45; quartzo 42; feldspatos 5; fragm. de rocha 5 e opaco 3	Grauvaca	Sh
JT - 111B	quartzo 64; cimento 36; carbonato, feldspatos e sericita (traços)	Quartzo-arenito	Sh
JT - 41A	quartzo 98; sílex 1; feldspatos 1; sericita/muscovita, opaco, zircão, turmalina, argila e sericita (traços)	Quartzo-arenito	Sm
JT - 42A	quartzo 87; feldspatos 6; cimento 5 e fragm. de rocha 2;	Subarcóseo	Sm
JT - 53B	quartzo 64; cimento 28; feldspatos 6; opaco 1; chert/sílex 1; fragm. de rocha, zircão e muscovita (traços)	Subarcóseo	Sm
JT - 111C	quartzo 50; feldspatos 22; matriz 20; fragm. de rocha 7; carbonato 1; biotita, opaco, sílex, turmalina, muscovita, zircão e epidoto (traços)	Grauvaca feldspática com fragmentos de rocha	Sm
JT - 16A	fragm. de rocha 55; quartzo 28; feldspatos 12; cimento 5	Arenito lático feldspático	Sp
JT - 80	feldspatos 75; quartzo 20; óxido de ferro 4; opaco 1; cimento, biotita, zircão e muscovita (traços)	Arcóseo	Sp

Quadro 6.4 - Composição dos arenitos das litofácies Sh, Sm e Sp.

são resultantes do quebramento de cristais maiores), feldspatos (2 a 27% - às vezes alterados a carbonatos, illitizados/ sericitizados, caulinizados e vacuolizados), FRS (sílex, microespato), FRM (filito, xisto, quartzito), FRI (granitóides), opacos, hematita, muscovita, turmalina, sílex, biotita (alterada para clorita), zircão, sericita, magnetita, leucoxênio, óxido de ferro e carbonato. Os fragmentos de rocha ocorrem com percentuais variando entre 1 e 90%.

Os constituintes do arcabouço dessas rochas são clastos esféricos a alongados, muito angulares (maioria) a arredondados, mostrando contatos dos tipos retilíneo, flutuante, côncavo-convexo e suturado. Apenas a lâmina JT - 111B, localizada no norte da “Bacia” de Irecê, anexo 1 e UTM 8817,0kmN/ 200,0kmE e anexo 2D, mostra evidências de deformação tectônica dúctil, indicada pela presença de microzonas de cisalhamento que formam padrões sigmoidais com recristalização do quartzo e dos cimentos de sílica e opacos formando faixas miloníticas a ultramiloníticas.

6.3.1.3 Interpretação

Os arenitos com estratificação plano-paralela podem ser formados de várias maneiras, sob regime de fluxo superior, ou por suspensão, e são encontrados em ambientes: **(i)** continental (subaquático e subaéreo); e **(ii)** marinho (Reineck & Singh 1975 e Brodzikowski & Van Loon 1991).

Para Lowe (1982), Gama Jr. et. al. (1992), Martins Neto (1995b) e Lonne (1995), os arenitos com estratificação paralela são originados por fluxos gravitacionais liquefeitos e confinados, evoluindo para correntes de turbidez de alta concentração ou, alternativamente, são gerados por remobilização de sedimentos na inclinação da frente de delta durante tempestades.

Na Formação Bebedouro esta litofácies é pouco expressiva, resumindo-se a camadas pouco espessas alternadas rítmicamente com as litofácies de diamictitos ou de pelitos, normalmente mais espessas. A presença de: **(i)** gradação normal ; **(ii)** de geometria tabular; e **(iii)** da associação com diamictitos e pelitos é compatível com uma origem a partir de correntes de turbidez de alta concentração. A existência de grãos arredondados em meio a grãos predominantemente angulosos indica que os primeiros foram reciclados. A presença de estratificação cruzada do tipo *hummocky* e a geometria lenticular exibida por estes arenitos indicam que este material foi retrabalhado num ambiente subaquático por ondas de tempestade.

A presença de matriz argilosa, de fragmentos de rocha, de quartzo e de feldspatos nesta litofácies, indica uma sedimentação compatível com a dos diamictitos, que se traduz ainda na imaturidade textural e composicional dos arenitos. Isto mostra a coerência e a continuidade da sedimentação da Formação Bebedouro através das suas várias litologias.

6.3.2 Litofácies Shd: Arenito com estratificação horizontal e com clastos caídos.

6.3.2.1 Descrição Macroscópica

Esta litofácies está presente em todas as “bacias”, porém é mais freqüente nas “Bacias” Una-Utinga e Ituaçu. Ela é semelhante à litofácies Sh em termos de textura, composição e organização interna, por este motivo não foram feitos estudos petrográficos na mesma. A única diferença é verificada na presença de clastos caídos (*dropstones*), ausentes na litofácies anterior (Perfil L da Figura 6.3A, Perfil P da Figura 6.4, Quadro 6.1 e Fotos 6.14, 6.26 e 6.27). Esses clastos caídos se apresentam como fragmentos de vários tamanhos (cascalho a blocos), composição e forma, dispersos caoticamente na massa arenosa, deformando ou não a base das camadas (Fotos 6.14).

Esta litofácies apresenta contatos bruscos com os diamictitos e com os pelitos da Formação Bebedouro.

6.3.2.2 Interpretação

A presença de clastos caídos (*dropstones*) em rochas de composição arenosa ou argilosa é própria dos ambientes glácio-marinho e glácio-lacustre. A existência desses clastos caídos associados a depósitos de diamictitos tem sido considerada como a principal evidência para a identificação de depósitos antigos formados nesses ambientes (Miall 1983, Ojakangas 1985). Ocorrência desta associação diamictito/*dropstone* por grandes extensões indica deposição em ambiente glácio-marinho proximal (Fairchild 1993).

Os clastos caídos são provenientes do degelo de *icebergs* desprendidos do lençol de gelo. Porém, esses clastos não têm sido registrados em litologias de textura grossa (diamictitos) o que levanta dúvidas a respeito da sua presença em todos os tipos de depósitos glácio-marinhos e glácio-lacustres. O mais razoável é que os clastos caídos estejam associados a todos os tipos litológicos, todavia, o seu reconhecimento nos tipos mais grossos é bastante problemático (Lonne 1995).

Na Formação Bebedouro esta litofácies é interpretada como depositada por processos de suspensão, com os *icebergs* derretendo e despejando os detritos armazenados no seu interior sobre o substrato marinho. Considera-se aqui a acumulação destes depósitos num ambiente glácio-marinho proximal devido: (i) à ocorrência desta litofácies, por toda a área de distribuição da Formação Bebedouro; e (ii) à sua associação com depósitos de diamictitos, também presentes em toda extensão desta formação.



Foto 6.26 - Superfície de discordância (flechas) separando camada de pelito cinza-esverdeado com estratificação plano-paralela (F1) e camada de arenito estratificado com *dropstones* (Shd), esverdeado. Na parte superior do martelo ocorre uma superfície irregular e erosiva sobre a qual se depositou um nível conglomerático (sx) sustentado por clasto, maciço, com 10cm de espessura. Estas litofácies estão cortadas por planos de falhas curvas (cz) que orientam xeixos, e por clivagem com planos de inclinação mais suaves do que os planos das falhas. Localização: “Bacia” de Ituaçu, oeste de Tanhaçu.



Foto 6.27 - Banco de arenito estratificado com *dropstones* (Shd) apresentando uma incipiente estratificação interna salientada por traços brancos. Localização: parte sul da “Bacia” de Irecê, leste de Seabra.

6.3.3 Litofácies Sm: Arenito maciço

6.3.3.1 Descrição Macroscópica

Esta litofácies ocorre com menor frequência do que os arenitos organizados e foi detectada apenas na “Bacia” de Irecê (Perfis F, H e I da Figura 6.2, Quadro 6.1 e Fotos 6.4 e 6.28). Textural e composicionalmente ela é semelhante à litofácies Sh, tem cores cinza-esverdeada e avermelhada, porém não apresenta estruturas internas. A sua geometria externa é tabular e com continuidade lateral e os seus contatos são bruscos.

6.3.3.2 Descrição Microscópica

Desta litofácies estudaram-se quatro lâminas delgadas que correspondem a grauvas feldspáticas com fragmentos de rochas, subarcóseos e quartzo-arenitos (Pettijohn 1975) (Anexo 1, Anexo 2E e Quadro 6.4). Trata-se de rochas moderadamente selecionadas, compostas por grãos de quartzo (variando de 50 a 98% do volume total da rocha), alguns deformados e intensamente recristalizados, feldspatos (1 a 22%) (microclínio, ortoclásio e plagioclásio às vezes alterados para caulim, illita/sericita), sílex, turmalina, muscovita, nódulos de argila sericitizada, opaco, biotita cloritizada, zircão, FRM (quartzito, granitóide), FRS (argilito, às vezes sericitizado), FRV, carbonato em cristais espáticos, epidoto envolto por película de óxido de ferro e sericita. Os fragmentos de rochas têm percentagens variando de 2 a 7% do volume total da litofácies. Foi encontrada matriz argilosa apenas na lâmina JT - 111C (Anexo 2E), correspondendo a 20% do volume total da lâmina.

Os grãos do arcabouço dessas rochas são esféricos a alongados, angulares a arredondados com contatos dos tipos tangencial, retilíneo, côncavo-convexo e suturado.

A deformação tectônica observada em algumas das lâminas estudadas foi responsável pela compactação dos grãos, sericitização da argila, deformação do quartzo, gerando extinção ondulante e/ou subgranulação e pela recristalização das suas bordas ou recristalização total do mesmo transformando-o em cristais microcristalinos. Foram observadas também nessas lâminas, microzonas de cisalhamento, onde quartzo e feldspatos foram recristalizados/milonitizados.

6.3.3.3 Interpretação

Os arenitos homogêneos podem ser apenas o resultado da mistura de sedimentos mal selecionados sem o desenvolvimento de qualquer estrutura bem definida ou podem corresponder: **(i)** à presença de forte atividade animal; **(ii)** à atuação de processos inorgânicos, como expulsão de água



Foto 6.28 - Camadas de arenitos cinza-esverdeado de aspecto maciço (Sm). Localização: parte leste da “Bacia” de Irecê, a nordeste da cidade homônima.



Foto 6.29 - Contato do tipo não-conforme (c), entre arenitos com estratos cruzados de grande porte (tracejado) (Sp) da Formação Bebedouro e gnáissicas (Gn) do Pré-Espinhaço.

ou bolhas de gás dos poros existentes entre os grãos durante a compactação; e **(iii)** a uma sedimentação muito rápida provocando a acumulação de uma massa homogênea (Reineck & Singh 1975).

Esta litofácies, segundo Miall (1983) e Gama Jr. et. al. (1992) é interpretada como depositada por fluxos gravitacionais fluidizados ou liquefeitos. Martins Neto (1995b) atribui à mesma uma deposição rápida por fluxo de alta concentração.

A fluidização ocorre quando a deposição é extremamente rápida, possibilitando o aprisionamento de grande quantidade de água nos vazios intersticiais. O fator que controla a rapidez da decantação e portanto, a fluidização é o grau de confinamento do fluxo turbulento. Na passagem de condições confinadas para não confinadas, na parte terminal dos canais subaquáticos, há uma desaceleração rápida do fluxo, depositando imediatamente a sua carga sedimentar (Gama Jr. et. al. 1992). O escape da água aprisionada é responsável pela obliteração de estruturas porventura existentes originalmente.

Devido à grande variedade de mecanismos possíveis de gerar arenitos maciços e à complexidade para interpretá-los, em função da própria ausência de estruturas sedimentares nos mesmos, não foi feita para o caso dos arenitos maciços encontrados na Formação Bebedouro nenhuma interpretação, mas apenas sugerida a possibilidade destes arenitos terem se formado por processos de fluxos gravitacionais fluidizados ou liquefeitos.

6.3.4 Litofácies Sp: Arenito com estratificação cruzada tangencial na base.

6.3.4.1 Descrição Macroscópica

Esta litofácies é de ocorrência subordinada na área de estudo, aparecendo apenas: **(i)** na BA-052, trecho Irecê/Xique-Xique, a 30km desta última cidade (Anexo 1, UTM 8792,0KmN/115,0kmE); **(ii)** a sudeste da cidade de Cafarnaum, na “Bacia” de Irecê (Perfil G da Figura 6.2); e **(iii)** nas proximidades das cidades de Ibiquera e Itaetê, na “Bacia” Una-Utinga (Perfil L da Figura 6.3-A e Foto 6.29).

Esta litofácies também é semelhante, textural e composicionalmente, às litofácies de arenitos descritas anteriormente, distinguindo-se principalmente pela presença de estratificação cruzada de grande porte tangencial na base, ausente nas litofácies anteriores. Ocorrem também estruturas de deformação do tipo marcas de sobrecarga e marcas de ondulação simétricas de pequeno e grande portes. A

geometria externa é lenticular e os seus contatos com outras litofácies (Dmp, Dmm e Dcm) são marcados por uma superfície erosiva e/ou são discordantes angularmente.

6.3.4.2 Descrição Microscópica

A caracterização petrográfica desta litofácies está baseada no estudo feito em duas lâminas da mesma (Anexo 1, Anexo 2F e Quadro 6.4). Trata-se de arenitos líticos feldspáticos e arcóseos fracamente compactados, finos a grossos, composicionalmente imaturos, moderados a bem selecionados, compostos por grãos de quartzo, feldspatos (vacuolizados, illitizados/sericitizados e caulinizados), opaco limonitizado, biotita, FRI e FRM (quartzito, xisto). Esses grãos se apresentam alongados ou com formas irregulares, angulosos a subarredondados, com contatos retilíneos, côncavo-convexos e alguns levemente suturados e cimentados por óxido de ferro (limonita/goetita), feldspato e sílica. A composição destes arenitos nas lâminas estudadas inclui: **(i)** quartzo, 20 a 28%; **(ii)** feldspatos, 12 a 75%; e **(iii)** fragmentos de rochas, até 55%.

6.3.4.3 Interpretação

Os arenitos com estratificação cruzada de grande porte, resultam da alternância de fases erosionais e deposicionais e da migração de megacorrentes. Esta litofácies ocorre nos ambientes continental e marinho (Reineck & Singh 1975 e Brodzikowski & Van Loon 1991).

Na Formação Bebedouro a presença de estruturas sedimentares do tipo estratificação cruzada de grande porte, de estruturas de sobrecarga nesta litofácies e: **(i)** a associação com diamictitos; **(ii)** a presença de limites marcados por superfícies erosivas e/ou angularmente discordantes; **(iii)** a presença de marcas de ondulação simétricas de pequeno e grande portes; e **(iv)** a imaturidade composicional, permitem uma interpretação para esta litofácies a partir de fluxos gravitacionais liquefeitos, coesivos e confinados, fluindo em um ambiente subaquático com fundo irregular e suficientemente raso para permitir o retrabalhamento por ondas.

Seguindo o raciocínio empregado nas interpretações anteriores, a litofácies Sp foi depositada em um ambiente glácio-marinho alimentado por geleira de base úmida.

6.3.5 Litofácies Ste: Arenito com estratificação cruzada acanalada, eólico.

6.3.5.1 Descrição Macroscópica

Esta litofácies ocorre apenas nas proximidades da cidade de Itaetê, na margem esquerda do Rio Paraguaçu (Perfil M da Figura 6.3-B e Fotos 6.12, 6.30, 6.31 e 6.32), de onde está sendo



Foto 6.30 - Sets decimétricos de estratos cruzados de grande porte tangenciais na base (flechas), formados em arenitos bimodais eólicos (Ste).



Foto 6.31 - Panorâmica da foto anterior mostrando os arenitos com estratos cruzados de grande porte tangenciais na base (Ste).



Foto 6.32 - Arenitos eólicos (Ste) mostrando uma geometria de canais amalgados e com direções de paleoventos divergentes (flexas). Localização: mesmo local da foto 6.30.



Foto 6.33 - Camadas subhorizontalizadas de pelitos laminados (flexas simples) com *dropstones* (Fld), esverdeados, cortados por planos de cisalhamento (flechas duplas) com ângulos mais fortes (da ordem de 40°). O cisalhamento rotacionou alguns clastos como observado no local do martelo (círculo). Localização: "Bacia" de Ituaçu, oeste de Tanhaçu.

retirado atualmente material para calçamento de ruas. Trata-se de arcóseos bem selecionados, de granulação média a grossa, com cores vermelho-ocre e castanho-avermelhada. Esta litofácies apresenta uma geometria externa na forma de camadas lenticulares e de corpos acanalados de espessura centi-decimétricas (Fotos 6.12 e 6.32). Internamente, a mesma se apresenta estruturada em bandas de espessura milimétrica, exibindo alternância de lâminas de areia média com lâminas de areia grossa (bimodalidade), formando *sets* decimétricos de estratos cruzados acanalados de grande porte (Fotos 6.30 e 6.31).

Esta litofácies assenta-se diretamente e de forma brusca sobre os sedimentos da unidade Dmm (Foto 6.12).

Devido: **(i)** à pequena área de afloramento da mesma; **(ii)** à boa qualidade da exposição no afloramento; **(iii)** a imaturidade composicional da litofácies (coerente com a composição dos demais arenitos); **(iv)** ao contexto geológico no qual está inserida a litofácies (associada com os diamictitos); e **(v)** à presença de estruturas sedimentares diagnósticas, não foi necessário o seu estudo petrográfico.

6.3.5.2 Interpretação

Arenitos com estratificação cruzada acanalada de grande porte podem ter várias origens e são formados em ambientes continental (eólico e fluvial) e marinho, pela migração de partículas impulsionadas por megaondulações de corrente e pelo vento (Reineck & Singh 1975).

Segundo Brodzikowski & Van Loon (1991) esses arenitos, quando formados por processos eólicos associados a regime climático frio, ocorrem em vários continentes (América do Norte, América do Sul, Europa, Ásia e África), ao longo do tempo geológico (do Pré-Cambriano ao Recente). Para estes autores, esses depósitos se formam a uma certa distância da frente da geleira, no ambiente continental extraglacial.

Os principais processos geradores desses tipos de depósitos são: **(i)** avalanche de sedimentos na frente de uma crista, seguida de deformação (*slumping*) da massa de areia; e **(ii)** queda de grãos na frente da crista da duna.

Na Formação Bebedouro: **(i)** as estruturas sedimentares; **(ii)** a geometria das camadas; e **(iii)** a bimodalidade textural, permitem interpretar a litofácies Ste como formada por processos de avalanche e queda de grãos, constituindo depósitos de dunas eólicas em ambiente continental.

Com base nestes pontos e em conformidade com a interpretação de Brodzikowski & Van Loon (1991), considera-se a litofácies Ste como acumulada no subambiente continental extraglacial sem a influência direta do lençol de gelo.

6.4 PELITOS (F)

Dentro deste tipo litológico se incluem rochas argilosas e siltosas (floculadas) (algumas bem silicificadas), na maioria das vezes não passíveis de separação em níveis distintos (p. ex. lâminas de argilito e lâminas de silito). Este tipo litológico ocorre em toda a área de abrangência da Formação Bebedouro, formando corpos espessos isolados (Fotos 6.5, 6.33, 6.34, 6.35 e 6.36) ou alternado ritmicamente com os arenitos e diamictitos. Esta alternância entretanto, não constitui varvitos e apresenta espessura variável dos estratos, da ordem de centímetro a metro (Figuras 6.1, 6.2, 6.3, 6.4 e Fotos 6.23, 6.24 e 6.25).

Três litofácies integram este tipo litológico (Fl, Fld, Fm) (Quadro 6.1).

6.4.1 Litofácies Fl: Pelito laminado.

6.4.1.1 Descrição Macroscópica

Esta litofácies é bastante comum, principalmente na parte norte das “bacias” de Irecê e Salitre (Perfis B e D da Figura 6.1A; Perfis E e I da Figura 6.2 e Fotos 6.23, 6.24, 6.25 e 6.36). Compreende pelitos de cores variadas (cinza-esverdeada, vermelho-ocre e arroxeadas), finamente laminados e ondulados, formando camadas contínuas com espessuras variáveis de centímetros a um metro.

Um grande corpo desta litofácies com 20m de espessura foi encontrado na entrada do povoado de Lagoa de Dentro, na “Bacia” do Salitre (Anexo 1). Outros corpos com espessuras desta magnitude foram identificados na borda leste da “Bacia” de Irecê, a norte da BA- 052 (UTM 8737,0kmN/242,0KmE) e nos extremos norte das “bacias” de Irecê e Salitre, em vários locais (Anexo 1). Nestes últimos locais a litofácies está bastante deformada tectonicamente, chegando a desenvolver uma xistosidade (Foto 6.1).

Normalmente os contatos deste pelito com as litofácies que integram os tipos litológicos (arenitos e diamictitos) são bruscos, erosivos ou muito localmente gradativos (Fotos 6.23, 6.24, 6.25 e 6.26).

6.4.1.2 Descrição Microscópica

Sete lâminas petrográficas foram estudadas nesta litofácies (Anexo 1, Anexo 2G e Quadro 6.5). Estas lâminas se caracterizam pela presença de laminação plano-paralela e correspondem a argilitos sílticos com percentual de matriz acima de 75% do volume total da rocha, grauvacas com 35% de matriz e subarcóseos.



Foto 6.34 - Camadas de pelitos laminados (flechas simples) com *dropstones* (FId), subhorizontalizadas e cortadas por planos de cisalhamento tectônico (flechas duplas) com ângulo mais forte (da ordem de 40°). Observar na parte inferior direita da foto um seixo rotacionado (círculo). Localização: “Bacia” de Ituaçu, oeste de Tanhaçu.



Foto 6.35 - Pelito laminado (flechas simples) com *dropstones* (FId), subhorizontalizado, cortado por planos de cisalhamento tectônico (flechas duplas). Estes planos de cisalhamento são os responsáveis pela rotação do clasto que ocorre abaixo do martelo. Observar que o clasto tem diâmetro muito superior à espessura da camada de pelito. Localização: mesmo local da foto 6.34.



Foto 6.36 - Banco de pelito maciço (Fm) envolvido por camadas de pelitos laminados e ondulados (Fld). Localização: parte leste da “Bacia” de Irecê. BA - 052.

AMOSTRA	COMPOSIÇÃO MINERALÓGICA (%)	CLASSIFICAÇÃO (Pettijohn 1975)	LITOFÁCIES/CÓDIGO
JT - 03	matriz 91; quartzo 6; feldspatos 1; sílex 1; fragm. de rocha 1; turmalina e opaco (traços)	Argilito	Fl
JT - 07	matriz; carbonato; óxido de ferro; quartzo e sericita	Argilito	Fl
JT - 11A	cimento; quartzo; biotita e opaco		Fl
JT - 11E	matriz; quartzo e muscovita	Argilito	Fl
JT - 18	quartzo 50; sericita 35; carbonato 10; opaco 5; óxido de ferro e feldspatos (traços)	Grauvaca	Fl
JT - 48B	quartzo 60; matriz 35; feldspatos 3; micas 2; fragm. de rocha (traços)	Grauvaca	Fl
JT - 52	nível 1: matriz 75; quartzo 19; feldspatos 3; fragm. de rocha 2; biotita 1; turmalina e zircão (traços). nível 2: carbonato 52; quartzo 42; feldspatos 5; fragm. de rocha 1; biotita (traços)	nível 1: Argilito quartzoso. nível 2: Subarcóseo	Fld
JT - 70	argila 100; quartzo e óxido de ferro (traços)	Argilito	Fl
JT - 41B	matriz argilosa 85; quartzo 13; feldspatos 2; sílex, fragm. de rocha, óxido de ferro e turmalina (traços) (tamanhos areia fina e silte)	Argilito quartzoso	Fm

Quadro 6.5 - Composição dos pelitos (argilitos e siltitos) das litofácies Fl, Fld e Fm.

Microscopicamente estas rochas se distinguem pela alternância de lâminas síltico-argilosas e síltico-arenosas, sendo a fração arenosa constituída de grãos de areia muito fina mostrando contatos dos tipos flutuante, tangencial, retilíneo e côncavo-convexo e a fração mais fina se apresentando parcialmente silicificada e composta de argilo-minerais (illita/sericita) e quartzo microcristalino (sílex). Observou-se também nas lâminas estudadas a presença de cimento de óxido de ferro (hematita) e de carbonato.

Os grãos maiores têm formato esférico a alongado, muito angulosos (na lâmina JT-3 os mesmos se apresentam como “cacos” de cristais maiores quebrados) a subarredondados e são constituídos por quartzo, feldspatos (microclínio e plagioclásio, pouco alterados para carbonatos e sericita), turmalina, opaco em parte alterado a leucoxênio, biotita, muscovita, sílex (substituído parcialmente por romboedros submilimétricos bem formados de siderita), zircão, FRS (argilito levemente deformado) e FRM (quartzito, granitóide).

A lâmina JT-18, localizada na parte norte da “Bacia” do Salitre apresenta indícios de deformação tectônica. Nela observaram-se evidências de cisalhamento dúctil progressivo como: (i) intensa recristalização de grãos de quartzo; (ii) presença de foliação milonítica marcada por bandamento e por orientação de sericita; (iii) presença de estruturas do tipo S-C; (iv) presença de minerais de quartzo e feldspato rotacionados; e (v) presença de clivagem de crenulação formando ângulos de 35° a 45° com a foliação milonítica. Estas evidências sugerem um metamorfismo de baixo grau, xisto verde, para esta litofácies, no local citado acima.

6.4.1.3 Interpretação

Os pelitos com laminação horizontal são interpretados como sendo depositados por mecanismos de suspensão em ambiente de baixa energia, ou por fluxos gravitacionais associados a uma hidrodinâmica de não confinamento (Gama Jr. et. al. 1992). Sob estas condições o fluxo gravitacional gera correntes de turbidez de baixa concentração. Estas correntes, segundo estes autores, podem também ser derivadas da diluição das correntes de turbidez de alta concentração, em condições mais distais, ou a partir de transbordamentos de correntes confinadas nos canais subaquáticos.

A litofácies Fl, pelas suas características internas, macroscópicas e microscópicas, e pela natureza dos seus contatos (bruscos com as litofácies de arenitos e de diamictitos) foi provavelmente depositada: (i) por mecanismos de suspensão; (ii) por processos gravitacionais resultantes da diluição de correntes de turbidez de alta concentração; e (iii) pelo transbordamento das correntes confinadas

nos canais subaquáticos. Estes processos geraram correntes de turbidez de baixa concentração e provavelmente, foram responsáveis pela sedimentação dos pelitos desta litofácies.

Essas camadas representam portanto, equivalentes mais distais das camadas de diamictitos.

A associação da litofácies Fl com arenitos e diamictitos (interpretados como depositados em ambiente subaquático marinho), a ausência de varvitos e a presença de minerais meta-estáveis preservados implicam: **(i)** na variação do gradiente de energia do ambiente; **(ii)** na existência de um clima severo, provavelmente frio; e **(iii)** na deposição da litofácies Fl em ambiente subaquático glácio-marinho.

Algumas das lâminas estudadas confirmam as evidências macroscópicas da presença, em determinados locais das “bacias” estudadas, de deformação tectônica, com o desenvolvimento inclusive de planos de foliação milonítica, de crenulação e também de um metamorfismo baixo (xisto verde) de caráter localizado.

6.4.2 Litofácies Fld: Pelito laminado com clastos caídos.

6.4.2.1 Descrição Macroscópica

Esta litofácies aflora nas quatro áreas de distribuição da Formação Bebedouro (“bacias” de Irecê, Salitre, Una-Utinga e Ituaçu) e a sua presença está muito relacionada com a litofácies Fl para a qual normalmente passa de forma gradual (Perfil D da Figura 6.1A, Perfis G e I da Figura 6.2, Perfis L, M e N da Figura 6.3A e B e Perfil P da Figura 6.4).

Em termos composicionais, texturais e de arquitetura interna e externa estas camadas são similares à litofácies Fl, diferindo apenas pela presença de clastos caídos de tamanhos, formas e composições diversas. Estes clastos estão distribuídos esparsamente pelas camadas e geralmente têm dimensões dezenas de vezes superior às lâminas ou estratos que compõem as camadas dos pelitos (Fotos 6.33 e 6.35). Na “Bacia” de Ituaçu alguns dos clastos se apresentam rotacionados por processos tectônicos compressionais, como visto nas fotos 6.34 e 6.35. Esses clastos caídos se distribuem na matriz pelítica de forma semelhante à descrita para a litofácies Shd.

Os seus contatos com as demais unidades da Formação Bebedouro e as suas características petrográficas são semelhantes às descritas para a litofácies Fl.

6.4.2.2 Descrição Microscópica

Foi estudada uma lâmina nesta litofácies (Anexo 1, Anexo 2G - Lâmina JT-52 - e Quadro 6.5) que corresponde a um argilito quartzoso, segundo a classificação de Pettijohn (1975). O estudo

desta lâmina revela indícios de deformação tectônica afetando a litofácies no local da amostra. As evidências dessa deformação são: (i) dobras milimétricas em “Z” com charneiras em “M”, fechadas a isométricas sem o desenvolvimento de foliação de plano-axial (dobras parasitas do dobramento principal); e (ii) clivagem ardosiana/xistosidade marcada por minerais de sericita e clorita e tendo direções oblíquas (35° a 65°) ao acamamento, visível nas partes mais argilosas da rocha. Essas evidências sugerem um metamorfismo baixo, xisto verde, para essas rochas neste local.

6.4.2.3 Interpretação

Esta litofácies é a mais representativa da existência de uma glaciação do tipo glácio-marinha ou glácio-lacustre. A sua presença, associada às litofácies de arenitos com clastos caídos e de diamictitos é decisiva para o reconhecimento do paleoambiente deposicional glacial. O mecanismo de deposição desta litofácies é semelhante ao descrito para a litofácies Shd, ou seja, os clastos caídos são provenientes do degelo de *icebergs* desprendidos do lençol de gelo.

Esta litofácies se distribui por toda a área de ocorrência da Formação Bebedouro, corroborando a interpretação de que a mesma foi depositada em um ambiente glácio-marinho por processos de suspensão, em decorrência do desprendimento de detritos durante o degelo de *icebergs*.

6.4.3 Litofácies Fm: Pelito maciço.

6.4.3.1 Descrição Macroscópica

Esta litofácies foi observada na “Bacia” de Irecê (Perfil I da Figura 6.2 e Fotos 6.5 e 6.36) e apresenta os mesmos tipos composicionais e texturais da litofácies Fl, diferindo apenas pela ausência, aqui, de estruturas sedimentares.

6.4.3.2 Descrição Microscópica

Foi estudada uma única lâmina desta litofácies (Anexo 1, Anexo 2H - Lâmina JT-41B e Quadro 6.5) que corresponde microscopicamente a um argilito quartzoso mal selecionado onde a fração argilosa sericítica perfaz 85% do volume total da rocha e está impregnada por óxido de ferro. Os 15% restantes deste volume correspondem a cristais de quartzo de granulometria silte a areia grossa (13%) e a feldspatos, pouco ou não alterados, e FRM (granitóide) esféricos a alongados e subangulosos a bem arredondados (2%).

A rocha sofreu apenas diagênese (sem metamorfismo) com compactação dos seus constituintes e transformação da argila presente em sericita, além da percolação e formação de nódulos de óxido de ferro.

6.4.3.3 Interpretação

Como comentado para a litofácies Sm, em decorrência da ausência de estruturas sedimentares na litofácies Fm e, em virtude da possibilidade de a mesma ser gerada por vários tipos de mecanismos, fica complexa a sua interpretação, desta forma sugere-se para a litofácies Fm a possibilidade de a mesma ter sido gerada por mecanismos de suspensão em ambiente de baixa energia e por fluxo gravitacional do tipo corrente de turbidez de baixa concentração.

CAPÍTULO 7

RELAÇÕES VERTICAIS E LATERAIS ENTRE AS LITOFÁCIES DA FORMAÇÃO BEBEDOURO

7.1 GENERALIDADES

Não foi descrita uma seção-tipo para representar os depósitos da Formação Bebedouro em razão da sua diversidade faciológica, da descontinuidade dos seus afloramentos e da sua dinâmica deposicional. Em razão disto, os diversos perfís gráfico-sedimentares de detalhe, construídos em inúmeros dos afloramentos visitados, mostram diferenças de ordenamento vertical e lateral entre as várias litofácies e esses perfís podem ser considerados apenas como seções de referência, representativas da Formação Bebedouro nos locais estudados (Anexo 1 e Figuras 6.1, 6.2, 6.3 e 6.4).

A construção destes perfís se baseou: **(i)** na textura dos sedimentos; **(ii)** nas estruturas sedimentares; **(iii)** na geometria externa das camadas; **(iv)** na natureza dos seus contatos; **(v)** no padrão de dispersão dos sedimentos; e **(vi)** na deformação glácio-tectônica.

A partir desses perfís foi possível se agrupar as doze litofácies identificadas na Formação Bebedouro em quatro associações de litofácies (associação de litofácies extraglacial eólica, associação de litofácies de contato de geleira, associação de litofácies proglacial e associação de litofácies de degelo de *icebergs*) (Quadro 7.1 e Figura 7.1) formadas por uma ou várias litofácies geneticamente relacionadas. As associações de litofácies vão definir os sistemas deposicionais envolvidos na deposição da Formação Bebedouro (Figura 7.2).

Para cada associação de litofácies foi estabelecido um código, constando das letras maiúsculas A, B, C e D, conforme mostrado no quadro 7.1.

A seguir é feita uma análise das relações verticais e laterais entre as litofácies da Formação Bebedouro para cada uma das “bacias” onde a mesma ocorre.

7.2 “BACIA” DO SALITRE

7.2.1 Descrição

Foram estudados quatro perfís gráfico-sedimentares nesta “Bacia” (Perfís A, B, C e D da Figura 6.1A e B):

i) Perfil A, tem 10m de espessura e é representado pela litofácies Dmm, de cor cinza-escura a esverdeada. Os seus contatos com as unidades superiores e inferiores (Formação Salitre e Grupo Chapada Diamantina) não aparecem no local do afloramento;

ii) Perfil B, é formado da base para o topo por uma seqüência alternada e rítmica (ritmito) das litofácies Fl e Sh, retrabalhadas por ondas de tempestade e por diamictito da litofácies Dmm, cinza-escuro a esverdeado. Os contatos entre as litofácies são bruscos e erosivos. A sedimentação da Formação Salitre começa neste local com uma camada concordante de dolomito creme apresentando níveis de intraclastos e estratificação cruzada do tipo *hummocky* e o Grupo Chapada Diamantina não aflora no local do perfil;

ASSOCIAÇÃO DE LITOFÁCIES	LITOFÁCIES PRINCIPAIS	LITOFÁCIES SUBORDINADAS	INTERPRETAÇÃO AMBIENTAL
A	Ste	-	Continental Extraglacial: dunas eólicas.
B	Dmm, Dms, Dmp, Dcm,	Sp, Sh	Glácio-Marinho Proximal de Contato de Geleira.
C	Fl, Fm, Sh, Sm	Dms, Dmp, Dmm	Glácio-Marinho Proximal Proglacial.
D	Fld, Shd	Sh, Sm, Fl, Fm, Dms, Dmp	Glácio-Marinho Proximal Proglacial: derretimento de <i>icebergs</i> .

Quadro 7.1 - Associações de litofácies, litofácies, e interpretação ambiental da Formação Bebedouro.

iii) Perfil C, é o mais espesso dos perfís desta “Bacia” (70m) e um dos mais espessos da Formação Bebedouro sendo constituído, da base para o topo por: **(a)** um pacote rítmico com 30m de espessura das litofácies Dms (predominante) e Sh (muito subordinada). A litofácies Dms tem matriz argilo-arenosa e cor cinza-esverdeada apresentando-se em finos estratos plano-paralelos e/ou ondulados (estratificação cruzada do tipo *hummocky*). Os contatos entre estas duas litofácies são bruscos; **(b)** aproximadamente 40m de espessura de sedimentos da litofácies Dms de matriz areno-argilosa de cor avermelhada a ocre, apresentando alguma gradação do tipo normal e planos de fraturas subhorizontalizados; e **(c)** camadas com 3m de espessura de diamictitos da litofácies Dmp com matriz areno-argilosa e cor ocre a avermelhada, apresentando na sua parte superior uma camada de arenito de 1m de espessura da litofácies Sh. O perfil assenta-se sobre as rochas do Grupo Chapada Diamantina e é coberto pela camada de dolomito creme da Formação Salitre com estruturas sedimentares indicativas da ação de ondas de tempestade;

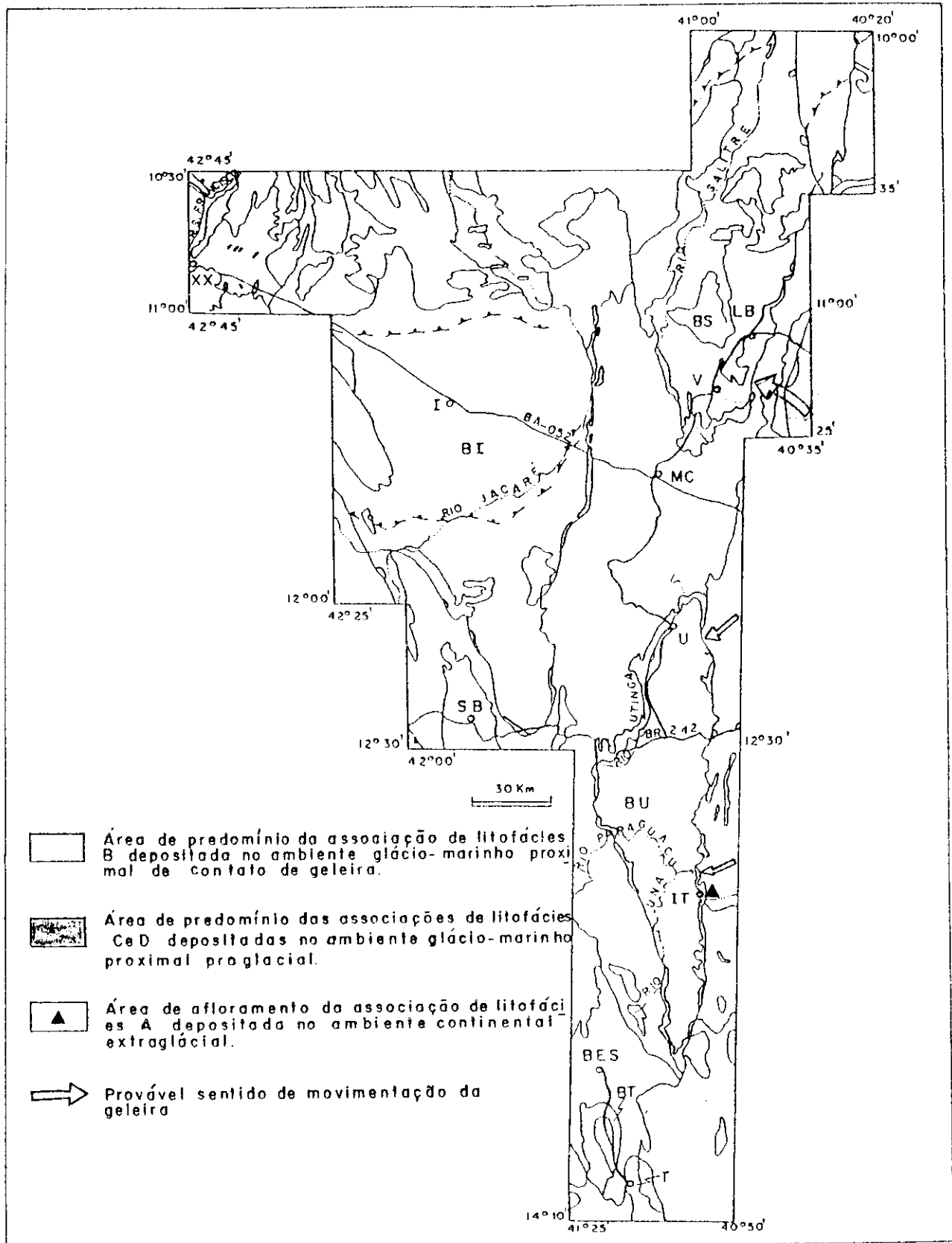


FIG 7.1- Áreas de predomínio das associações de litofácies da Formação Bebedouro.
 Legenda: BI-"Bacia" de Irecê; BS-"Bacia" do Salitre; BU-"Bacia" Una-Utinga; BT-"Bacia" de Ituaçu; XX-Xique-Xique; I-Irecê; LB- Laje da Batata; V-Várzea Nova; MC-Morro do Choapeu; U- Utinga; T- Tanhaçu; SB- Seabra; IT-Itaetê.

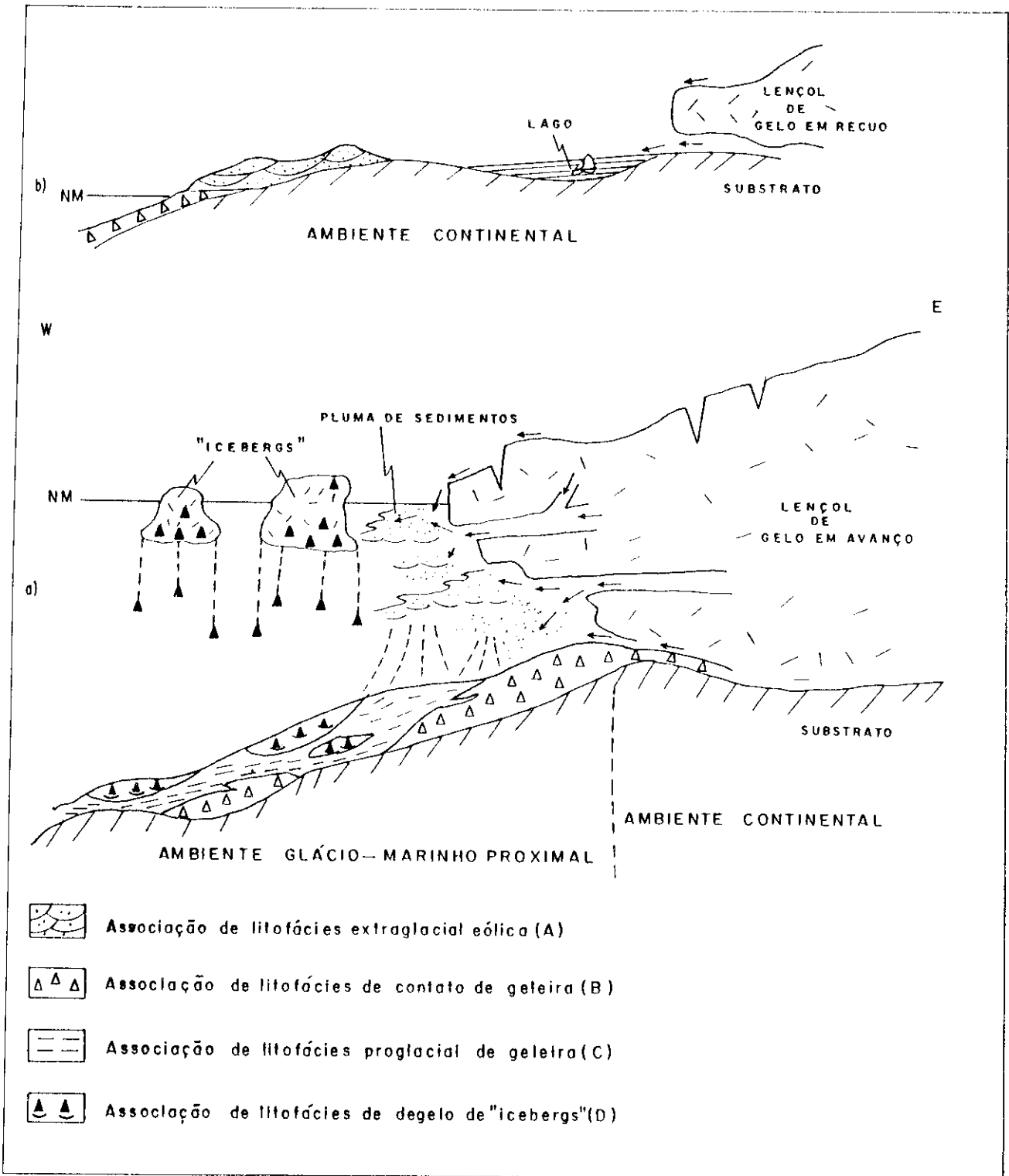


FIG. 7.2 - Modelo esquemático de distribuição das associações de litofácies da Formação Bebedouro. a) ambiente glácio-marinho proximal; b) ambiente continental extraglacial. Baseado em Brodzikowski & Van Loon (1991).

iv) Perfil D, tem 20m de espessura e corresponde, da base para o topo a: **(a)** 7m de sedimentos de cor verde da litofácies Fl; **(b)** 7m de sedimentos de cor esverdeada da litofácies Dms de matriz argilo-arenosa, apresentando estratificação cruzada do tipo *hummocky*, no topo das camadas. O contato entre estas duas unidades é brusco; e **(c)** 6m de sedimentos vermelho-ocre da litofácies Dms de matriz areno-argilosa com gradação normal. Planos de fraturas subhorizontalizados estão presentes nesta litofácies e o seu contato com a unidade inferior é erosivo. A Formação Salitre começa a sua sedimentação com a camada de dolomito creme com níveis de intraclastos, abaixo da qual ocorre um nível de 15cm de concreção ferruginosa (paleossolo?) repousando diretamente sobre a litofácies Dms. Abaixo deste perfil ocorrem, em discordância erosiva, os sedimentos do Grupo Chapada Diamantina, representado aqui pela Formação Morro do Chapéu.

7.2.2 Interpretação

Os diversos perfis gráfico-sedimentares da Formação Bebedouro estudados na “Bacia” do Salitre indicam que:

- i)** as maiores espessuras de sedimentos da formação ocorrem na borda leste da “Bacia”;
- ii)** a maior concentração de sedimentos de textura grossa (diamictitos) aparece na borda leste da “Bacia”;
- iii)** o ordenamento vertical dos perfís é, quase sempre, granocrescente para o topo;
- iv)** os contatos entre as litofácies são erosivos e bruscos;
- v)** as litofácies foram, em geral, retrabalhadas por ação de ondas de tempestade;
- vi)** planos de fraturas subhorizontalizados desenvolvidos provavelmente, por deformação sinsedimentar glácio-tectônica ocorrem em algumas das litofácies depositadas nesta “Bacia” e são indicativos de oscilações da frente da geleira.

Esses elementos mostram uma distribuição vertical granocrescente no sentido do topo, para os sedimentos da Formação Bebedouro, na parte oriental da “Bacia” do Salitre. Este arranjo vertical resultou de uma progradação ativa ocorrida na mesma, causada pelo avanço de lobos de um lençol de gelo para o interior de um corpo d’água. Este avanço é evidenciado também pela presença das deformações glácio-tectônicas e pela erosão de camadas (Lonne 1995). Na sua metade norte esta “Bacia” é dominada por sedimentos mais finos (pelíticos) derivados ainda, provavelmente, de lobos de gelo e depositados nas áreas mais afastadas dos locais de entrada desses lobos, em função da maior possibilidade de dispersão destes sedimentos finos através do corpo d’água.

A distribuição lateral dos sedimentos da Formação Bebedouro na “Bacia” do Salitre aponta para o predomínio de sedimentação mais grossa na parte sul da “Bacia” passando para os sedimentos mais finos (pelíticos) e possivelmente, relativamente mais profundos, na sua parte norte. Os parâmetros discriminados acima sugerem também que o principal processo relacionado ao transporte e deposição final dos sedimentos

nesta “Bacia” foi o fluxo gravitacional e que estes sedimentos foram posteriormente, retrabalhados por ação de ondas de tempestade.

A Formação Salitre, na “bacia” homônima, ocorre em discordância erosiva sobre as rochas da Formação Bebedouro e começa a sua sedimentação, sempre, com um nível dolomítico. Este nível dolomítico, representa o início de uma sedimentação predominantemente transgressiva e é recoberto por centenas de metros de calcários. O nível de concreção ferruginosa observado no perfil D, limitando estas duas formações, pode corresponder a um paleossolo.

A discordância erosiva entre as formações Bebedouro e Salitre, nesta “Bacia”, é evidenciada: **(i)** pelas variações litológicas existentes ao longo do contato entre as duas unidades (Perfis B, C e D da Figura 6.1); **(ii)** pela presença dos carbonatos da Formação Salitre recobrindo rochas de idades diferentes, desde o Proterozóico superior (Formação Bebedouro) até o Proterozóico médio (Grupo Chapada Diamantina); **(iii)** pela mudança brusca no tipo da sedimentação entre as duas formações (Formação Bebedouro glácio-marinha terrígena e Formação Salitre carbonática); **(iv)** pela presença de uma seqüência deposicional carbonática clástica transgressiva (Formação Salitre), recobrindo uma outra seqüência deposicional glácio-marinha eminentemente regressiva (progradante) (Formação Bebedouro); e **(v)** pelo provável nível de paleossolo encontrado entre estas duas formações.

A discordância erosiva entre a Formação Bebedouro e o Grupo Chapada Diamantina (formações Caboclo e Morro do Chapéu) é evidenciada: **(i)** pelas variações litológicas observadas na interface das duas unidades; **(ii)** pelo recobrimento simultâneo das formações Caboclo e Morro do Chapéu, pelos sedimentos da Formação Bebedouro; **(iii)** pela existência na Formação Bebedouro de clastos derivados do Grupo Chapada Diamantina; e **(iv)** pela diferença de idade entre as duas unidades (vide dados geocronológicos descritos nos capítulos 2 e 3).

7.3 “BACIA” DE IRECÊ

7.3.1 Descrição

Foram estudados em detalhe cinco perfis gráfico-sedimentares nesta “Bacia” (Perfis E, F, G, H e I da Figura 6.2):

i) Perfil E, é constituído apenas pela litofácies Fl, intensamente deformada tectonicamente pela Orogênese Brasileira e recoberta por um pacote de calcários quaternários pertencentes à Formação Caatinga;

ii) Perfil F, é composto, da base para o topo por: **(a)** diamictito da litofácies Dmm de cor verde a cinza-esverdeada; **(b)** por diamictito da litofácies Dms de matriz argilo-arenosa e cor cinza-esverdeada a arroxeadada; e **(c)** por arenito da litofácies Sm de cor cinza-esverdeada. Os contatos entre estas litofácies são erosivos e bruscos. Este perfil representa no seu todo um pacote granodecrescente para o topo, é recoberto

pelo nível dolomítico creme da Formação Salitre e repousa sobre os sedimentos do Grupo Chapada Diamantina;

iii) Perfil G, é formado da base para o topo pelas: **(a)** litofácies Fld (de cor esverdeada a arroxeadada com maior concentração de clastos na parte basal da camada e apresentando planos de fraturas ao longo do acamamento) e litofácies Fl de cor cinza-esverdeada. O contato entre estas litofácies é gradativo; e **(b)** por arenito da litofácies Sp de cor cinza-amarelada a cinza-esverdeada, apresentando com a unidade inferior um contato brusco. A Formação Salitre aparece sobre a Formação Bebedouro e também começa, neste perfil, com a camada de dolomito creme. Sob a Formação Bebedouro ocorrem os sedimentos do Grupo Chapada Diamantina.

iv) Perfil H, é composto por um pacote de 6m de espessura, de arenito da litofácies Sm de cor cinza-claro a castanho-avermelhado, apresentando internamente uma fraca bimodalidade textural, passando para cima, de forma brusca, para um pacote com 9m de espessura de diamictito da litofácies Dmm arroxeadada a avermelhada desenvolvendo planos de fraqueza subhorizontalizados. A Formação Salitre neste perfil começa com camadas de calcarenito cinza-escuro laminado.

v) Perfil I, este é o perfil mais espesso e mais completo da “Bacia” de Irecê apresentando aproximadamente 25m de sedimentos empilhados segundo um padrão geral granodecrescente para o topo. Foram separadas neste perfil, da base para o topo: **(a)** 5m de diamictito da litofácies Dmm de cor arroxeadada mostrando uma fraca gradação normal do tipo cauda gossa, planos de deformação subhorizontalizados e subverticalizados e deformação do tipo *slump*; **(b)** 2m de arenito da litofácies Sm de cor castanho-avermelhada; **(c)** 15m de sedimentos alternados das litofácies Dmm, Dms, Sh, de cores arroxeadadas; **(d)** 1m de pelitos esverdeados da litofácies Fld; e **(e)** 5m de pelitos da litofácies Fm de cor verde-escura com planos de fraqueza subhorizontalizados. Os contatos entre estas litofácies são bruscos/erosivos ou gradativos.

7.3.2 Interpretação

Nesta “Bacia” todos os perfís analisados mostram uma granodecrescência ascendente, a exceção do perfil H que é granocrescente para o topo. Esta análise mostra também uma maior espessura e concentração de sedimentos de textura mais grossa (diamictitos e arenitos) na metade sul da “Bacia” e predomínio de sedimentos mais finos (pelitos e arenitos) na parte norte da mesma. Os contatos entre as diversas litofácies desta “Bacia” são bruscos, erosivos ou gradativos. Além desses aspectos, deve-se salientar a ausência nesta “Bacia” de estratificações cruzadas do tipo *hummocky*, formadas por ondas de tempestade.

Esses fatos sugerem para os depósitos da Formação Bebedouro que ocorrem na “Bacia” de Irecê, vários tipos de processos geradores como: **(i)** fluxos de detritos; **(ii)** correntes de turbidez de alta concentração (litofácies de diamictitos e arenitos) e de baixa concentração (pelitos); **(iii)** mecanismos de deposição de detritos a partir de *icebergs*; e **(iv)** mecanismos de suspensão.

De uma maneira geral, o comportamento vertical das litofácies na “Bacia” de Irecê é o oposto daquele descrito para a “Bacia” do Salitre. Aqui os sedimentos se distribuem verticalmente de forma granodecrescente para o topo, em razão provavelmente: **(i)** dos processos sedimentares que atuaram na “Bacia”; **(ii)** de um maior afastamento desta “Bacia” das áreas de entrada de lobos glaciais; e **(iii)** de uma possível elevação do nível glácio-eustático do mar, causada durante uma época de maior derretimento do lençol de gelo.

A distribuição lateral dessas litofácies exibe uma diminuição textural das mesmas, do setor sul da “Bacia” (predomínio dos sedimentos mais grossos) para a sua parte norte onde predominam os sedimentos pelíticos.

O contato entre a Formação Bebedouro e a Formação Salitre é discordante erosivo. A sedimentação carbonática da Formação Salitre é predominantemente transgressiva (Bomfim et. al. 1985) e inicia, ora com o nível dolomítico creme, ora com calcarenitos cinza-escuros laminados. Da mesma forma que na “Bacia” do Salitre, a sedimentação da Formação Bebedouro termina ora com diamictitos, ora com pelitos e arenitos.

O contato da Formação Bebedouro com as rochas inferiores do Grupo Chapada Diamantina também é discordante erosivo e se faz nesta “Bacia” com as duas formações mais superiores do grupo (formações Caboclo - marinha e Morro do Chapéu - estuarina). A discordância erosiva entre a Formação Bebedouro e as unidades do Grupo Chapada Diamantina é evidenciada: **(i)** pela variação litológica e estratigráfica existente na interface das duas unidades (a Formação Bebedouro recobre arenitos, argilitos ou conglomerados pertencentes às diversas formações que compõem o Grupo Chapada Diamantina); **(ii)** pela presença, nas litofácies da Formação Bebedouro, de clastos provenientes do Grupo Chapada Diamantina; e **(iii)** pela diferença na época de sedimentação entre as duas unidades (vide dados geocronológicos descritos nos capítulos 2 e 3).

7.4 “BACIA” UNA-UTINGA

7.4.1 Descrição

Foram estudados seis perfis gráfico - sedimentares nesta “Bacia” (Perfis J, K, L, M, N e O da Figura 6.3-A e B):

i) Perfil J, tem 4m de espessura e corresponde a uma alternância rítmica de diamictitos e arenitos das litofácies Dms e Sh. O Dms apresenta matriz argilo-arenosa, cor castanho-avermelhada a ocre e gradação normal. O Sh tem cor avermelhada, gradação normal, geometria ondulada sugerindo ação de ondas de tempestade e ocorre de forma subordinada, como corpos menos espessos do que a litofácies de diamictito. Este perfil é recoberto por carbonatos laminados e de cor cinza da Formação Salitre.

ii) Perfil K, tem 35m de espessura, assenta-se diretamente sobre as rochas granitóides do Pré-Espinhaço e é constituído, da base para o topo por: **(a)** 3m de diamictito da litofácies Dmm de cor cinza-esverdeada,

com estratificação do tipo *hummocky* na sua parte superior, gradação normal e presença de clastos com diâmetro do eixo maior superior a 2m; e **(b)** 32m de sedimentos alternados das litofácies, Dmp de matriz areno-argilosa e cores cinza e castanho-avermelhada, Sh de cor cinza-médio apresentando estratificações cruzadas do tipo *hummocky* e estruturas de deformação dos tipos sobrecarga e chama, e Dcm de cor cinza e rosada. Os contatos entre estas litofácies são bruscos, erosivos ou gradativos.

iii) Perfil L, tem 20m de espessura, assenta-se sobre as rochas do Pré-Espinhaço e é representado, da base para o topo por: **(a)** 6m de sedimentos da litofácies Sp de cor castanho-avermelhada; **(b)** 5m de sedimentos da litofácies Dmm de cor cinza-escura e com planos de deformação subhorizontalizados. Estes planos afetam também os clastos presentes na rocha; **(c)** 4m de sedimentos da litofácies Dmp de matriz argilo-arenosa, cor ocre com clastos organizados e alguns fracamente imbricados; e **(d)** 5m de sedimentos alternados das litofácies Fld (mais expressiva) de cor vermelho-ocre com estratificação cruzada do tipo *hummocky* e Shd castanho-avermelhada apresentando base plana e topo ondulado.

iv) Perfil M, assenta-se sobre as rochas do Pré-Espinhaço, tem 27m de espessura e é representado, da base para o topo por: **(a)** 9m de sedimentos da litofácies Dmm, cortada na cidade de Itaetê - Foto 6.12, por um dique de arenito; **(b)** 4m de sedimentos da litofácies Dmp de matriz argilo-arenosa, cor roxa, com gradação normal e clastos organizados; **(c)** 3m de sedimentos da litofácies Ste de cores castanho-avermelhadas e ocre; **(d)** 2m de sedimentos da litofácies Fld de cor roxa; e **(e)** 9m de arenitos castanho-avermelhados da litofácies Sh.

v) Perfil N, assenta-se sobre as rochas do Pré-Espinhaço, tem 9m de espessura e é formado, da base para o topo por: **(a)** diamictito da litofácies Dms de matriz argilo-arenosa roxa e com gradação normal; **(b)** diamictito da litofácies Dms areno-argilosa roxa com gradação normal; e **(c)** ritmito formado pela alternância das litofácies Fld/Sh.

vi) Perfil O, tem 22m de espessura de sedimentos, é granocrescente para o topo e formado por: **(a)** alternância rítmica das litofácies Dmp/Sh retrabalhadas por ondas de tempestade. A litofácies Dmp é a mais expressiva e tem matriz argilo-arenosa roxa; e **(b)** alternância rítmica entre as litofácies Dmp/ Sh. A diferença para a unidade anterior é que, aqui, a matriz da litofácies Dmp é areno-argilosa castanho-avermelhada. Os contatos entre as litofácies deste perfil são erosivos.

7.4.2 Interpretação

Os perfís gráfico-sedimentares descritos para a “Bacia” Una-Utinga, aliados às observações de campo feitas em vários outros afloramentos menos expressivos da Formação Bebedouro nesta “Bacia”, principalmente na sua borda oeste e no extremo sul, conduzem a uma série de parâmetros importantes para a análise da distribuição vertical e lateral desses depósitos. Dentre esses parâmetros destacam-se:

- i)** a expressiva quantidade de sedimentos de textura grossa (diamictitos) apresentando estrutura interna organizada e desorganizada, predominando na borda leste desta “Bacia” e o predomínio de sedimentos mais finos na borda oeste e nos extremos norte e sul da mesma;
- ii)** a presença de blocos com diâmetros maiores do que 2m (maiores clastos da Formação Bebedouro) encontrados na borda leste desta “Bacia” (na região entre as cidades de Utinga e Iramaia, ver a localização destas cidades no anexo 1);
- iii)** o freqüente retrabalhamento dos depósitos situados na metade norte da “Bacia” por ondas de tempestade e a clara diminuição deste retrabalhamento, na sua metade sul;
- iv)** a presença de camadas alternadas (rítmicas) e de camadas com gradação normal;
- v)** o predomínio de contatos bruscos e erosivos;
- vi)** a presença de planos de fratura subhorizontalizados e de outros tipos de deformação como estruturas de sobrecarga, deslizamento e diques de areia;
- vii)** a presença de *dropstones*;
- viii)** a presença de depósitos eólicos (litofácies Ste); e
- ix)** o predomínio de perfís com arranjos granocrescentes para o topo.

Com base nesses elementos conclue-se por uma certa semelhança paleoambiental entre esta “Bacia” e a “Bacia” do Salitre. Esses dados sugerem uma “Bacia” rasa na metade setentrional, onde dominou a sedimentação grossa predominantemente progradante (perfís granocrescentes para o topo), mais característica das áreas marginais à entrada de lobos do lençol de gelo. Posteriormente esses sedimentos foram retrabalhados por ondas de tempestade. Na parte meridional, da “Bacia” dominam os sedimentos finos, depositados provavelmente em zonas relativamente mais profundas, mais afastadas dos lobos de gelo e não afetadas por essas tempestades.

Os processos geradores das litofácies da Formação Bebedouro na “Bacia” Una-Utinga foram: **(i)** fluxos de detritos; **(ii)** correntes de turbidez de alta e baixa concentração; **(iii)** degelo de *icebergs*; e **(iv)** processos relacionados à ação de ventos (dunas).

Os ritmitos, associados às deformações subhorizontalizadas sinsedimentares (glácio-tectônicas), são indicativos da existência de um ambiente glácio-marinho com oscilação da geleira, esta oscilação é responsável pelas relações verticais e laterais das litofácies nesta “Bacia”.

Portanto, o paleoambiente deposicional dos sedimentos da Formação Bebedouro na “Bacia” Una-Utinga foi uma plataforma glácio-marinha proximal afetada por ondas de tempestade, na qual se acumularam os produtos da reciclagem de depósitos glaciogênicos, ressedimentados posteriormente por processos de fluxos gravitacionais.

A única deposição subaérea da Formação Bebedouro ocorreu nesta “Bacia” e corresponde a depósitos eólicos acumulados provavelmente, em ambiente litorâneo.

Um outro ponto importante nesta “Bacia” é que os depósitos glácio-marinhos se assentaram na sua borda leste, diretamente sobre as rochas do Pré-Espinhaço, indicando que a plataforma glácio-marinha ultrapassava os limites atuais do Grupo Chapada Diamantina na sua parte leste. Na borda oeste, os depósitos da Formação Bebedouro assentam-se sobre rochas do Grupo Chapada Diamantina (Formação Caboclo- marinha). Este fato corrobora a existência da discordância erosiva entre os sedimentos da Formação Bebedouro e as rochas do Grupo Chapada Diamantina.

A sedimentação da Formação Salitre começa nesta “Bacia”, ora com o nível do dolomito creme, ora com calcarenitos e calcilitos cinza e ocre, laminados e silicificados. Estes carbonatos ocorrem nesta “Bacia”, tanto sobre as rochas do Pré-Espinhaço quanto sobre as unidades do Grupo Chapada Diamantina e da Formação Bebedouro, demonstrando a existência de uma invasão marinha (Formação Salitre) sobre os terrenos do substrato e, logicamente, a existência de uma discordância erosiva entre esta formação e as unidades inferiores. O ordenamento vertical da Formação Salitre, dolomitos na base e calcarenitos e calcilitos no topo é provavelmente transgressivo.

Uma particularidade observada na base da sedimentação da Formação Salitre, na cidade de Itaetê (Anexo 1), é a presença de um nível de arenito bem selecionado intercalado aos carbonatos desta formação. Este nível de arenito está sendo interpretado aqui, como fazendo parte da sedimentação da Formação Salitre e teria se originado do retrabalhamento (por correntes marinhas) dos sedimentos da Formação Bebedouro, durante a transgressão marinha responsável pela acumulação dos depósitos da Formação Salitre. Alguns outros poucos níveis arenosos e argilosos foram mapeados no interior da “Bacia” de Irecê (Bomfim, et. al. 1985 e Pedreira, A. et. al. 1987) e podem ter origem semelhante.

7.5 “BACIA” DE ITUAÇU

7.5.1 Descrição

Os afloramentos da Formação Bebedouro nesta “Bacia” se restringem à sua parte sul, onde foi descrito o perfil P da figura 6.4.

Este perfil corresponde a um pacote de sedimentos com 30m de espessura formado por uma alternância rítmica de: **(i)** pelitos da litofácies Fld de cor cinza-esverdeada apresentando uma concentração maior de clastos caídos na parte mais basal do perfil; **(ii)** arenitos da litofácies Sh castanho-avermelhados apresentando espessuras variáveis de alguns centímetros a até 50cm com gradação normal e com contatos de natureza brusca e erosiva com os pelitos; e **(iii)** arenitos da litofácies Shd de cor cinza-esverdeada, apresentando uma superfície irregular e erosiva no terço superior da camada sobre a qual ocorre um nível de 10cm de material conglomerático ferruginizado (Foto 6.26).

A Formação Salitre inicia nesta “Bacia” com o nível do dolomito creme semelhante ao descrito nas outras “bacias”, passando no sentido do topo para um calcarenito laminado.

Os depósitos da Formação Bebedouro, nesta “Bacia”, repousam sobre sedimentos do Grupo Chapada Diamantina, representado aqui pela sua formação mais inferior (Formação Tombador) (Inda & Barbosa 1978 e Barbosa & Dominguez 1995), cuja característica principal, neste local, é a presença de estratificação cruzada do tipo *hummocky* (litofácies marinha).

7.5.2 Interpretação

As litofácies da Formação Bebedouro encontradas na “Bacia” de Ituaçu indicam que a mesma foi formada por processos de correntes de turbidez de alta e baixa concentração e por mecanismos de precipitação de detritos derivados de *icebergs* (litofácies Fld, Sh e Shd). Esses processos se sucederam segundo uma distribuição vertical tendendo a ser granocrescente para o topo, dentro do ambiente glácio-marinho proximal (presença de clastos caídos), e em condições semelhantes às descritas para a “Bacia” de Irecê.

Em razão da restrita área aflorante da Formação Bebedouro nesta “Bacia” e do seu comportamento deposicional homogêneo, acredita-se que não ocorreram variações laterais marcantes na sua sedimentação.

7.6 SÍNTESE DAS LITOFÁCIES E ASSOCIAÇÕES DE LITOFÁCIES DA FORMAÇÃO BEBEDOURO

Os estudos sedimentares (textura, composição, relações de contatos, geometria das camadas, etc.) desenvolvidos na Formação Bebedouro permitiram a caracterização de doze litofácies, agrupadas em quatro associações de litofácies (Quadros 6.1 e 7.1 e Figuras 7.1 e 7.2). Esses estudos possibilitaram também a interpretação dos diversos processos que atuaram à época da deposição da Formação Bebedouro e dos ambientes deposicionais que serviram de repositório para os sedimentos desta Formação.

A observação do quadro 6.1 indica os seguintes processos responsáveis pela deposição da: **(i)** litofácies de diamictitos - fluxos de detritos e correntes de turbidez de alta concentração, retrabalhadas por ondas de tempestade; **(ii)** litofácies de arenitos - correntes de turbidez de alta concentração, degelo de *icebergs* e processos eólicos, com retrabalhamento parcial desses arenitos por ondas de tempestade; **(iii)** litofácies de pelitos - mecanismos de suspensão, correntes de turbidez de baixa concentração e degelo de *icebergs*.

O quadro 7.1 mostra as associações de litofácies da Formação Bebedouro com as suas respectivas litofácies características (principais e subordinadas) e apresenta uma interpretação ambiental para essas associações. Esta interpretação propõe que os depósitos da Formação Bebedouro se acumularam nos subambientes glácio-marinho proximal e continental extraglacial.

A figuras 7.1 e 7.2 a e b, sintetizam essas informações e mostram de forma esquemática a distribuição espacial, em planta e em perfil, dos depósitos da Formação Bebedouro nos ambientes Glácio-Marinho Proximal e Continental Extraglacial.

CAPÍTULO 8

PALEOCORRENTES

8.1 DESCRIÇÃO

Medidas de paleocorrentes na Formação Bebedouro, foram feitas nas litofácies Dmp, Sp e Ste em estratos cruzados tabulares (tangenciais na base e sigmoidais) e em estratos cruzados acanalados, porém a quantidade total dessas medidas (vinte e cinco) é insuficiente para qualquer tipo de tratamento estatístico (Figura 8.1).

Na “Bacia” do Salitre foram feitas três medidas direcionais em estratos cruzados tangenciais na base, sendo que, duas dessas medidas foram obtidas próximo a Laje do Batata (Figura 8.1) e a terceira medida direcional foi conseguida em um afloramento localizado próximo a Várzea Nova (Figura 8.1). No afloramento de Laje do Batata a direção do paleofluxo é para norte e em Várzea Nova o paleofluxo tem direção N245°.

Na “Bacia” de Irecê duas medidas direcionais foram feitas em estratos cruzados tangenciais na base, em dois locais: a nordeste (paleofluxo para N290°) e a sudeste (paleofluxo para N350°) da cidade de Irecê (Figura 8.1), na borda leste da “bacia”.

Na “Bacia” Una-Utinga foram feitas vinte medidas direcionais sendo quatorze medidas na borda leste e seis medidas na sua borda oeste em estruturas sedimentares sigmoidais e em estratos cruzados tangenciais na base e acanalados (Figura 8.1).

As quatorze medidas da borda leste da “Bacia” foram obtidas em sedimentos das litofácies Dmp e Sp e em sedimentos da litofácies eólica Ste. No primeiro caso, as medidas direcionais têm paleofluxo polimodal, abrindo um leque de dispersão de 100° (N190° a N 290°) (Figura 8.1) e no segundo caso, na litofácies eólica, as paleocorrentes têm direções também variadas, abrindo um leque de dispersão de 120° (N 130° a N250°) (Figura 8.1).

Na borda oeste da “Bacia” Una-Utinga as seis medidas direcionais foram conseguidas em estratos cruzados sigmoidais e têm direções também polimodais, variando entre N160° e N 250° (Figura 8.1).

A ausência de estratificação cruzada na “Bacia” de Ituaçu não permitiu a obtenção de medidas direcionais nesta “Bacia”.

8.2 INTERPRETAÇÃO

A observação da distribuição das paleocorrentes da Formação Bebedouro na figura 8.1, mostra uma disposição aleatória a primeira vista, porém, quando se alia essas direções aos tipos de clastos encontrados e às variações verticais e laterais das litofácies existentes nesta formação, fica clara uma certa tendência de organização das mesmas, inicialmente segundo um padrão geral de leste para oeste, na parte mais oriental das “bacias” Una-Utinga e Salitre onde se acumularam os sedimentos mais grossos (diamictitos) e num segundo

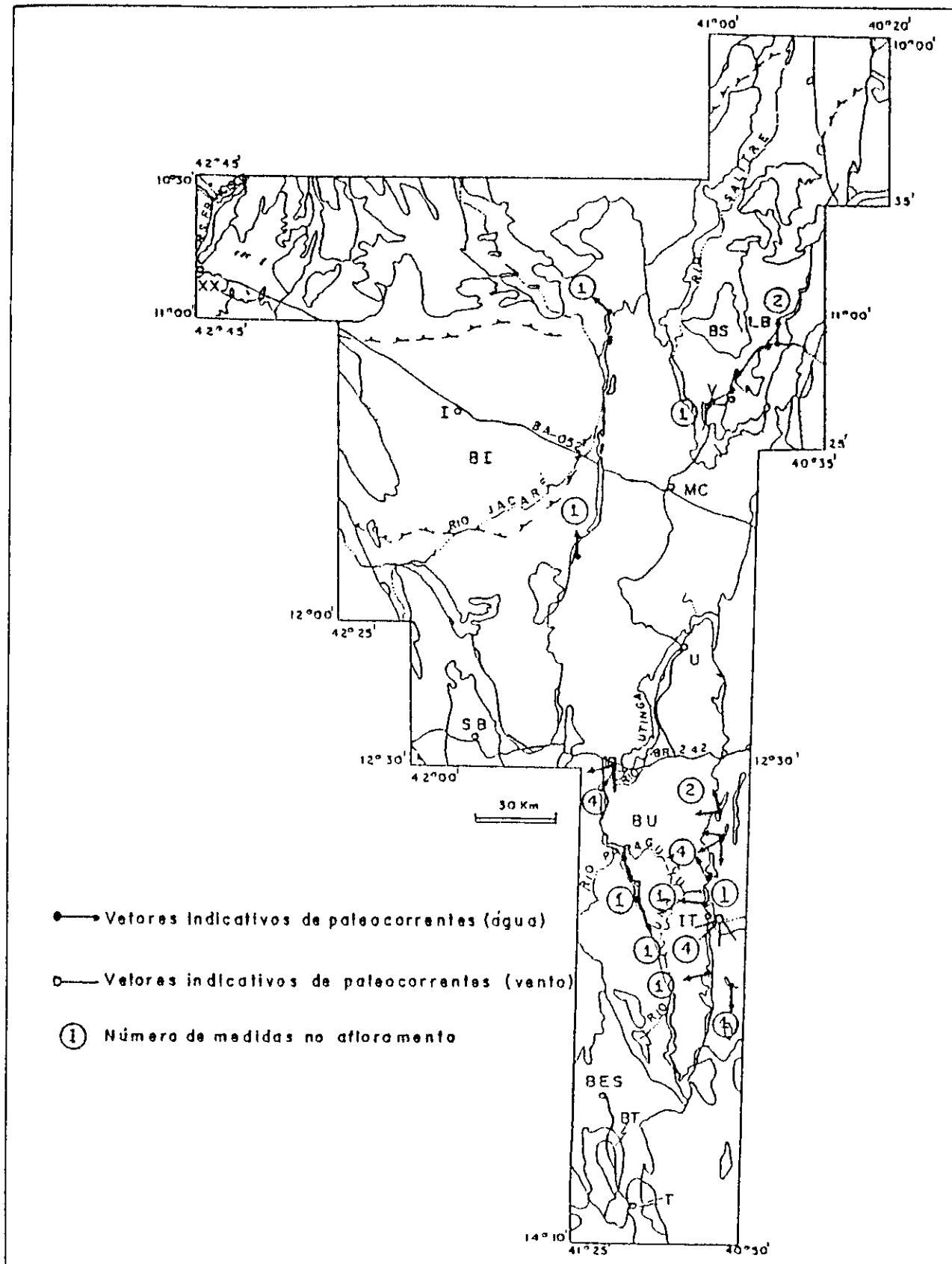


FIG.8.1— Medidas de paleocorrentes da Formação Bebedouro.

Legenda: BI—"Bacia" de Irecê; BS—"Bacia" do Solitre; BU—"Bacia" Una-Uitinga; BT—"Bacia" de Ituaçu; XX—Xique-Xique; I—Irecê; LB—Laje do Batata; V—Várzea Nova; MC—Morro do Chapéu; U—Uitinga; T—Tanhaçu; SB—Seabra; IT—Itaeté

estágio, abrindo um leque bidirecional com correntes para noroeste e norte nas “bacias” de Irecê e Salitre e para norte e sul nas “bacias” Una-Utinga e Ituaçu.

CAPÍTULO 9

PROVENIÊNCIA DOS SEDIMENTOS DA FORMAÇÃO BEBEDOURO

Com base nas fontes potenciais, passíveis de terem liberado os detritos que constituem a Formação Bebedouro e, a partir do estudo comparativo macroscópico dos clastos que ocorrem nesta formação, com as litologias de ocorrência regional, podem ser estabelecidas as seguintes relações de proveniência.

Os clastos de quartzito verde derivaram, provavelmente, do Complexo Itapicuru (Grupo Jacobina). Estes clastos foram encontrados nas “bacias” do Salitre, Irecê e na parte norte da “Bacia” Una-Utinga. É possível que alguns desses clastos de quartzito verde resultem da erosão dos conglomerados polimíticos do Grupo Chapada Diamantina que também contêm estes tipos de materiais. Isto implica na existência de mais de uma reciclagem para os mesmos (depósitos de 2º ciclo), uma vez que, a quase totalidade desse material encontrado nos depósitos da Formação Bebedouro apresenta-se arredondado, indicando que o mesmo sofreu transporte e retrabalhamento antes da sua redeposição final como fluxos gravitacionais de sedimentos.

Os clastos de arenitos, argilitos, carbonatos e *cherts* são oriundos possivelmente, do Grupo Chapada Diamantina, sendo que, os clastos de carbonatos devem ser provenientes da Formação Caboclo, única formação deste Grupo com registros desta litologia.

Os demais clastos existentes na Formação Bebedouro (granitóides, rochas básicas/ultrabásicas, quartzos, xistos, filitos, etc.) derivaram provavelmente, das unidades do Pré-Espinhaço. Todos esses sedimentos derivaram das rochas que existem à leste da área de ocorrência da Formação Bebedouro.

A matriz das diversas litofácies que constituem a Formação Bebedouro, segundo os estudos microscópicos, mostra uma coerência mineralógica muito grande com a dos clastos maiores. Algumas destas lâminas sugerem inclusive, a possibilidade de que os grãos menores e a matriz dessas litofácies tenham sido derivados parcialmente, da cominuição dos cascalhos, seixos e blocos que constituem o arcabouço das mesmas.

Tomando por base a descrição das litofácies da Formação Bebedouro feita nos capítulos 6 e 7 e as colocações acima, pressupõe-se que os agentes propulsores desses sedimentos foram correntes de lavagem e *icebergs*, atuando em um ambiente subaquático glácio-marinho. Esses agentes propulsores derivaram de um lençol de gelo de base úmida, localizado a leste da área de ocorrência da Formação Bebedouro.

CAPÍTULO 10

MODELO DEPOSICIONAL DA FORMAÇÃO BEBEDOURO

A descrição detalhada e a interpretação das litofácies e das associações de litofácies da Formação Bebedouro, a sua distribuição vertical e lateral e o estudo do seu padrão de paleocorrentes visaram a elaboração de um modelo paleogeográfico para a mesma (Figura 10.1).

Tomando por base esses parâmetros, sugere-se como sítio deposicional para a Formação Bebedouro uma plataforma marinha estável. Mais especificamente, a Formação Bebedouro tem espessura variável de 1 a 100m, é constituída de sedimentos glacioclásticos ressedimentados por fluxos gravitacionais, parcialmente retrabalhados por ondas de tempestade e pelo vento e acumulados nos subambientes glácio-marinho proximal e continental extraglacial (Brodzikowski & Van Loon 1987, 1991).

Os sedimentos que constituem os depósitos da Formação Bebedouro provieram portanto, do derretimento de um lençol de gelo de base úmida instalado imediatamente a leste da sua área de ocorrência e, muito subordinadamente, do transporte eólico. Esta proveniência de leste, já aventada por Söfner (1973) e Montes, A. (1977) ficou evidenciada nesta pesquisa: **(i)** pelas medidas direcionais obtidas nesses depósitos; **(ii)** pela composição dos clastos e da matriz, semelhantes à composição das rochas aflorantes a leste da área de ocorrência da Formação Bebedouro; e **(iii)** pelo aparente aprofundamento da plataforma marinha, onde se depositaram os depósitos desta formação, de leste para oeste. Este paleorelevo é evidenciado pela maior frequência de detritos grossos, depositados por fluxo de detritos, na parte oriental desta plataforma e pelo predomínio dos depósitos mais finos na parte ocidental e nos extremos norte e sul da mesma.

Esses dados permitem ainda sugerir a região situada a leste das localidades de Laje do Batata e Iramaia (Anexo 1), como sendo a área principal de entrada de detritos nessa plataforma, com disseminação para norte e para sul. Esta sugestão decorre do fato de que os depósitos de sedimentos mais grossos da Formação Bebedouro estão concentrados nesta área, nas bordas leste das “bacias” do Salitre e Una-Utinga.

Pela distribuição vertical e lateral das litofácies da Formação Bebedouro e pela ausência de sedimentação marinha normal intercalada aos depósitos desta formação, como discutido anteriormente, sugere-se a possibilidade da existência de um único episódio deposicional envolvendo a sua acumulação, compreendendo avanços e recuos do lençol de gelo. Estes avanços e recuos do lençol de gelo estão representados pelas associações de litofácies anteriormente descritas (Quadro 7.1 e Figuras 7.2 e 10.1): **(i)** associação de litofácies extraglacial eólica (A), formada principalmente durante o recuo da geleira; **(ii)** associação de litofácies de contato de geleira (B), formada durante o avanço da geleira; **(iii)** associação de litofácies proglacial (C), associada mais frequentemente à fase de recuo da geleira; e **(iv)** associação de litofácies de degelo de *icebergs* (D) formada principalmente durante o recuo da geleira.

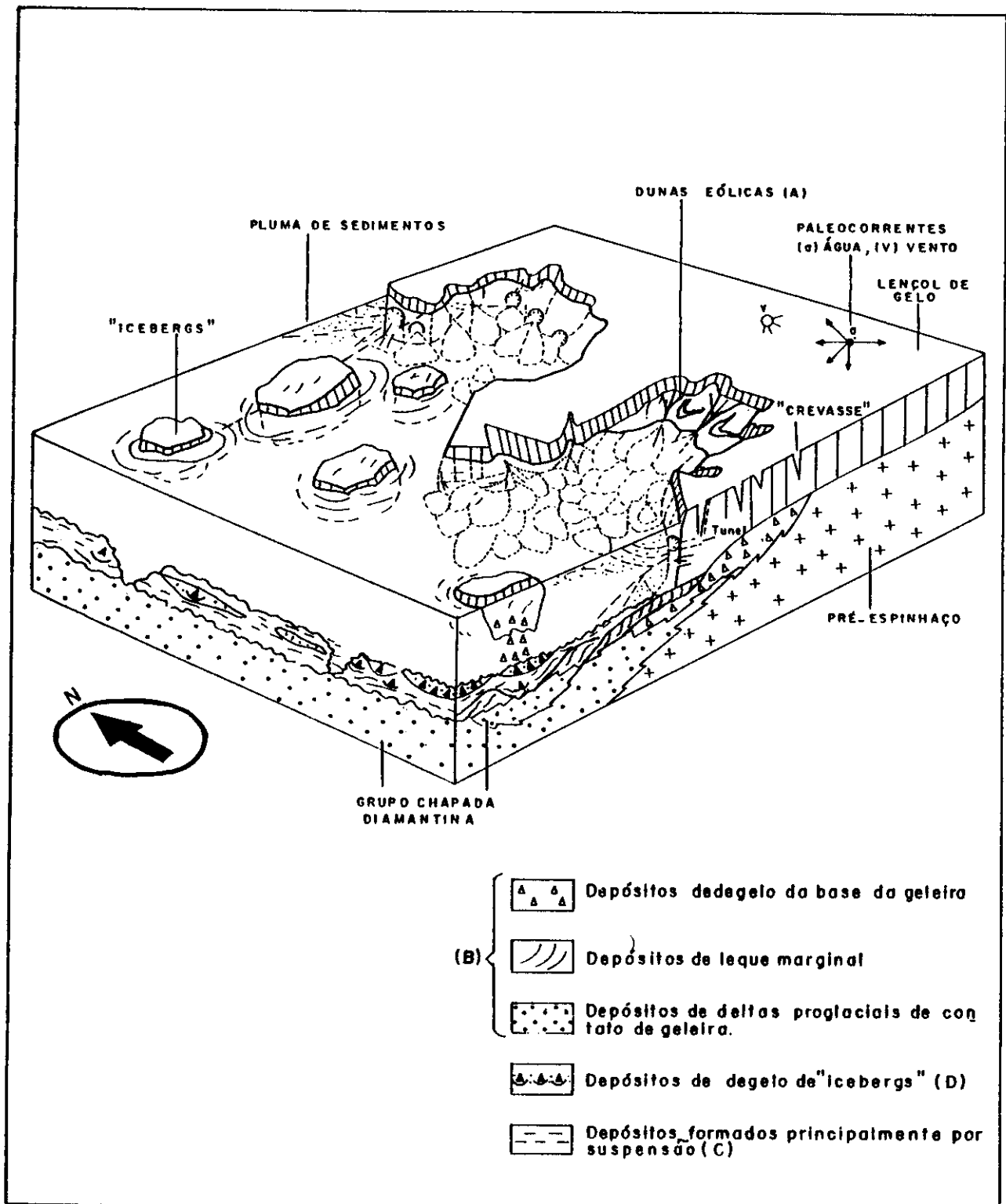


FIG 10.1 - Bloco diagrama esquemático mostrando o modelo paleogeográfico idealizado para a Formação Bebedouro, os tipos de depósitos individualizados e as relações desses depósitos com as associações de litofácies (A, B, C e D).

A fase de avanço do lençol de gelo é marcada pelo movimento contemporâneo da parte frontal do mesmo e das litofácies progradantes (Lonne 1995). Estas litofácies progradantes correspondem principalmente aos sedimentos mais grossos da Formação Bebedouro (diamictitos e arenitos), formados por processos de fluxos gravitacionais confinados (fluxos de detritos e correntes de turbidez de alta concentração).

O recuo da geleira ao contrário, é caracterizado principalmente pela presença das litofácies mais finas (pelitos e arenitos), mostrando freqüentemente gradação normal, camadas com estruturas de *slump*, depósitos de turbiditos, depósitos de clastos caídos e alguns poucos depósitos de fluxo de detritos e de origem eólica (Brodzikowski & Van Loon 1991 e Lonne 1995).

As correntes de lavagem subaquáticas derivadas do lençol de gelo, transportaram e posteriormente depositaram sua carga de detritos: (i) como depósitos de degelo subaquáticos instalados na base da geleira; (ii) como leques marginais; e (iii) como deltas proglaciais de contato de geleira. Esses detritos foram depositados ao longo da costa e na frente do lençol de gelo formando as associações de litofácies de contato de geleira. Os sedimentos mais finos e o material carregado pelos *icebergs* foram transportados em suspensão e depositados lateralmente aos depósitos anteriores e um pouco mais afastados da costa, em local relativamente mais profundo, onde foram distribuídos por grandes distâncias, dentro do subambiente glácio-marinho proximal.

Logo, os detritos armazenados pelo lençol de gelo foram reciclados e transportados para dentro da plataforma marinha, de leste para oeste, e em seguida dispersos, tanto para norte quanto para sul. Neste ambiente marinho o material foi ressedimentado e parcialmente retrabalhado por ondas de tempestade.

Os processos responsáveis pela deposição dos sedimentos da Formação Bebedouro foram fluxos de detritos subaquáticos, correntes de turbidez de alta e baixa concentração, derretimento de *icebergs* e, muito localmente, processos eólicos.

Em virtude da atual área de exposição da Formação Bebedouro ser superior a 40.000km², da diversidade faciológica desses depósitos com ausência de varvitos, do retrabalhamento de alguns desses sedimentos por ondas de tempestade e da grande quantidade e ampla distribuição de sedimentos grossos (diamictitos) e de clastos caídos presentes em toda a sua extensão descartou-se para a mesma, a possibilidade de deposição em um ambiente lacustre. Segundo Fairchild (1993), o predomínio das litofácies grossas geralmente representam ambiente glácio-marinho.

CAPÍTULO 11

RELAÇÕES DE CONTATO ENTRE A FORMAÇÃO BEBEDOURO E AS UNIDADES SOTOPOSTA E SOBREPOSTA.

11.1 GENERALIDADES

Os depósitos glácio-marinhos proximais da Formação Bebedouro se instalaram sobre os sedimentos pertencentes ao Grupo Chapada Diamantina e sobre as rochas do Pré-Espinhaço e foram recobertos pelos sedimentos carbonáticos da Formação Salitre (Figura 2.1 e Anexo 1).

Os contatos da Formação Bebedouro com as rochas do Pré-Espinhaço são discordantes do tipo não-conformante e não suscitam dúvidas. Entretanto, o contato desta Formação com as rochas do Grupo Chapada Diamantina e com as rochas da Formação Salitre tem sido motivo de muitas controvérsias.

11.2 RELAÇÕES DE CONTATO ENTRE A FORMAÇÃO BEBEDOURO E AS UNIDADES SOTOPOSTAS DO GRUPO CHAPADA DIAMANTINA.

Trabalhos desenvolvidos na região por Brito Neves (1968), Misi & Souto (1975), Pedreira, A. et. al (1975), Montes A. (1977), Misi (1979), Montes A. et. al. (1985), Guimarães & Pedreira, A. (1990), Danderfer Filho (1990), Lagoeiro (1990), Silva (1994), descrevem os contatos entre os sedimentos do Grupo Una (formações Bebedouro e Salitre) com os sedimentos do Grupo Chapada Diamantina como de natureza erosiva, angular e tectônica. Por outro lado, existem indicações na literatura de que a sedimentação da parte superior do Grupo Chapada Diamantina (representada pela Formação Morro do Chapéu) pode ter continuidade com a sedimentação do Grupo Una (Souza 1986, Dominguez 1993, Schobbenhaus Filho 1993).

As observações de campo feitas no decorrer deste trabalho mostraram que existe um paralelismo ou concordância entre as rochas do Grupo Chapada Diamantina e as rochas da Formação Bebedouro porém, os perfís das figuras 6.1, 6.2, 6.3 e 6.4 e os dados mostrados nos capítulos 6 e 7 indicam que a sedimentação desta última formação começa, ora com as litofácies de diamictitos, ora com arenitos ou pelitos. Por outro lado, estes depósitos apresentam clastos derivados das rochas do Grupo Chapada Diamantina e repousam tanto sobre os sedimentos da Formação Morro do Chapéu - estuarina, quanto sobre os sedimentos da Formação Caboclo - marinha e, na “Bacia” de Ituaçu, estão sobre um pacote de sedimentos mapeados como pertencentes à Formação Tombador (Inda & Barbosa 1978 e Barbosa & Dominguez 1995). Neste pacote observaram-se estratificações cruzadas do tipo *hummocky*, sugerindo uma deposição marinha rasa para a Formação Tombador, neste local. O paralelismo entre unidades sedimentares distintas indica ausência de basculamento no ambiente deposicional durante o intervalo de não deposição (Mendes 1984).

Esses elementos sugerem uma relação de contato entre a Formação Bebedouro e as rochas do Grupo Chapada Diamantina de natureza erosiva irregular. Esta irregularidade corresponde à presença de um paleorelevo (Mendes 1984).

Outro ponto favorável à discordância entre estes dois conjuntos é a presença de um hiato deposicional entre os mesmos, evidenciado pelos dados geocronológicos disponíveis e descritos nos capítulos 2 e 3 desta dissertação.

11.3 RELAÇÕES DE CONTATO ENTRE A FORMAÇÃO BEBEDOURO E A UNIDADE SOBREPOSTA (FORMAÇÃO SALITRE)

Apesar de as Formações Bebedouro e Salitre serem interpretadas como formadas sob condições climáticas distintas (Formação Bebedouro - glacial e Formação Salitre - interpretada como formada sob condições de clima quente), as suas relações de contato são ainda problemáticas.

Foram desenvolvidos vários trabalhos de cunho regional, abrangendo a Formação Bebedouro e a Formação Salitre porém, a natureza dos contatos entre estas duas formações ainda não é um consenso. Brito Neves (1968), Guimarães & Pedreira, A. (1990), Pedreira, A. & Margalho (1990) descrevem contatos concordantes e gradativos para as duas formações enquanto, Montes A. (1977) e Misi (1979) sugerem uma relação entre as mesmas de natureza discordante erosiva.

Dados de campo obtidos durante esta pesquisa descritos nos capítulos 6 e 7 e a confirmação através deste trabalho de que a Formação Bebedouro é uma unidade geológica glácio-marinha, permitem considerar a presença de uma grande superfície irregular de natureza erosiva separando os depósitos terrígenos da Formação Bebedouro dos depósitos carbonáticos da Formação Salitre. Dentre esses dados podemos citar: **(i)** a presença de possível nível de paleossolo separando, localmente, as duas formações (Perfil D da Figura 6.1); **(ii)** as variações litológicas observadas no contato entre as duas unidades como visto em vários dos perfis gráfico-sedimentares das figuras 6.1, 6.2, 6.3 e 6.4. Nestes perfis a Formação Bebedouro termina a sua sedimentação ora com diamictitos, ora com arenitos ou pelitos; **(iii)** a presença dos carbonatos da Formação Salitre ora sobre a Formação Bebedouro, ora sobre o Grupo Chapada Diamantina e até sobre as rochas do Pré-Espinhaço. Este fato caracteriza uma elevação do nível do mar em relação à superfície de deposição sotoposta, com a conseqüente invasão destes terrenos pela sedimentação marinha carbonática da Formação Salitre (*onlap* costeiro). Registros desta invasão marinha existem em toda a parte oriental da área estudada, onde os carbonatos pertencentes à Formação Salitre estão (em grande parte desta região) sobre as rochas do Pré-Espinhaço; **(iv)** a mudança brusca no tipo da sedimentação das duas formações (Formação Bebedouro totalmente terrígena e Formação Salitre totalmente carbonática); **(v)** o fato de estas duas formações constituírem seqüências deposicionais distintas, com os carbonatos transgressivos da Formação Salitre (Bomfim et. al. 1985) recobrimo os sedimentos glácio-marinhos predominantemente regressivos da

Formação Bebedouro; e **(vi)** os dados radiométricos, bio-estratigráficos e de isótopos disponíveis nas duas formações, apresentados nos capítulos 2 e 3.

CAPÍTULO 12

ASSOCIAÇÃO ENTRE OS DEPÓSITOS GLÁCIO-MARINHOS DA FORMAÇÃO BEBEDOURO E OS CARBONATOS DA FORMAÇÃO SALITRE

Associações de rochas carbonáticas com depósitos glaciais foram comuns no Proterozóico superior várias partes do mundo (América do Norte, América do Sul, África, Europa, Ásia e Austrália) (Chumakov 1981, Hambrey & Harland 1981) e (Deynoux et. al. 1985, apud Eyles, N. 1993), ao contrário do que se conhece para os outros períodos glaciais (Chumakov & Elston 1989). A coexistência destas associações mostra-se paradoxal, a primeira vista, isto em razão dos poucos conhecimentos que se tem sobre muitas dessas associações. Esta contradição gerou uma série de hipóteses que tentam explicar a existência comum de depósitos de climas quentes e frios. Muitas dessas hipóteses foram descritas no item 4.6 do capítulo 4.

As Formações Bebedouro e Salitre fazem parte deste tipo de associação. Para se ter uma idéia melhor sobre estes tipos de relações é necessário que se faça algumas considerações sobre as mesmas, baseadas em trabalhos desenvolvidos sobre o tema (Chumakov & Elston 1989, Fairchild 1993, Eyles, N. 1993).

Sabe-se que depósitos carbonáticos embora tenham a sua formação favorecida pelo aumento da temperatura, podem se formar sob condições de clima frio e em altas latitudes (Bjorlykke et. al. 1978, apud Fairchild 1993). Harland & Herod (1975, apud Fairchild 1993) sugerem que a presença de alguns depósitos, pouco espessos, de carbonatos precipitados, finos e bandados, associados a depósitos glaciais, podem ter tido o seu mecanismo de formação facilitado pela presença de água fria. Carey & Ahmad (1961, apud Fairchild 1993) postulam a formação de carbonatos em ambientes de alta salinidade, sob lençóis de gelo. Portanto, a interpretação de depósitos carbonáticos como sendo de clima quente, deve levar em consideração uma série de outros critérios tais como: **(i)** a grande espessura do pacote de carbonato; **(ii)** a presença freqüente de estromatólitos; **(iii)** a presença de evaporitos; e **(iv)** a presença de microfósseis bentônicos.

Rochas carbonáticas ocorrem sob, dentro ou sobre os depósitos glaciais e glacioclásticos em várias partes da Terra (Fairchild 1993, Eyles, N. 1993).

Os carbonatos que ocorrem sob os depósitos glaciais/glacioclásticos têm representantes modernos na Groenlândia, Escócia e Spitsbergen e correspondem a calcários de águas relativamente profundas, recobertos por camadas de dolomitos de água rasa (Fairchild 1993, Eyles, N. 1993). Este ordenamento vertical, depósitos glaciais/glacioclásticos no topo e dolomito/calcário na base segundo Fairchild (1993), resulta do abaixamento do nível glácio-eustático do mar. Eyles, N. (1993) considera esta associação como o resultado de glaciação associada a tectônica extensional sem abaixamento do nível glácio-eustático do mar.

As unidades carbonáticas que ocorrem dentro dos depósitos glaciais/glaciclásticos, segundo Harland & Herod (1975, apud Fairchild 1993) e Eyles, N. (1993), são preferencialmente dolomitos de origem detrítica erodidos de unidades estratigráficas inferiores, embora ocorram carbonatos autóctones, pouco expressivos volumetricamente, entre depósitos glaciais.

Os depósitos de carbonatos que ocorrem sobre depósitos glaciais/glaciclásticos do Proterozóico superior apresentam, de uma maneira geral, um arranjo vertical do tipo dolomito de água rasa, na base e calcário de água relativamente mais profunda, no topo. Segundo Fairchild (1993), esta associação depósitos glaciais - na base - e carbonatos - no topo - sugere uma variação climática relativamente súbita e severa.

Desta forma, o estudo deste tipo de associação (depósitos glaciais/carbonatos) implica necessariamente, no conhecimento adequado de dois pontos, quais sejam: **(i)** da origem verdadeira dos depósitos que fazem parte desta associação, p. ex. os depósitos pressupostos como glaciais, são realmente glaciais? e os carbonatos, se formaram sob condições de clima quente ou frio?; e **(ii)** das idades desses depósitos.

Os sedimentos da Formação Bebedouro são recobertos, invariavelmente, pelos carbonatos da Formação Salitre.

Os estudos feitos durante esta pesquisa sobre a Formação Bebedouro mostram que: **(i)** a Formação Bebedouro é glácio-marinha; **(ii)** a Formação Bebedouro é progradante no seu todo; **(iii)** a sedimentação da Formação Bebedouro ocorreu provavelmente, entre 1.000 - 950Ma; **(iv)** a passagem da Formação Bebedouro para a Formação Salitre é marcada por uma ampla superfície discordante erosiva. Por outro lado, os perfís gráfico-sedimentares feitos na interface Formação Bebedouro/Formação Salitre e os dados bibliográficos disponíveis sobre a Formação Salitre mostram que: **(i)** a Formação Salitre é predominantemente transgressiva e começa a sua sedimentação, de uma maneira geral, com um nível de dolomito creme com até 5m de espessura. Este dolomito é recoberto por espesso pacote de calcário. Segundo Misi (1993), a espessura da Formação Salitre pode alcançar 1.000m; **(ii)** os carbonatos da Formação Salitre apresentam com frequência níveis de estromatólitos; **(iii)** a Formação Salitre apresenta nódulos preenchidos por calcita (substituindo sulfatos) e estruturas dos tipos *tepee* e *bird's eyes*, comuns em depósitos de evaporitos (Bomfim et. al 1985 e Misi 1996); **(iv)** a Formação Salitre, segundo avaliações feitas com isótopos de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ por Misi (1996), pode ter sido depositada no tempo Vendiano (700-560Ma).

Do exposto acima conclui-se que a associação entre a Formação Bebedouro e a Formação Salitre é absolutamente natural (não paradoxal) uma vez que: **(i)** os carbonatos da Formação Salitre foram depositados durante um período de clima ameno; **(ii)** os sedimentos terrígenos glácio-marinhos da Formação Bebedouro foram depositados sob condições de clima frio; **(iii)** cada uma destas formações representa uma seqüência deposicional; **(iv)** as formações Bebedouro e Salitre estão limitadas por uma superfície discordante erosiva; e **(v)** Os dados

radiométricos e os resultados de isótopos disponíveis apontam para a existência de um intervalo de tempo sem deposição entre a sedimentação das duas unidades. A quantificação deste intervalo continua em aberto, uma vez que as avaliações isotópicas que estão sendo feitas atualmente nos carbonatos da Formação Salitre (Misi 1996), estão indicando a possibilidade de uma idade mais nova para esta Formação (Vendiano), contradizendo as idades radiométricas e bio-estratigráficas existentes, que posicionam a Formação Salitre no Rifeano superior.

CAPÍTULO 13

CONCLUSÕES

Nesta dissertação foi feita uma análise minuciosa dos sedimentos que constituem a Formação Bebedouro. Este estudo objetivou: **(i)** caracterizar a dinâmica sedimentar envolvida na acumulação desta formação; **(ii)** propor um modelo paleogeográfico para a mesma, embasado no estudo detalhado e na interpretação das suas litofácies, no ordenamento vertical e lateral das mesmas e no estudo de medidas direcionais; **(iii)** aprimorar a cartografia da Formação Bebedouro; **(iv)** caracterizar as relações de contato entre esta formação e as unidades sotoposta e sobreposta; e **(v)** mostrar o tipo de associação existente entre a Formação Bebedouro e a Formação Salitre.

Estes estudos possibilitaram o reconhecimento de três tipos litológicos: **(i)** diamictitos; **(ii)** arenitos; e **(iii)** pelitos compreendendo doze litofácies distintas. Os diamictitos são o tipo litológico predominante na formação seguido pelos pelitos, enquanto os arenitos são a litologia subordinada.

Os diamictitos são interpretados como depósitos subaquáticos ressedimentados, alguns retrabalhados por ondas de tempestade e acumulados por processos gravitacionais de: **(i)** fluxos de detritos coesivos e não-coesivos e confinados; **(ii)** correntes de turbidez de alta concentração, nas quais atuaram mecanismos de choque entre grãos e de fluidização/liquefação; e **(iii)** queda de grãos (subordinados).

Os pelitos correspondem a depósitos subaquáticos formados: **(i)** por processos gravitacionais coesivos e não confinados de correntes de turbidez de baixa concentração; **(ii)** por mecanismos de suspensão; e **(iii)** pelo derretimento de *icebergs*.

Os arenitos estão parcialmente retrabalhados pela ação de ondas de tempestade e representam: **(i)** depósitos subaquáticos ressedimentados por fluxos gravitacionais fluidizados/liquefeitos e confinados; **(ii)** depósitos de correntes de turbidez de alta concentração; **(iii)** depósitos de clastos caídos; e **(iv)** depósitos subaéreos de dunas eólicas.

O estudo dessas litofácies permitiu também estabelecer um quadro da distribuição das paleocorrentes, ainda que muito precário, para a Formação Bebedouro. Esta distribuição revela-se inicialmente aleatória porém, quando relacionam-se estas direções, aos clastos encontrados e ao ordenamento vertical e lateral das litofácies na formação, nota-se uma organização das mesmas, com um tronco principal fluindo de leste para oeste, evoluindo para um amplo leque abrindo para norte e para sul.

As litofácies encontradas na Formação Bebedouro foram estudadas em dezesseis perfis gráfico-sedimentares distribuídos nas “bacias” de Irecê, Salitre, Una-Utinga e Ituaçu e em mais de uma centena de outros afloramentos desta formação e foram agrupadas em quatro associações de litofácies: **(i)** associação de litofácies extraglacial eólica (A); **(ii)** associação de litofácies de contato de geleira (B); **(iii)** associação de litofácies proglacial (C); e **(iv)** associação de litofácies de degelo de *icebergs* (D). Este agrupamento objetivou a elaboração

de um modelo esquemático da distribuição espacial dos depósitos da Formação Bebedouro dentro dos subambientes glácio-marinho proximal e continental extraglacial.

A interpretação dos perfis gráfico-sedimentares levou às seguintes conclusões sobre a distribuição espacial da Formação Bebedouro, nas suas diversas “bacias” de ocorrência:

i) “Bacia” do Salitre mostra uma distribuição vertical granocrescente para o topo na sua parte oriental, resultante provavelmente, do avanço de lobos de um lençol de gelo para dentro de um corpo d’água. Na sua metade norte entretanto, esta “Bacia” é dominada por sedimentos finos (pelitos) derivados ainda, provavelmente, dos lobos de gelo e depositados lateralmente e nas áreas mais afastadas desses lobos. A distribuição lateral dos sedimentos da Formação Bebedouro, nesta “Bacia”, varia de sedimentos grossos (diamictitos) na metade sul da “Bacia”, a sedimentos mais finos (pelitos) na sua metade norte. Este fato sugere um relativo aprofundamento da “Bacia” de sul para norte;

ii) “Bacia” de Irecê apresenta, de uma maneira geral, um ordenamento vertical contrário ao observado para a “Bacia” do Salitre. Aqui esta distribuição é granodecrescente para o topo, em razão provavelmente: **(a)** dos processos sedimentares que atuaram na “Bacia”; **(b)** de um maior afastamento desta “Bacia” das áreas de entrada de lobos glaciais; **(c)** da influência mais acentuada da fase de recuo da geleira durante a sua sedimentação com elevação glácio-eustática do nível do mar. A distribuição lateral das litofácies nesta “Bacia” é decrescente texturalmente, de sul para norte, sugerindo um aprofundamento da plataforma neste sentido;

iii) “Bacia” Una-Utinga apresenta distribuição granocrescente e granodecrescente para o topo, com predomínio de material grosso (diamictitos) nas suas partes leste e norte e predomínio de pelitos nas partes sul e oeste. O material grosso depositado mais amiúde no setor leste da “Bacia” sugere o domínio de sedimentação progradante durante uma fase de avanço de geleira, nesta região, como aconteceu na “Bacia” do Salitre, e a deposição mais freqüente dos pelitos nas partes sul e oeste implica provavelmente, no: **(a)** aprofundamento da “Bacia” nestas direções; **(b)** maior distanciamento destas áreas da “Bacia” dos locais de entrada de lobos glaciais. Os poucos e únicos depósitos subaéreos da Formação Bebedouro ocorrem nesta “Bacia”, na cidade de Itaetê (Anexo 1) e correspondem a dunas eólicas depositadas em ambiente litorâneo.

iv) “Bacia” de Ituaçu apresenta uma distribuição vertical granocrescente para o topo sem grandes variações laterais, devido talvez, à sua restrita área aflorante.

Uma outra conclusão importante a que se chegou refere-se à possibilidade de ter existido um único episódio deposicional envolvendo a sedimentação da Formação Bebedouro, com variações laterais de fácies causadas pela oscilação da geleira e evidenciadas pelas alternâncias nas litofácies da formação.

O modelo paleogeográfico proposto para a Formação Bebedouro sugere como sítio deposicional uma plataforma estável, glácio-marinha proximal, esculpida nas rochas do Grupo Chapada Diamantina e nas rochas do Pré-Espinhaço. Sobre esta plataforma se instalaram os detritos glacioclásticos ressedimentados e parcialmente

retrabalhados por ondas de tempestade desta formação. Estes detritos são provenientes de um lençol de gelo de base úmida situado a leste da área deste estudo (ver capítulos 6, 7, 8 e 9). Este modelo é complementado pela deposição localizada de depósitos subaéreos de natureza eólica.

Concluiu-se pela deposição desses sedimentos no ambiente glácio-marinho baseado: **(i)** na ausência de varvitos; **(ii)** na grande quantidade de diamictitos presentes por toda a área de ocorrência da Formação Bebedouro; **(iii)** na presença da ação de ondas de tempestade; **(iv)** na grande extensão da área de ocorrência da Formação Bebedouro; **(v)** na freqüente associação de diamictitos com pelitos; e **(vi)** na presença de depósitos de clastos caídos por toda a área de distribuição da Formação Bebedouro.

Uma outra conclusão importante diz respeito às relações de contato entre a Formação Bebedouro e as unidades sotopostas e sobrepostas.

No primeiro caso, esta formação apresenta limites discordantes do tipo não-conformidade com as rochas do Pré-Espinhaço e limites de natureza erosiva irregular com os sedimentos marinhos do Grupo Chapada Diamantina. Em todos os locais onde esses contatos foram observados eles são concordantes.

No segundo caso, as rochas glácio-marinhas da Formação Bebedouro acham-se em contato com os sedimentos carbonáticos marinhos depositados em clima quente e pertencentes à Formação Salitre. O limite entre estas duas unidades, que estão paralelizadas, é uma extensa superfície erosiva irregular. Este paralelismo indica ausência de basculamento no ambiente deposicional durante o intervalo de não acumulação e a irregularidade da superfície de discordância (marcada regionalmente pelo recobrimento simultâneo das várias litofácies da Formação Bebedouro pelos carbonatos da Formação Salitre) corresponde provavelmente, a um paleorelevo (Mendes 1984).

A concordância angular entre os contatos da Formação Bebedouro com as rochas do Grupo Chapada Diamantina e da Formação Salitre comprova a estabilidade tectônica do ambiente deposicional durante a deposição destas seqüências. Logo, a orogênese que afetou estes três conjuntos de rochas ocorreu provavelmente, após a sedimentação dos mesmos, por volta de 600Ma, no final do Proterozóico superior (Danderfer Filho et. al. 1993 e Dominguez 1993).

A interpretação do pacote carbonático da Formação Salitre como sendo de clima quente adveio: **(i)** da sua grande espessura, mais de 1.000m de sedimentos (Misi 1993); **(ii)** da presença de estromatólitos associados a estes carbonatos (dolomitos e calcários); e **(iii)** da presença de evaporitos e de estruturas dos tipos *tepee* e *bird's eyes*

A interpretação dos carbonatos da Formação Salitre como sendo de clima quente, aliada à ausência de dados paleomagnéticos na Formação Bebedouro e à própria dubiedade na interpretação destes dados paleomagnéticos, quando existentes, em outras partes do mundo, não melhorou o nível de informação a respeito da possível posição latitudinal do continente Sul-Americano durante a deposição da Formação Bebedouro. Meert & Voo (1994) sugerem a possibilidade, baseados apenas em dados paleomagnéticos recentes obtidos em cinco

continentes, de as glaciações neoproterozóicas terem ocorrido em latitudes intermediárias, acima dos 25°, com os continentes se movimentando, por fenômenos de tectônica global, para latitudes menores propiciando mudanças relativamente bruscas e severas no clima. Se este é o caso para a Formação Bebedouro, no momento não se tem evidências suficientes para defender esta hipótese.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALKMIM, F. F.; BRITO NEVES, B. B.; ALVES, J. A. C. 1993. Arcabouço Tectônico do Cráton do São Francisco - uma revisão. In: DOMINGUEZ, J. M. L., MISI, A. (eds) O Cráton do São Francisco. Salvador, SBG - núcleo BA/SE, p.45-62.
- ALLEN, J. R. L.. 1870. Notes on the Geological Character of the Country Between Xique-Xique on the Rio São Francisco and Bahia, Brazil. In: Hartt's Geology and Physical Geography of Brazil, p. 303-308.
- 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, Doc. Bras. Geol., p.363-391.
- ALMEIDA, F. F. M. & HASUI, Y. 1984. O Pré-Cambriano no Brasil. São Paulo: E. Blucher, 378p. il.
- 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 CRÁTON DO SÃO FRANCISCO, 2, Salvador, 1993. Anais. Salvador, Soc. Bras. Geol./SGM, p.160 - 163.
- BARBOSA, J. F.; DOMINGUEZ, J. M. L.; LEÃO, Z. M. A. N. 1992. Bacia de Irecê - uma rampa carbonática no Proterozóico Superior no Estado da Bahia. In: Simp. Geol. Minas Gerais, 6, Ouro Preto, 1991. Anais Ouro Preto, SBG/NMG: 97-98.
- BARBOSA, J. S. F. & DOMINGUEZ, J. M. L. (Eds) 1995. Geologia da Bahia; texto explicativo para o mapa geológico ao milionésimo. Salvador: UFBA - Instituto de Geociências, 295p. il. Convênio Sicz/UFBA.
- BJORLYKKE, K.; BUE, B. & ELVERHOI, A. 1978. Quaternary sediments in the northwestern part of the Barents Sea and their relation to the underlying Mesozoic bedrock. *Sedimentology* 25, 227-246.
- 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, 3v. Contrato CPRM/SME/CPM.

- BOMFIM, L. F. C. & PEDREIRA, A. J. (orgs) 1990. Lençóis, folha SD.24-V-A-V, Estado da Bahia. Texto Explicativo. Brasília: DNPM, 130 p. il. (Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil- PLGB).
- BONHOMME, M. G.; CORDANI, U. G.; KAWASHITA, K.; MACEDO, M. H. F.; THOMAZ FILHO, A. 1982. Radiochronological age and correlation of Proterozoic sediments in Brazil. *Precambrian Res.*, 18, p. 103- 118.
- BOULTON, G. S.; & DEYNOUX, M. 1981. Sedimentation in Glacial Environments and the Identification of tills and tillites in Ancient Sedimentary Sequences. *Precambrian Research*, 15. Elsevier Scientific Publishing Company, Amsterdam, p. 397-422.
- BOULTON, G. S. 1972. Modern arctic glaciers as depositional models for former ice sheets. *J. geol. Soc. London*, 128, 361-393.
- BRANNER, J. C. 1910. The Tombador escarpment in the state of Bahia, Brasil. *Am. Jour. Sci.*30 (179): 335-343.
- BRANNER, J. C. 1911. Agraded limestone plains of the interior of Bahia, and the climatic changes suggested by them. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 22: 187-206.
- BRITO NEVES, B. B. 1967. Geologia das Folhas de Upamirim e Morro do Chapéu-Ba. Rel. 17 da CONESP/SUDENE, Julho.
- BRITO NEVES, B. B. 1968. A Formação Samburá na Bahia. *Boletim de Estudos SUDENE*, n.4, p.7- 15.
- BRITO NEVES, B. B.; KAWASHITA, K.; CORDANI, U. G.; DELHAL, J. 1979. A evolução geocronológica da Cordilheira do Espinhaço; dados novos e integração. *REV. BRAS. GEOC.* 9 (1), p.71-85.
- BRITO NEVES, B. B.; CORDANI, U. G., TORQUATO, J. R. F. 1980. Evolução Geocronológica do Pré-cambriano no Estado da Bahia. In: INDA, H. A. V. & Duarte, F. B. (Orgs.). 1980. *Geologia e Recursos Minerais do Estado da Bahia; Textos Básicos.* v. 3, Salvador, SME/CPM, p. 1-101.

- 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.
- BRODZIKOWSKI, K. & VAN LOON, A. J. 1987. A Systematic Classification of Glacial and Periglacial Environments, Facies and Deposits. Earth Science Reviews, 24. Elsevier Science Publishers B.V - Amsterdam, p.297-381.
- BRODZIKOWSKY, K. & VAN LOON, A. J. 1991. Glaciogenic Sediments. Developments in Sedimentology, 49. Elsevier, Amsterdam, 674p.
- CAHEN, L. 1963. Glaciation anciennes et derive des continents. Ann. Soc. Geol. Belg., 86: 19-83.
- CAREY, S. W. & AHMAD, N. 1961. Glacial marine sedimentation. In: Geology of the Arctic, v.2 (Ed. G. O. Raasch) p. 865-894. Toronto University Press: Toronto.
- CHANG, H. K.; MIRANDA, F. P.; MAGALHÃES, L.; ALKMIM, F. F. 1988. Considerações sobre a evolução tectônica da Bacia do São Francisco. In: CONGR. BRAS. GEOL., 35, Belém, 1988. Anais...Belém, SBG, v.5, p. 2076-2090.
- CHANG, H. K.; KAWASHITA, K.; ALKMIM, F. F.; MOREIRA, M. Z. 1993. Considerações sobre a estratigrafia isotópica do Grupo Bambuí. In: SIMPÓSIO SOBRE O CRÁTON DO SÃO FRANCISCO, 2, Salvador, 1993. Anais. Salvador, Soc. Bras. Geol./SGM, p. 195-196.
- CHUMAKOV, N. M. 1981. Upper Proterozoic Glaciogenic Rocks and their Stratigraphic Significance. Precambrian Research, 15. Elsevier Scientific Publishing Company- Amsterdam, p. 373-395.
- CHUMAKOV, N. M. & ELSTON, D. P. 1989. The Paradox of Late Proterozoic Glaciations at Low Latitudes. Episodes, v.12, n.2, p. 115-120.
- CLAUER, N. & DEYNOUX, M. 1987. New Information on the Probable Isotopic age of the Late Proterozoic Glaciation in West Africa. Precambrian Research, 37. Elsevier Science Publishers B. V. Amsterdam, p.89-94.

- 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, 12v. (inédito).
- COUTO, J. G. P. & BEZ, L. A. 1981. A Glaciação Jequitaiá, um guia estratigráfico para o Pré-Cambriano Superior no Brasil. R. B. G.. São Paulo, 11 (1): 17-21.
- COUTO, J. G. P. 1990. Algumas Considerações sobre a Possível Origem Glacial dos Conglomerados Diamantíferos da Serra do Espinhaço (Formação Sopa-Brumadinho)-Minas Gerais-Brasil. Revista Escola de Minas, 43 (1): 9-27
- 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).
- CROWELL, J. C. 1982. Continental Glaciation Through Geologic Times Studies. In: Geophysics Climate in Earth History. National Academy Press, Washington
- CROWELL, J. C. 1983. The Recognition of ancient glaciations. In: MEDARIS Jr., L. G.; BYERS, C. W.; MICKELSON, D. M. et. al. (eds) 1983. Proterozoic Geology: Selected Papers from an International Proterozoic Symposium. Boulder: GSA, (The Geological Society of America, Memoir, 161).
- CROWLEY, T. J. & BAUM, S. K. 1993. Effect of decreased solar luminosity on Late Precambrian ice extent, J. Geophys. Res. 98, 16723-16732.
- DANDERFER FILHO, A. 1990 . Análise Estrutural Descritiva e Cinemática do Supergrupo Espinhaço na Região da Chapada Diamantina. Ouro Preto: UFOP, 1990. 119p. Dissertação de Mestrado - Escola Minas - UFOP.
- 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 Brasileiro. In: SIMPÓSIO SOBRE O CRÁTON DO SÃO FRANCISCO, 2, Salvador, 1993. Salvador, SBG/SGM, p. 197-199.

- DARDENNE, M. A. 1978. Síntese sobre a Estratigrafia do Grupo Bambuí no Brasil Central. In: CONG. BRAS. GEOL., 30. Recife 1978. SBG. v.2, p. 597-610.
- DERBY, O. A. 1905a. Notas geológicas sobre o Estado da Bahia. Secr. Agric. Viação Ind. Obr. Publ. Boletim, 7: 12-31.
- DERBY, O. A. 1906. Os primeiros descobrimentos de diamantes no Estado da Bahia. INST. GEOG. HIST. Bahia, Rev., 12 (31): 143-151.
- DEYNOUX, M.; SOUGY, J. & TROMPETTE, R. 1985. Lower Paleozoic of west Africa and the western part of central Africa. In: C. H. Holland (Editor), Palaeozoic of North-Western and West-Central Africa. Lower Palaeozoic Rocks Of The World 4. Wiley, Chichester, p. 337-495.
- DOMINGUEZ, J. M. L. 1993. As Coberturas do Cráton 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 - Núcleo BA/SE, p. 137-159.
- EINSELE, G. 1992. Sedimentary Basins Evolution, Facies and Sediment Burdget. Chapter 2, Continental Sediments.
- EGYDIO SILVA, M. 1987. O Sistema de Dobramentos Rio Preto e suas relações com o Cráton do São Francisco. São Paulo: IG.USP, 1987, 141p. Tese (Doutorado) Universidade de São Paulo.
- EYLES, N.; EYLES, C. H.; MIAL, A. D. 1983. Lithofacies types and vertical profile models; an alternative approach to the description and environmental interpretation of glacial diamict and diamictite sequences. Sedimentology, v.30, n.3.
- EYLES, N. & MIAL, A. D. 1984. Glacial Facies. In: Walker, R. G. (Eds.) Facies Models. 2ed. Toronto: Geological Association of Canada, 1984. 317p. il. (Geoscience Canada Reprint Series, 1). p. 15-38.
- EYLES, C. H.; EYLES, N.; MIAL, A. D. 1985. Models of glaciomarine deposition and their applications to ancient glacial sequences. Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol., 51: 15-84.

- EYLES, N. & EYLES, C. H 1989. Glacially Influenced Deep-Marine Sedimentation of the Late Precambrian Gaskiers Formation, Newfoundland, Canadá. *Sedimentology*, 36 (4): p.601-620.
- EYLES, N. 1993. Earth' s glacial record and its tectonic setting. *Earth - Sci. Rev.*, v.35, p. 1-248.
- FAIRCHILD, I. J. 1993. Balmy shores and ice wastes: the paradox of carbonates associated with glacial deposits in Neoproterozoic times. *Sedimentology Review*, London, n. 1, p. 1-16.
- FARIA, A. de 1985. Geologia do Domo de Cristalina, Goiás. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 15, n.3, p. 231-240.
- FRAKES, L. A. 1978. Diamictite. In: *The Encyclopedia of Sedimentology* (Ed. by R. W. Fairbridge and J. Bourgeois), p.262-263. Dowden, Hutchinson & Ross, Stroudsburg.
- FRAKES, L. A. 1979. *Climates Throughout Geologic Time*. Elsevier Scientific Publishing Company.
- GAMA JUNIOR, E. G. G.; PERINOTTO, J. A. J.; RIBEIRO, H. J. P. S. et. al. 1992. Contribuição ao estudo da ressedimentação no Supergrupo Itararé: Tratos de fácies e hidrodinâmica deposicional. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 22, n. 2, p. 228-236.
- GEIKIE, J. 1896. *The Great Ice Age*. Appleton, New York, 850 p.
- GONZAGA, G. M. & DARDENNE, M. A. 1991. The Jequitaiá Glaciation and the Dispersion of Diamonds during Upper Proterozoic. in: *International Kimberlite Conference*, 5, Araxá, 1991. *Field Guide Book*. Brasília: CPRM (CPRM Special Publication, 3), p.89-93.
- GRIFFON, J. C. 1967. Apresentação do mapa geológico (1:100.000) da parte central da Serra de Jacobina-Bahia. In: *CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA*, 21, Curitiba, 1967. *Bol. Paranaense de Geociências*, (76): 33-34.
- GUIMARÃES, J. T. & PEDREIRA, A. J. (orgs) 1990. Utinga, folha SD.24-V-A-II, Estado da Bahia. Texto explicativo. Brasília: DNPM 141 p. il. (Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil-PLGB).

- GUIMARÃES, J. T. & ROCHA, J. D. 1994. Geologia da Folha América Dourada SC.24-Y-C-II. 1:100.000, Salvador, 26p. Relatório Interno, inédito.
- GUIMARÃES, J. T. & DOMINGUEZ, J. M. L. 1995. Caracterização Faciológica da Formação Bebedouro (Proterozóico Superior) no Estado da Bahia. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DE MINAS GERAIS, 8, 1995, Diamantina. Anais... Diamantina: SBG - Núcleo Minas Gerais, Instituto de Geociências da UFMG, (Boletim, 13) 148p. il. p. 107-108.
- HAMBLIN, W. K. 1992. Earth's Dynamic Systems, Sixth Edition.
- HAMBREY, M. J. & HARLAND, W.(eds) 1981. Earth's pre-Pleistocene Glacial Record. Cambridge University Press, 1003p.il. IGCP Project, 38: Pre-Pleistocene Tillites.
- HAMBREY, M. J. & HARLAND, W. 1985. The Late Proterozoic glacial era. *Palaeogeography, Palaeoclimatology and Palaeoecology*, v. 51, n^{os} 1-4, p. 255-272.
- HARLAND, W. B. 1964. Critical evidence for a great Infra-Cambrian glaciation. *Geol. Rundsch.*54: 45-61.
- HARLAND, W. B. 1983. The Proterozoic Glacial Record. In: MEDARIS Jr., L. G.; BYERS, C. W., MICKELSON, D. M. et. al. (eds) 1983. Proterozoic Geology: Selected Papers from an International Proterozoic Symposium. Boulder: GSA (The Geological Society of America, Memoir, 161).
- HARLAND, W. B. & HEROD, K. 1975. Glaciations Through time. In: Ice Ages: Ancient and Modern (Eds. A. E. Wright & F. M. Moseley). *Geol. J. Spec. Iss.* 6, 189- 216. Seel House Press: Liverpool.
- HETTICH, M. A. 1977. Glaciação Proterozóica no centro-norte de Minas Gerais. *REV. BRAS. GEOC.*, v.7.
- HOPPE, A.; SCHOBENHAUS FILHO, C.; WALDE, D. H. G. 1987b. Precambrian iron formation in Brazil. In: P.W.U. Appel and G. LaBerge (Editors). *Precambrian Iron Formations. Teophrastus*. Athens, p. 347-390.
- INDA, H. A. V. & BARBOSA, J. 1978. Mapa Geológico do Estado da Bahia; texto explicativo. Esc. 1:100.000. Salvador: SME, 1978. 137p.

- 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.
- KARFUNKEL, B. & KARFUNKEL, J. 1976. Estudos Petrofaciológicos do Grupo Macaúbas na porção mediana da Serra do Espinhaço, Minas Gerais. In: CONG. BRAS. GEOL., 29. Ouro Preto, 1976. Anais Ouro Preto, SBG. v.2, p. 179-188.
- KARFUNKEL, J.; NOCE, C. M.; HOPPE, A.. 1983. A Formação Carandaí no centro-sul do Estado de Minas Gerais: gênese, ambiente de deposição e correlações. Boletim SBG - Núcleo M.G., Belo Horizonte, 3, p. 30-37.
- KARFUNKEL, J.; MOREIRA, P. C. H.; RIBEIRO, M. C. et. al. 1984. Aspectos genéticos e deposicionais do Grupo Macaúbas na região da barragem do Parauna e sua importância na contribuição para um modelo paleogeográfico e geotectônico. In: CONG. BRAS. GEOL., 33. Rio de Janeiro, 1984. Anais... Rio de Janeiro, SBG. v. 7, p. 3091-3103.
- KARFUNKEL, J. & HOPPE, A.. 1988. Late Proterozoic Glaciation in Central-Eastern Brasil: Synthesis and model. *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology*, v.65, p. 1-21.
- KEGEL, W. 1959. Estudos Geológicos na Zona Central da Bahia - Bol. 198 do DGM-DNPM, Rio.
- KING, L. C. 1956. A Geomorfologia do Brasil Oriental. *Rev. Bras. Geogr.*, 18: 147-265.
- KRONER, A. 1981. Late Precambrian Diamictites of South Africa and Namibia. In: HAMBREY, M. J. & HARLAND, W. B. (Eds.) *Earth's Pre-Pleistocene Glacial Record*. Cambridge University Press, 1004p. il. (Cambridge Earth Science Series) p. 167-177.
- LAGOEIRO, L. E. 1990. Estudo da Deformação nas Sequências Carbonáticas do Grupo Una na Região de Irecê, BA. Ouro Preto, UFOP, Escola de Minas, Dep. de Geologia. Dissertação de Mestrado (inédita).
- LEAL, A. S. & BRITO NEVES, B. B. 1968. Elementos da estratigrafia do médio São Francisco. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO NORDESTE, 4º. Recife 1968. Resumo das Comunicações. Recife , SBG. P. 17-19.

- LEÃO, Z. M. A. N. & DOMINGUEZ, J. M. L. 1992. O caráter da sedimentação carbonática no Proterozóico superior: o exemplo da Bacia de Irecê. Rev. Bras. Geoc, no prelo.
- LEINZ, V.; & AMARAL, S. E. 1968. Geologia Geral. 4.ed, São Paulo: Nacional. 487p. il. (série 3 - ciências puras, v. 10.
- 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.
- LONNE, I. 1995. Sedimentary Facies and Depositional Architecture of Ice-Contact Glaciomarine Systems. Sedimentary Geology, v. 98, p.13-43.
- LOWE, D. R. 1979. Sediment gravity flows: their classification and some problems of application to natural flows and deposits. In: Geology of Continental Slopes (Ed. by L. J. Doyle and O. H. Pilkey). Spec. Publs. Soc. Econ. Paleont. Miner. Tulsa, 27, 75-85.
- LOWE, D. R. 1982. Sediment gravity flows: II. Depositional models with special reference to the deposits of high-density turbidity currents. J. Sediment. Petrol., 52: 279-297.
- LU SONGNIAN & QU LESHENG 1987. Characteristics of the Sinian Glaciogenic Rocks of the Shennongjia Region, Hubei Province, China. Precambrian Research, 36. Elsevier Science Publishers B. V., Amsterdam, p. 127-142.
- MACEDO, M. H. F. & BONHOMME M. G. 1981. Datação Rb-Sr e K-Ar das formações Bebedouro e Caboclo na Chapada Diamantina. An. Simp. Craton São Francisco, CPM. SBG - Núcleo BA, p. 98-99.
- MACEDO, M. H. F. 1982. Les systèmes isotopiques rubidium-strontium et potassium-argon dans les argiles extraits de sediments carbonatés. Application à la datation du protérozoïque sedimentarie du Brésil dans les États de Bahia et Santa Catarina. s.n.t. 119p. il., Thèse présentée a l'Université L. Pasteur pour obtenir le titre de Docteur-Ingénieur, Strasbourg, France. In: MASCARENHAS, J. F. & GARCIA T. W. 1989. Mapa Geocronológico do Estado da Bahia. Texto Explicativo. Salvador, SGM, 189p. (anexo mapa na escala 1:1.000.000.).

- 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, p. 153-163.
- 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-Proterozoïque. Université Blaise Pascal (Clermont Ferrand II), Tese de doutoramento, (inédita).
- MARTINS NETO, M. A. 1995a. A Evolução Tectono-Estratigráfica do Rifte Espinhaço na Região de Sopa/Guinda (MG) e sua Implicação nas Mineralizações Diamantíferas. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DE MINAS GERAIS, 8, 1995, Diamantina. AnaisDiamantina: SBG - Núcleo MG, 148p il. (SBG - Núcleo MG, boletim, 13) p.19-21.
- MARTINS NETO, M. A. 1995b. Fácies de fluxos gravitacionais de sedimentos na tectonosequência Sopa Brumadinho, Bacia Espinhaço (MG). In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DE MINAS GERAIS, 8, 1995, Diamantina. Anais... Diamantina: SBG- Núcleo MG, 148p. il. (SBG-Núcleo MG, boletim , 13) p. 22-23.
- MASCARENHAS, J. F. 1969a. Contribuição à estratigrafia da Chapada Diamantina, na região entre Itaetê e Seabra - Bahia. In: CONG. BRAS. GEOL., 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. & SCHOBENHAUS FILHO, C. 1973. I Simpósio do Pré-Cambriano do Cráton Sanfranciscano e da parte norte-oriental do Brasil. In: CONG. BRAS. GEOL., 27, Aracaju, 1973. Anais. Aracaju, Soc. Bras. Geol., v.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 - Projetos 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, 189p (anexo mapa na escala 1: 1.000.000).
- MASCARENHAS, J. F. 1990. Uma Síntese sobre a Geologia da Bahia. Salvador: SME-SGM, 98p.
- MEDARIS Jr., L. G.; BYERS, C. W.; MICKELSON, D. M. et. al. (eds). 1983. Proterozoic Geology: Selected Papers from an International Proterozoic Symposium. Boulder: GSA, 1983.(The Geological Society of America, Memoir, 161).
- MEERT, J. G. & VOO, R. van der. 1994. The Neoproterozoic (1.000-540Ma) Glacial Intervals: No more snowball earth? Earth and Planetary Science Letters, v. 123, p. 1-13.
- MELLO JR., J. L. 1938. Geologia e Hidrologia do Noroeste da Bahia. SGM. Boletim 90, Rio.
- MENDES, J. C. 1984. Elementos de Estratigrafia. São Paulo: TAQ-EDUSP, 566p. il. (Bibl. Ciências Naturais, 12).
- MENEZES FILHO, N. R. 1993. Formação Bebedouro/Macaúbas: Mixitos glaciogênicos Ressedimentados e seu Significado Estratigráfico Frente aos Carbonatos da Formação Salitre/Grupo Bambuí (Proterozóico Superior), Chapada Diamantina, Região de Seabra-Bahia. In: SIMP. GEOL. de Minas Gerais, 7, Belo Horizonte, 1993. Anais... Belo Horizonte, FAPEMIG. 375p. il. p.26-29.
- MIALL, A. D. 1977. A Review of the braided-river depositional environment. Earth Sci. Reviews, 13: 1-62.
- MIALL, A. D. 1978. Lithofacies types 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. 1983. Glacomarine sedimentation in the Gowganda Formation (Huronian), Northern Ontario. Jour. Sed. Petrol., 53 (2): 0477-0491.
- MIDDLETON, G. V. & HAMPTON, M. A. 1976. Subaqueous sediment transport and deposition by sediment gravity flows. In: Marine Sediment Transport and Environmental Management, ed. D. J. Stanley, D. J. P. Swift, p. 197-218. New York; Willey.

- MISI, A. & SOUTO, P. 1975. Controle estratigráfico das mineralizações de chumbo, zinco, fluor e bário no Grupo Bambuí, parte leste da Chapada de Irecê (Bahia). REV. BRAS. GEOC., v.5, n. 1, p. 30-45.
- MISI, A. 1979. O Grupo Bambuí no Estado da Bahia. In: Inda, H. A..V.(org). Geologia e Recursos Minerais do Estado da Bahia; textos básicos. Salvador: SME, v. 1, p. 119-154.
- MISI, A. 1993. A sedimentação carbonática do Proterozóico superior no Cráton do São Francisco: Evolução diagenética e estratigrafia isotópica. In: SIMPÓSIO SOBRE O CRÁTON DO SÃO FRANCISCO, 2, Salvador, 1993. Anais. Salvador, Soc. Bras. Geol./ SGM, p. 192-194.
- MISI, A. & VEIZER, J. 1996. Chemostratigraphy of Neoproterozoic Carbonate Sequences of the Una Group, Irecê Basin, Brazil. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 39, Salvador, 1996, Anais. Salvador, Soc. Bras. Geol., v. 5, p. 487-489.
- MONTES, A. S. L. 1977. O contexto estratigráfico e sedimentológico da Formação Bebedouro na Bahia. Brasília: UNB, 1977. 100p. Tese (Mestrado) Universidade de Brasília.
- MONTES, M. L. 1977. Os conglomerados diamantíferos da Chapada Diamantina - Bahia, Brasil. Brasília: UNB, 1977. Tese (Mestrado) Universidade de Brasília (inédito).
- MONTES, A. S. L.; GRAVENOR, C. P.; MONTES, M. L. 1985. Glacial Sedimentation in the Late Precambrian Bebedouro Formation, Bahia, Brasil. Sedimentary Geology, v.44, p.349-358.
- MORAES REGO, L. F. 1930. Glaciação eopaleozóica no centro do Brasil. AN. ACAD. BRAS. CIENC., v. 2, n. 2, p. 109-112.
- MOUTINHO DA COSTA, L. A. & INDA, H. A. V. 1982. O aulacógeno do Espinhaço. Ciências da Terra, 2: 13-18.
- NARDIN, T. R.; HEIN, F. J.; GORSLINE, D. S.; EDWARDS, B. D. 1979. A review of mass movement processes, sediment and acoustic characteristics and contrasts in slope and base - of slope systems versus canyon - fan - basins. In: Geology of Continental Slopes (Ed. by L. J. Doyle and O. H. Pilkey). Spec. Publs Soc. econ. Paleont. Miner., Tulsa, 27, 61-73.

- NEMEC, W. 1990b. Aspects of sediment movement on steep delta slopes. In: A. Colella and D. B. Prior (Editors), Coarse-Grained Deltas. Int. Assoc. Sedimentol. Spec. Publ., 10: 29-73.
- OJAKANGAS, R. W. 1985. Evidence for Early Proterozoic glaciation: the dropstone unit- diamictite association. Geological Survey of Finland, Bulletin 331, 51-72. 25 figuras.
- OLIVEIRA, A. I. & LEONARDOS, O. H. 1940. Geologia do Brasil. Com. Bras. Centenários. Portugal.
- OLIVEIRA, A.I. & LEONARDOS, O. H. 1943. Geologia do Brasil. Rio de Janeiro: Imprensa Nacional, 783p.
- OTERO, E. P.; DOMINGUEZ, J. M. L.; LIMA, C. C. 1989. Sedimentação flúvio-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.
- PEDREIRA, A. J.; ARCANJO, J. B.; PEDROSA, C.J.; OLIVEIRA, J. E.; SILVA, B. C. E. 1975. Projeto Bahia. Relatório final Salvador: CPRM, 5v. Convênio DNPM/CPRM.
- PEDREIRA, A. J.; ROCHA, A. J. D.; COSTA, I. V.; MORAIS FILHO, J. C. 1987. Projeto Bacia de Irecê II; Relatório Final. Salvador, CPRM, 2v.
- PEDREIRA, A. J. 1988. Sequências deposicionais no Pré-cambriano: exemplo da Chapada Diamantina Oriental, Bahia. In: CONG. BRAS. GEOL., 33, Belém, 1988. Anais... Belém SBG, v. 2, p. 648-659.
- PEDREIRA, A. J. & MARGALHO, R. S. F. X. M.(orgs). 1990. Mucugê, folha SD.24-V-C-II; Estado da Bahia. Texto explicativo. Brasília: DNPM. 111p.il. (Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil- PLGB).
- PEDREIRA, L. H. & TORQUATO, J. R. 1983. Geologia da área compreendida entre a Gruta de Brejões e a Serra da Babilônia, Município de Morro do Chapéu, Bahia. REV. BRAS. GEOC., v. 13, n.2, p. 119-126.

- PERDONCINI, L. C. & SOARES, P. C. 1992. Depósitos Glaciogênicos do Proterozóico Superior no Leste do Paraná. In: CONG. BRAS. GEOL., 37, 1992. São Paulo. Boletim de Resumos Expandidos. São Paulo; SBG, v.2, p.452-453.
- PETTIHOHN, F. J. 1957. Sedimentary rocks, New-York: Harper & Row, 718p.
- PFLUG, R. & SCHOLL, W. U. 1975. Proterozoic glaciations in eastern Brazil: a review. GEOL. RDSC., v.64, n. 1, p.287-299.
- REINECK, H. E. & SINGH, I. B. 1975. Depositional Sedimentary Environments.
- ROCHA CAMPOS, A.C. & HASUI, Y. 1981. The Late Precambrian Bebedouro Formation, Bahia, Brasil. In: HAMBREY, M. J. & HARLAND, W. B.(eds) Earth's pre-Pleistocene Glacial Record. Cambridge: Cambridge University Press. 1003p.il. IGCP Project, 38: Pre-Pleistocene Tillites.
- ROCHA, A. J. D.; PEREIRA, C. P.; SRIVASTAVA, N. K. 1990. Sequências 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.
- SCHERMERHORN, L. J. G. 1974. Late Precambrian mixtites: Glacial and/or nonglacial? American Journal of Science, v. 274, p. 673-824.
- SCHERMERHORN, L. J. G. 1983. Late Proterozoic Glaciation in the light of CO₂ Depletion in the Atmosphere. In: MEDARIS Jr., L. G.; MICKELSON, D. M.; BYERS, C. W.; SHANKS, W. C. eds. Proterozoic Geology: Selected Papers from an International Proterozoic Symposium . Boulder, Geological Society of America (Mem. 161), p. 309-315.
- SCHOBENHAUS FILHO, C. & KAUL, P. F. T. 1971. Contribuição à estratigrafia da Chapada Diamantina, Bahia Central. Miner. e Metal., 53: 116-120.
- SCHOBENHAUS FILHO, 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 Doutorado, 166p. (inédita).

- SCHWARZBACH, M. 1961. Das Klima der Vorzeit, eine Zinführung in die Palaoklimatologie: Stuttgart, Ferdinand Enke, 175p.
- SHAW, J. 1985. Subglacial and ice marginal environments. In: ASHLEY, G. M. et. al. (Eds) Glacial Sedimentary Environments. Tulsa: SEPM, 246p. il. (SEPM - Short Course, n. 16) cap.2 p. 7-84.
- SHELDON, R. P. 1984. Ice-ring origin of the Earth's atmosphere and hydrosphere and Late Proterozoic - Cambrian phosphogenesis, Geol. Surv. India Spec. Publ. 17, 321-362.
- 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).
- SILVA, A. J. C. L. P. 1994. O Supergrupo Espinhaço na Chapada Diamantina Centro-Oriental, Bahia: Sedimentologia, Estratigrafia e Tectônica. São Paulo: USP, 1994. 126p. il. 1 mapa. Tese (Doutorado) Instituto Geociências USP.
- SILVEIRA, J. S. 1991. Dinâmica de sedimentação de um mar raso antigo: formações Caboclo e Morro do Chapéu (Proterozóico Médio), Grupo Chapada Diamantina - Estado da Bahia - Tese de Mestrado, Univ. Fed. Bahia, Salvador (inédita).
- SMITH, N. D. & ASHLEY, G. M. 1985. Proglacial Lacustrine Environment. In: ASHLEY, G. M. et. al. (Eds) Glacial Sedimentary Environments. Tulsa: SEPM, 246p. il. (SEPM- Short Course, n. 16) cap.4. p. 135-246.
- SMITH, L. H.; ALAN, J. K.; ANDREW, H. K.; PAUL, K. L. 1993. Chemostratigraphy of Predominantly Siliciclastic Neoproterozoic Successions: A Case Study of the Pocatello Formation and Lower Brigham Group, Idaho. Geological Magazine (in press).
- SÖFNER, B. 1973. Observações sobre a estratigrafia do Pré-Cambriano da Chapada Diamantina Sudeste e da área contígua. In: CONG. BRAS. GEOL, 27. Aracajú, 1973. Anais... Aracajú, SBG. v. 1, p.23-33.
- 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., v. 1, p. 377-390.

- SRIVASTAVA, N. K. 1982. Algumas observações sobre os estromatólitos dos grupos Una (Bahia) e Vaza Barris (Sergipe), nordeste do Brasil. *Ciências da Terra*, 3, p. 7-11.
- SRIVASTAVA, N. K. 1986. Os estromatólitos do Projeto Bacia de Irecê II. Natal:s./s.n./. 9p. Trabalho de consultoria para CPRM. inédito.
- 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).
- STEINER, J. & GRILLMAIR, E. 1973. Possible galactic causes of periodic and episodic glaciations. *Bull. Geol. Soc. Am.*, 84: 1003-1018.
- STUMP, E.; MILLER, J. M. G.; KORSCH, R. J. et. al. 1988. Diamictite from Nimrod Glacier Area, Antarctica: Possible Proterozoic Glaciation on the seventh Continent. *Geology*, v. 16, p.225-228.
- SYVITSKI, J. P. M.; FARROW, G. E.; ATKINSON, R. J. A.; MOORE, D. G. & ANDREWS, J. T. 1989. Baffin Island fjord macrobenthos: bottom communities and environmental significance. *Arctic*, 42: 232-247.
- TÁVORA, F.J.; CORDANI, U. G.; KAWASHITA, K. 1967. Determinação de idade potássio-argônio em rochas da região central da Bahia. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 21, Curitiba, 1967. *Anais. Curitiba, Soc. Bras. Geol.*, p.234-244.
- HLEIN, A. & TROMPETTE, R. 1993. Sedimentação gravitacional versus glacial no Proterozóico Superior (Grupo Macaúbas) ao longo da transição Cráton do São Francisco - Faixa Araçuaí . In: Simpósio sobre o Cráton do São Francisco, 2, Salvador. *Anais... Salvador, SBG.* p. 233-235.
- UHLEIN, A.; TROMPETTE, R. R.; ALVARENGA, C. J. S. 1994. A Evolução Estratigráfica e Sedimentológica de uma Margem Continental no Proterozóico Superior: A Seqüência Jequitai-Macaúbas na Transição Cráton do São Francisco-Faixa Araçuaí. In: CONG. BRAS. GEOL., 38. Balneário Camboriú-SC, 1994. *Boletim de Resumos Expandidos. Camboriú, SBG.* v. 1, p. 229-230.

- VOLIN, A. V. 1966. Slide breccias and tillites: Their relations with problems of glaciations and pole drift. Abstracts of meeting "General regularities of geological events", Leningrad, Part. 1, p. 36-40 (in Russian).
- WALDE, D. H. G. 1987. Estratigrafía y desarrollo del Precámbrico tardío en las inmediaciones de Corumbá. Brasil. In: H. Miller (Editor). Investigaciones alemanas recientes en Latinoamérica: Geología. Dtsch. Forschungsgem. VCH, Weinheim, p. 98-107.
- WEHR, F. 1986. A Proglacial Origin for the Upper Proterozoic Rockfish Conglomerate, Central Virginia, U.S.A. *Precambrian Research*, 34 (2), p. 157-174.
- WILLIAMS, H. E. 1930. Estudos geológicos na Chapada Diamantina, Estado da Bahia. *BOL. SER. GEOL. Mineral. Brasil*. n. 44.
- WILLIAMS, G. E. 1975. Late Precambrian glacial climate and the Earth's obliquity. *Geological Magazine*, v. 112, p. 441-465.
- WINDLEY, B. F. 1978. *The Evolving Continents*. John Wiley & Sons Chichester. New York.
- YOUNG, G. M. & GOSTIN, V. A. 1989. An Exceptionally Thick Upper Proterozoic (Sturtian) Glacial Succession in the Mount Painter Area, South Australia. *Bulletin Geological Society of America*, 101 (6), p. 834-845.
- YOUNG, G. M. 1992. Neoproterozoic Glaciation in the Broken Hill Area, New South Wales, Australia. *Bulletin Geological Society of America*, 104 (7), p. 840-850.

ANEXO 2

(FICHAS DE ESTUDOS PETROGRÁFICOS)

ANEXO 2 A

(AMOSTRAS: JT- 04; 09; 12; 14D; 15C; 31A; 44A; 47C; 56B; 61B; 68A; 95; 99A; 110)

P L G B

PROGRAMA DE LEVANTAMENTOS GEOLOGICOS BASICOS DO BRASIL

DESCRICAO PETROGRAFICA

PROJETO: POS-GRADUACAO
PETROGRAFO: MARILIA KOSIN
EQUIPAMENTOS AUXILIARES:

C/C: 2755
DATA: 25/09/95
PREF: JT
SUREG: SA
UF: BA

NOAFLO: 00004

ANO STRA: 00004
LOTE: 2528
MAPA: - - - -
Nr. LAB: HFC276
UTM(E): 286200
UTM(N): 08667500
MC: 39

CARACTERISTICAS MESOSCOPICAS

ROCHA MARRON MICROCONGLOMERATICA, MACICA A LEVEMENTE ORIENTADA, COM CLASTOS (ATE 1CM) DE QUARTZO, FELDSPATO E FRAGMENTOS DE ROCHA, ENVOLTOS POR MATRIZ SILTICO-ARGILOSA.

CARACTERISTICAS MICROSCOPICAS

TEXTURA: MICROCONGLOMERATICA
COMPOSICAO MODAL: ROCHA EQUIGRANULAR :
ESTIMADA: X
CALCULADA: ROCHA INEQUIGRANULAR: SILTE A GRANULOS
MEGA COMPONENTES: MATRIZ, QUARTZO

GRANULACAO

COMPOSICAO MINERALOGICA

MINERAL	X	MINERAL	X	MINERAL	X	MINERAL	X
MATRIZ	070	QUARTZO MONOCRIST.	015	FRAG. GRANITOIDE	007	MICROCLINIO	004
PLAGIOCLASIO	003	QUARTZO POLICRIST.	001	OPACO	000	BIOTITA	000
SILEX	000	FRAG. QUARTZITO	000		000		000
	000		000		000		

OBSERVACOES

ROCHA MUITO MAL SELECIONADA, LEVEMENTE ORIENTADA, COM CLASTOS NAS FRACOES SILTE, AREIA E GRANULOS (0,03 A 3MM), ESFERICOS A ALONGADOS, MUITO ANGULOSOS A SUBARREDONDADOS, COM CONTATOS TANGENCIAL A SUPOSTADOS POR MATRIZ SILTICO-ARGILOSA COM ARGILA SERICITIZADA AS VEZES CLORITIZADA, IMPREGNADA POR OXIDO DE FERRO E COM QUARTZO MICROCRISTALINO. OS CLASTOS SAO: QUARTZO MONOCRISTALINO COM EXTINCAO ONDULANTE; QUARTZO POLICRISTALINO FINO A MUITO FINO RECRISTALIZADO COM SUBGRANULACAO; SILEX MICROCRISTALINO; MICROCLINIO PERTITICO AS VEZES ALTERADO A ARGILOMINERAL; PLAGIOCLASIO GEMINADO ALBITA, COM ALGUNS CRISTAIS INTENSAMENTE TRANSFORMADOS EM ARGILOMINERAL E SERICITA, E MANCHADOS POR OXIDO DE FERRO; BIOTITA ESVERDEADA. AS VEZES BASTANTE ALTERADA A CLORITA OU MUSCOVITA; OPACO LIMONITIZADO E TURMALINA MARRON A VERDE. FRAGMENTOS DE GRANITOIDE FINO A MEDIO COM QUARTZO, MICROCLINIO, PLAGIOCLASIO ALTERADO E, AS VEZES, BIOTITA CLORITIZADA E OPACO LIMONITIZADO. ALGUNS FRAGMENTOS ESTAO BASTANTE MANCHADOS POR OXIDO DE FERRO. FRAGMENTOS DE CLORITA, QUARTZITO MUITO FINO. ROCHA INATURA COMPOSICIONAL E TEXTURALMENTE QUE SOFREU DIAGENESE COM COMPACTACAO E SERICITIZACAO DA AREIA E PERCOLACAO DE OXIDO DE FERRO.

DESCRICAO PETROGRAFICA

PROJETO: POS-GRADUACAO
 PETROGRAFO: MARILIA KOSIN
 EQUIPAMENTOS AUXILIARES:

C/C: 2755
 DATA: 12/09/95
 SUREG: SA

PREF: JT
 UF: BA
 NOAFLO: 00009

AMOSTRA: 00009
 LOTE: 2528
 MAPA: - - - -
 Nr. LAB: HFC281
 UTM(E): 290000
 UTM(N): 08601250
 MC: 39

CARACTERISTICAS MESOSCOPICAS

ROCHA ROSADA, MACICA A LEVEMENTE ORIENTADA, MICROCONGLOMERATICA, COM MATERIAL SILTICO-ARENOSO ENVOLVENDO GRANULOS E S EIXOS DE ATÉ 1CM, COMPOSTOS POR QUARTZO E FELDSPATOS CAULINIZADOS.

CARACTERISTICAS MICROSCOPICAS

TEXTURA: MACICA A LEVEMENTE ORIENTADA GRANULACAO
 COMPOSICAO MODAL ROCHA EQUIGRANULAR :
 ESTIMADA: X ROCHA INEQUIGRANULAR: SILTE A SEIXOS
 CALCULADA: MEGA COMPONENTES: QUARTZO, FELDSPATOS

COMPOSICAO MINERALOGICA

MINERAL	%	MINERAL	%	MINERAL	%	MINERAL	%
QUARTZO MONOCRIST.	043	MICROCLINIO	020	PLAGIOCLASIO	017	FRAG. ROCHA GRANIT	013
ARGILA	006	OPACO	001	MUSCOVITA/SERICITA	000	ZIRCAO	000
OXIDO DE FERRO/HEM	000		000		000		000
	000		000		000		000

OBSERVACOES

ROCHA MUITO MAL SELECIONADA, COM CLASTOS NAS FRACOES SILTE A AREIA GROSSA E GRANULOS (ATE 4MM) E FRAGMENTOS DE ROCHA NAS FRACOES AREIA GROSSA A GRANULOS (1 A 4MM). OS CLASTOS SAO ESFERICOS A ALONGADOS, MUITO ANGULOSOS A SUBANGULOSOS, ALGUNS SUBARREDONDADOS, E POSSUEM CONTATOS CONCAVO-CONVEXOS A RETILINEOS COM ARGILA PREENCHENDO ESPACOS INTERGRAOS. A ESTRUTURA E MACICA A LEVEMENTE ORIENTADA E LOCALMENTE OBSERVA-SE IMBRICAMENTO DE CLASTOS ALONGADOS, QUARTZO MONOCRISTALINO COM FRACA A FORTE EXTINCAO ONDULANTE, SENDO QUE ALGUNS GRAOS MAIORES QUE 1MM ESTAO RECRISTALIZADOS/DEFORMADOS COM SUBGRANULACAO. MICROCLINIO GEMINADO EM GRADE E/OU PERTITICO COM EXTINCAO ONDULANTE, ALGUNS CRISTAIS FRATURADOS E OU ALTERADOS A ARGILOMINERAL. PLAGIOCLASIO GEMINADO ALBITA E/OU ALTERADO A ARGILOMINERAL E VACUOLIZADO. EM ALGUNS CLASTOS FOI QUASE QUE TOTALMENTE TRANSFORMADO EM ARGILOMINERAL, SERICITA E HEMATITA FICANDO COM COR ACASTANHADA. OS FRAGMENTOS DE ROCHA SAO GRANITOIDE, FINOS A MEDIOS, COMPOSTOS POR QUARTZO, MICROCLINA E/OU PLAGIOCLASIO, AS VEZES COM BIOTITA AMARRONZADA E/OU OPACO (MAGNETITA?). ALGUNS FRAGMENTOS SAO COMPOSTOS POR QUARTZO INTENSAMENTE RECRISTALIZADOS E PLAGIOCLASIO TOTALMENTE TRANSFORMADO EM ARGILOMINERAL, TENDO SIDO SUBMETIDO A MAIOR DEFORMACAO QUE OS DEMAIS. OCORREM AINDA MUSCOVITA/SERICITA, OPACO (MAGNETITA? E LEUCOXENIO) E BIOTITA MUITO FINA (MENOR QUE 0,4MM). A ROCHA SOFREU DIAGNESE COM SERICITIZACAO DA ARGILA, PERCOLACAO DE OXIDO DE FERRO QUE "SUJA" OS CLASTOS, COM ALTERACAO DOS FELDSPATOS E COMPACTACAO. TEM COMPOSICAO ARCOSEANA, IMATURA COMPOSICIONAL E TEXTURALMENTE, E CUJA AREA FONTE SERIAM ROCHAS GRANITOIDES. MATERIAL MENOR QUE 1MM PERFAZ BOZA DA ROCHA. A PRESENCA DE FELDSPATOS NAO INTEMPERIZADO SUGERE CLIMA ARIDO E/OU FRIO.

DESCRICAO PETROGRAFICA

PROJETO: POS-GRADUACAO C/C: 2755 PREF: JT NOAFLO: 00012
 PETROGRAFO: CICERO PEREIRA DATA: /12/95 SUREG: SA UF: BA
 EQUIPAMENTOS AUXILIARES:

ANO STRA: 00012 MAPA: - - - - UTM(E): 289000 UTM(N): 08564000 MC: 39
 LOTE: Nr. LAB: HFC289

CARACTERISTICAS MESOSCOPICAS

ROCHA DE TEXTURA GROSSA/CONGLOMERATICA, COR PURPURA-AVERMELHADA, MUITO LITIFICADA E COM TEOR DE CIMENTO/MATRIZ ELEVADO, MACICA.

CARACTERISTICAS MICROSCOPICAS

TEXTURA: ARENITICA MACICA GRANULACAO
 COMPOSICAO MODAL ROCHA EQUIGRANULAR :
 ESTIMADA: ROCHA INEQUIGRANULAR:
 CALCULADA: X MEGA COMPONENTES:

COMPOSICAO MINERALOGICA

MINERAL	%	MINERAL	%	MINERAL	%	MINERAL	%
QUARTZO	033	FELDSPATO	011	FRI'S	002	CIMENTO/MATRIZ	054
FRM'S	000		000		000		000
	000		000		000		000
	000		000		000		000

OBSERVACOES

ESTA ROCHA E APARENTEMENTE MACICA, POSSUI EMPACOTAMENTO ABERTO E ALTO TEOR DE CIMENTO FERRUGINOSO ASSOCIADO A MATRIZ O QUE TORNA A IDENTIFICACAO DESTES CONSTITUINTES ALGO PROBLEMATICA. OS CONTATOS ENTRE OS GRAOS SAO DO TIPO FLUTUANTE. MEDIANA = 0,49MM O DESVIO PADRAO 2,160. EM VISTA DO ALTO TEOR DE CIMENTO FERRUGINOSO TORNA-SE DIFICIL, AO MICROSCOPIO PETROGRAFICO, IDENTIFICAR CORRETAMENTE A MATRIZ DA ROCHA. ASSIM, TODO MATERIAL INTERGRANULAR DA ROCHA FOI COMPUTADO COMO CIMENTO. OS GRAOS DE QUARTZO SAO DOS TIPOS, EXTINCAO RETA E EXTINCAO ONDULANTE. RAROS GRAOS POLICOMPOSTOS. OS FELDSPATOS SAO PREDOMINANTEMENTE POTASSICOS OCORRENDO TAMBEM ALGUNS PLAGIOCLASIOS. PARTE DESTE GRUPO DE MINERAIS ENCONTRA-SE BASTANTE VACUOLIZADA/ILITIZADA/SERICITIZADA E RARAMENTE CAULINIZADA. ALTERADOS TAMBEM ENCONTRA-SE OS FRI'S (FRAGMENTOS DE ROCHAS IGNEAS) ACIDAS E ALGUMAS BASICAS). PRINCIPAIS FEICOES DIAGENETICAS ENCONTRADAS: A) COMPACTACAO MODERADA. B) - INTENSA CIMENTACAO POR OXIDO DE FERRO (HEMATITA/LIMONITA). C) - ALTERACAO DOS FELDSPATOS TAIS COMO: ILITIZACAO/SERICITIZACAO E VACUOLIZACAO. D) - CLORITIZACAO DE ALGUNS MINERAIS FERROMAGNESIANOS TANTO DOS FRI'S COM DOS FRM'S. ESTA ROCHA DEVE TER SIDO DEPOSITADA POR UM PROCESSO RAPIDO E CAOTICO EM AMBIENTE SUBAQUOSO RASO. ESTUDOS DE CAMPO, NOS AFLORAMENTOS, PODERAO DEFINIR QUAL TIPO DE AMBIENTE.

DESCRICAO PETROGRAFICA

PROJETO: POS-GRADUACAO C/C: 2755 PREF: JT NOAFLO: 00014
 PETROGRAFO: CICERO PEREIRA DATA: /12/95 SUREG: SA UF: BA
 EQUIPAMENTOS AUXILIARES:

AMOSTRA: 000140 MAPA: . - - - - UTM(E): 341500 UTM(N): 08843000 NC: 39
 LOTE: Nr. LAB: HFC462

CARACTERISTICAS MESOSCOPICAS

ROCHA SILICICLASTICA MUITO LITIFICADA, TEXTURA GRANULOSA A CONGLOMERATICA, COR PURPURA-AVERMELHADA E POSSIVEL CIMENTO SILICOSO.

CARACTERISTICAS MICROSCOPICAS

TEXTURA: CONGLOMERATICA GRANULACAO
 COMPOSICAO MODAL ROCHA EQUIGRANULAR :
 ESTIMADA: ROCHA INEQUIGRANULAR:
 CALCULADA: X MEGA COMPONENTES:

COMPOSICAO MINERALOGICA

MINERAL	%	MINERAL	%	MINERAL	%	MINERAL	%
FRI'S(FRG. R. IG.)	046	FRM'S (QUATZITO)	013	FELDSPATOS	012	QUARTZO	010
FRI'S(IGN. BASIC.)	006	FRM'S (MICAXISTO)	004	FRM'S (FILITO)	003	CIMENTO DE HENATIT	002
FRS'S (SILEX)	001	FRV'S(VULC.ALCAL.)	001	CIMENTO SILICA	001	CIMENTO DE FELDSP.	001
	000		000		000		

OBSERVACOES

ROCHA SILICICLASTICA, APARTENTEMENTE MACICA DE TEXTURA GROSSA A CONGLOMERATICA, MUITO MAL SELECIONADA. CONTATOS ENTRE OS GRAOS DO ARCABOUCO, PLANOS E CONCAVO-CONVEXOS. PELA SUA COMPOSICAO ESTA ROCHA E UMA VERDADEIRA "SALADA" DE FRAGMENTOS DE ROCHAS. ROCHAS IGNEAS ACIDAS, IGNEAS BASICAS, METAMORFICAS (FILITOS, METAQUARTZITOS), SEDIMENTARES (SILEX) E VULCANICAS ALCALINAS. ALEM DA FORTE COMPACTACAO SOFRIDA PELA ROCHA, AS FEICOES DIAGENETICAS ADICIONAIS SAO; ALTERACAO DE ALGUNS MINERAIS E A PRECIPITACAO DE CIMENTO SILICOSO. COMO ALTERACOES OCORREM; VACUOLIZACAO, ILITIZACAO/SERICITIZACAO DE ALGUNS FELDSPATOS, CLORITIZACAO E LIXIVIACAO DE BIOTITAS. PELA SUA DIVERSIFICADA COMPOSICAO MINERALOGICA PARECE TRATAR-SE DE UM DEPOSITO TURBIDITICO, PODENDO OU NAO, ESTAR RELACIONADO COM AMBIENTES GLACIAIS.

DESCRICAO PETROGRAFICA

PROJETO: POS-GRADUACAO C/C: 2755 PREF: JT NOAFLO: 00015
 PETROGRAFO: CICERO PEREIRA DATA: /12/95 SUREG: SA UF: BA
 EQUIPAMENTOS AUXILIARES:

AMOSTRA: 00015C MAPA: . - - - - UTM(E): 348000 UTM(N): 08887000 HC: 39
 LOTE: Nr. LAB: HFC464

CARACTERISTICAS MESOSCOPICAS

CARACTERISTICAS MICROSCOPICAS

TEXTURA: ARENITICA MACICA GRANULACAO
 COMPOSICAO MODAL ROCHA EQUIGRANULAR :
 ESTIMADA: ROCHA INEQUIGRANULAR:
 CALCULADA: X NEGA COMPONENTES:

COMPOSICAO MINERALOGICA

MINERAL	%	MINERAL	%	MINERAL	%	MINERAL	%
QUARTZO	023	FELDSPATOS	018	FRI'S	025	CIMENTO/MATRIZ	024
FRM'S	008	HEMATITA	002		000		000
	000		000		000		000
	000		000		000		000

OBSERVACOES

ESTES CONSTITUINTES DO ARCABOUCO ESTAO CARACTERIZADOS NA ROCHA COMO ABAIXO DESCRITOS: FRI'S (FRAGMENTOS DE ROCHAS IGNEAS) E O CONSTITUINTE PREDOMINANTE E CONSTITUI A FRACAO MAIS GROSSA DA ROCHA. APARENTEMENTE SAO FRAGMENTOS DE GRANITOS. APENAS UM FRAGMENTO PARECE SER DE ROCHA IGNEA BASICA. QUARTZO - E O SEGUNDO CONSTITUINTE MAIS ABUNDANTE. DOIS TIPOS PREDOMINAM, O QUARTZO COMUM E O QUARTZO ONDULANTE. FELDSPATOS - PREDOMINAM OS FELDSPATOS POTASSICOS E APARECEM MUITO ALTERADOS, GERALMENTE ILITIZADOS/SERICITIZADOS, CAULINIZADOS E VACUOLIZADOS. FRM'S - SAO DE METAQUARTZITOS. HEMATITA - APARECE COMO CRISTAIS SUBEUDRICOS E AS VEZES SUB ARREDONDADOS. PRINCIPAIS FEICOES DIAGENETICAS ENCONTRADAS: A) COMPACTACAO MODERADA. B) INTENSA CIMENTACAO POR OXIDO DE FERRO (HEMATITA/LINONITA). C) ALTERACAO DOS FELDSPATOS TAIS COMO: ILITIZACAO/SERICITIZACAO E VACUOLIZACAO. D) CLORITIZACAO DE ALGUNS MINERAIS FERROMAGNESIANOS TANTO DAS FRI'S COMO DO FRM'S. ESTA ROCHA DEVE TER SIDO DEPOSITADA POR UM PROCESSO RAPIDO E CAOTICO EM AMBIENTE SUBAQUOSO RASO. ESTUDOS DE CAMPO, NOS AFLORAMENTOS, PODERAO DEFINIR QUAL TIPO DE AMBIENTE.

P L G B

PROGRAMA DE LEVANTAMENTOS GEOLOGICOS BASICOS DO BRASIL

DESCRICAO PETROGRAFICA

PROJETO: POS-GRADUACAO C/C: 2755 PREF: JT NOAFLO: 00031
 PETROGRAFO: CICERO PEREIRA DATA: /01/96 SUREG: SA UF: BA
 EQUIPAMENTOS AUXILIARES:

AMOSTRA: 00031A MAPA: . - - - - UTM(E): 274000 UTM(N): 08752000 MC: 39
 LOTE: Nr. LAB: HFC471

CARACTERISTICAS MESOSCOPICAS

ROCHA SILICICLASTICA, TEXTURA CONGLOMERATICA, COLORACAO VARIEGADA, CIMENTO SILICOSO.

CARACTERISTICAS MICROSCOPICAS

TEXTURA: CONGLOMERATICA GRANULACAO
 COMPOSICAO MODAL ROCHA EQUIGRANULAR :
 ESTIMADA: ROCHA INEQUIGRANULAR:
 CALCULADA: X MEGA COMPONENTES:

COMPOSICAO MINERALOGICA

MINERAL	%	MINERAL	%	MINERAL	%	MINERAL	%
FRS'S(SIDERI./DOL.	036	FRS'S (ARE./SILT.)	024	FRM'S(METAQUARTZ.)	015	QUARTZO	007
FRV'S	004	FRI'S	003	FELDSPATOS	002	CIMENTO DE SILEX	009
	000		000		000		000
	000		000		000		000

OBSERVACOES

ROCHA DE TEXTURA GROSSA A CONGLOMERATICA, EXTREMAMENTE COMPACTADA, COM TAMANHO DE GRAOS VARIANDO DE SUBMILIMETRICO AT E 2,5CM. AS ESTRUTURAS SEDIMENTARES ESTAO INDEFINIDAS EM FUNCAO DA TEXTURA GROSSA. A PRINCIPAL CARACTERISTICA DESTA ROCHA E O SEU ALTO TEOR DE FRAGMENTOS DE ROCHAS SEDIMENTARES E, SUBORDINADAMENTE, ROCHAS METAMORFICAS, VULCANICAS E IGNEAS ACIDAS. OUTRO ASPECTO INTERESSANTE E O TIPO DE CIMENTO PRESENTE. CIMENTO DE SILEX. ENTRE OS FRAGMENTOS DE ROCHAS SEDIMENTARES DESTACAMOS A ALTA PERCENTAGEM DE SIDERITA/DOLOMITA E FRAGMENTOS DE ARENITO. OUTRO DESTAQUE SAO OS FRAGMENTOS DE VULCANICAS ALCALINAS. A PRESENCA DESSER DIFERENTES TIPOS DE FRAGMENTOS LITICOS INDICA QUE FONTES BEM DIVERSIFICADAS CONTRIBUIRAM NA FORMACAO DESTA ROCHA. DEPOSITOS DESTE TIPO NORMALMENTE CONSTITUEM OS CHAMADOS TURBIDITOS E TAMBEEM OS CHAMADOS GLACIO-TURBIDITOS, AMBOS OCORRENDO EM AMBIENTES MARINHO OU LACUSTRINOS. AS FEICOES DIAGENETICAS OBSERVADAS FORAM: A) COMPACTACAO MODERADA DE SEU ARCABOUCO; B) ALTERACAO DE ALGUNS CONSTITUINTES DO SEU ARCABOUCO, COMO: LIMONITIZACAO DOS CLASTOS DE SIDERITA/DOLOMITA, ILITIZACAO/ SERICITIZACAO E VACUOLIZACAO DOS FELDSPATOS PRESENTES NAO SO NOS FRAGMENTOS LITICOS COMO TAMBEEM NOS GRAOS ISOLADOS; C) PRECIPITACAO DO CIMENTO DE SILEX, OBLITERANDO COMPLETAMENTE OS ESPACOS POROSOS. ROCHA COM ARCABOUCO ALTAMENTE DIVERSIFICADO EM RELACAO AOS TIPOS LITOLOGICOS. ESTE FATOSUGERIRIA TRATAR-SE DE DEPOSITO TURBIDITICO. SE MARINHO OU LACUSTRINO, NAO DISPONEMOS DE ELEMENTOS PARA DEFINIR.

DESCRICAO PETROGRAFICA

PROJETO: POS-GRADUACAO C/C: 2755 PREF: JT NOAFL0: 00044
 PETROGRAFO: CICERO PEREIRA DATA: /02/96 SUREG: SA UF: BA
 EQUIPAMENTOS AUXILIARES:

AMOSTRA: 00044A MAPA: . - - - - UTM(E): 213000 UTM(N): 08623000 NC: 39
 LOTE: Nr. LAB: HFC471

CARACTERISTICAS MESOSCOPICAS

CARACTERISTICAS MICROSCOPICAS

TEXTURA: CONGLOMERATICA MACICA GRANULACAO
 COMPOSICAO MODAL ROCHA EQUIGRANULAR :
 ESTIMADA: ROCHA INEQUIGRANULAR :
 CALCULADA: X MEGA COMPONENTES:

COMPOSICAO MINERALOGICA

MINERAL	%	MINERAL	%	MINERAL	%	MINERAL	%
MATRIZ ARGILOSA	073	QUARTZO	015	FELDSPATOS	006	FRI'S	004
SERICITA(FELDSPATO	002		000		000		000
	000		000		000		000
	000		000		000		000

OBSERVACOES

ROCHA SILICICLASTICA COM ALTO TEOR DE MATRIZ. A TEXTURA E CARACTERIZADA PELA ABUNDANCIA DE MATRIZ E OS CONSTITUINTES DO ARCABOUCO, MAL SELECIONADOS, FLUTUAM NO MEIO DA MATRIZ. CARECENDO DE CONFIRMACAO POR ESTUDOS ATRAVES DE RAIOS-X, AD MITE-SE QUE ESSA MATRIZ SEJA FORMADA POR INTERSTRATIFICADOS DE ILITA/ESMECTITA E/OU ILITA SERICITA. AS FEICOES DIAGEN ETICAS PRESENTES SAO: AS ALTERACOES DOS FELDSPATOS PARA ILITA/SERICITA; VACUOLIZACAO; E A CLORITIZACAO DE ALGUMAS MIC AS E DE MINERAIS FERROMAGNESIANOS. EM LAMINA MACICA. ROCHA DEPOSITADA CAOTICAMENTE EM AMBIENTE SUB AQUOSO RASO. O TIP O DO AMBIENTE SOMENTE COM ESTUDOS DE AFLORAMENTOS NO CAMPO.

PROGRAMA DE LEVANTAMENTOS GEOLOGICOS BASICOS DO BRASIL

DESCRICAO PETROGRAFICA

PROJETO: POS-GRADUACAO C/C: 2755 PREF: JT NOAFLO: 00047
 PETROGRAFO: CICERO PEREIRA DATA: /02/96 SUREG: SA UF: BA
 EQUIPAMENTOS AUXILIARES:

AMOSTRA: 00047C MAPA: , - - - - UTM(E): 215500 UTM(N): 08621300 MC: 39
 LOTE: Nr. LAB: HFC481

CARACTERISTICAS MESOSCOPICAS

ROCHA SILICICLASTICA COM TEXTURA MEDIA/GRANULOSA, COR CINZA-ESVERDEADA, ALTO TEOR DE MATRIZ ARGILOSA, BASTANTE LITIFICADA, COM MANCHAS IRREGULARES DE HEMATITA (DENDRITES ?). APARENTEMENTE MACICA.

CARACTERISTICAS MICROSCOPICAS

TEXTURA: CONGLOMERATIVA MACICA GRANULACAO
 COMPOSICAO MODAL ROCHA EQUIGRANULAR :
 ESTIMADA: ROCHA INEQUIGRANULAR:
 CALCULADA: X MEGA COMPONENTES:

COMPOSICAO MINERALOGICA

MINERAL	%	MINERAL	%	MINERAL	%	MINERAL	%
MATRIZ	052	QUARTZO	041	FELDSPATOS	006	FRM'S	001
	000		000		000		000
	000		000		000		000
	000		000		000		000

OBSERVACOES

OS GRAOS DE QUARTZO SAO ANGULARES A SUBARREDONDADOS E SAO DOS TIPOS COMUNS E ONDULANTES. OS FRAGMENTOS DE ROCHAS METAMORFICAS - FRM'S - SAO DE METAQUARTZITO. OS FELDSPATOS SAO DOMINANTEMENTE POTASSICOS E GERALMENTE ENCONTRAM-SE ILITIZADOS/SERICITIZADOS E TAMBEM VACUOLIZADOS. OS FRAGMENTOS DE ROCHAS IGNEAS - FRI'S - SAO DE GRANITO E RARAMENTE DE ROCHAS BASICAS, ESTES ENCONTRAM-SE CLORITIZADOS. ROCHA COM ALTO TEOR DE MATRIZ ONDE O ARCABOUCO E FORMADO POR GRAOS TAMBEM FINO A MUITO GROSSOS E MESMO GRANULOS. A ABUNDANTE MATRIZ DESTA ROCHA E PROVAVELMENTE CONSTITUIDA POR INTERESTRATIFICADOS DE ILITA/SERICITA OU ILITA/ESNECITA. RECOMENDA-SE ESTUDO DE DIFRATOGRAMAS DE RAIOS-X PARA SUA PERFEITA IDENTIFICACAO. AS FEICOES DIAGENETICAS OBSERVADAS SAO: ALTERACAO DOS FELDSPATOS PARA ILITA/SERICITA; VACUOLIZACAO E CLORITIZACAO DOS FRAGMENTOS DE ROCHAS IGNEAS BASICAS. ALGUMAS MICAS TAMBEM ENCONTRAM-SE CLORITIZADAS. A LAMINA APRESENTA-SE APARENTEMENTE MACICA. INTERPRETACAO AMBIENTAL: DEPOSICAO CAOTICA EM AMBIENTE SUBAQUOSO RASO. SOMENTE COM ESTUDOS DE CAMPO PODEREMOS DEFINIR SEU AMBIENTE DEPOSICIONAL.

DESCRICAO PETROGRAFICA

PROJETO: POS-GRADUACAO
 PETROGRAFO: MARILIA KOSIN
 EQUIPAMENTOS AUXILIARES:

C/C: 2755 PREF: JI
 DATA: 04/10/95 SUREG: SA UF: BA

NOAFLO: 00056

AMOSTRA: 000568 MAPA: . - - - - UTM(E): 240300 UTM(N): 0872000 NC: 39
 LOTE: 2574 Nr. LAB: HF0548

CARACTERISTICAS MESOSCOPICAS

ROCHA CINZA-ESVERDEADA, MACICA COM GRAOS DE TAMANHO AREIA A GRANULOS E SEIXOS PEQUENOS (ATE 6MM), SUPORTADOS POR MATRIZ SILTICO-ARGILOSA.

CARACTERISTICAS MICROSCOPICAS

TEXTURA: CONGLOMERATICA GRANULACAO
 COMPOSICAO MODAL ROCHA EQUIGRANULAR :
 ESTIMADA: X ROCHA INEQUIGRANULAR: AREIA A SEIXOS
 CALCULADA: MEGA COMPONENTES: MATRIZ, QUARTZO

COMPOSICAO MINERALOGICA

MINERAL	%	MINERAL	%	MINERAL	%	MINERAL	%
MATRIZ	063	QUARTZO MONOCRIST.	026	FRAG. GRANITOIDE	004	FRAG. CARBONATICO	003
FELDSPATO	002	QUARTZO DEFORMADO	001	CHERT	001	QUARTZO POLICRIST.	000
FRAG. QTZITO MIC.	000	OPACO	000	ZIRCAO	000		000
	000		000		000		

OBSERVACOES

ROCHA MUITO MAL SELECIONADA, INATURA COMPOSICIONALMENTE E TEXTURALMENTE, COM ARCABUCCO DE GRANULOMETRIA AREIA FINA A SEIXOS PEQUENOS (0,05 A 6MM), SUPORTADOS POR MATRIZ SILTICO-ARGILOSA. PREDOMINAM GRAOS MENORES QUE 0,5MM. OS CLASTOS TEM FORMAS VARIADAS, ALGUNS ESFERICOS OU ALONGADOS, ANGULOSOS A SUBARREDONDADOS. ALGUNS GRAOS DE QUARTZO SAO ARREDONDADOS. QUARTZO MONOCRISTALINO COM FRACA EXTINCAO ONDULANTE, PODENDO INCLUIR BIOTITA OU ZIRCAO. QUARTZO POLICRISTALINO MUITO FINO (QUARTZITO?) OU FINO. QUARTZO DEFORMADO COM FORTE EXTINCAO ONDULANTE E SUBGRANULACAO. MICROCLINIO GEMINADO EM GRADE, LEVEMENTE ALTERADO. PLAGIOCLASIO INTENSAMENTE ALTERADO A SERICITA E CARBONATO. OPACO ALTERADO A LEUCOXENIO. FRAGMENTOS DE GRANITOIDES MUITO FINOS A GROSSOS COM QUARTZO, MICROCLINIO, PLAGIOCLASIO ALTERADO A NICA BRANCA E CLORITA, E BIOTITA AVERMELHADA CLORITIZADA. FRAGMENTOS CARBONATICOS: MICRITO A MICROESPARTITO COM OPACO, MANCHADO POR OXIDO DE FERRO E CLORITIZADO NAS BORDAS OU QUASE QUE TOTALMENTE; ESPARTITO FINO; E MICROESPARTITO QUARTZOSO, COM QUARTZO NA FRACAO SILTE CHEGANDO A 30-40% DA ROCHA. QUARTZITO MICACEO MUITO FINO COM SERICITA E/OU CARBONATO. CHERT MICRO A CRISTOCRISTALINO, ALGUNS CARBONATICOS E/OU DEFORMADOS E SUJOS POR OXIDO DE FERRO. A MATRIZ E COMPOSTA POR ARGILA SERICITIZADA, COM QUARTZO, CLORITA, CARBONATO, OXIDO DE FERRO E MUSCOVITA SUBORDINADOS. AS FEICOES DIAGENETICAS SAO: FRACA COMPACTACAO DEFORMANDO POUCO OS FRAGMENTOS CARBONATICOS; PERCOLACAO DE OXIDO DE FERRO, SERICITIZACAO DA ARGILA; E FORMACAO DE CLORITA PRESENTE NA MATRIZ, ALTERANDO PLAGIOCLASIO E BIOTITA, E PRINCIPALMENTE SUBSTITUINDO O CARBONATO DOS MICRITOS. ESTA CLORITA PODE TER-SE FORMADO EM AMBIENTE MARINHO LAGUNAR OU PROXIMO A COSTA. A PRESENCA DE QUARTZO ARREDONDADO EM MEIO A CLASTOS EM SUA MAIORIA ANGULOSOS, INDICA RETRABALHAMENTO DE SEDIMENTOS MAIS ANTIGOS. AS PRINCIPAIS ROCHAS-FONTE SAO GRANITOIDES E SEDIMENTOS CARBONATICOS. O CARBONATO DA MATRIZ PODE SER REMOBILIZACAO DO CARBONATO DOS FRAGMENTOS.

DESCRICAO PETROGRAFICA

PROJETO: PÓS-GRADUAÇÃO
 PETROGRAFO: MARILIA KOSIN
 EQUIPAMENTOS AUXILIARES:

C/C: 2755 PREF: JT NOAFLO: 00061
 DATA: 22/11/95 SUREG: SA UF: BA

MOSTRA: 00061B MAPA: . - - - - UTM(E): 243000 UTM(N): 08760000 MC: 39
 LOTE: 2574 Nr. LAB: H0547

CARACTERISTICAS MESOSCOPICAS

ROCHA OCRE A CATANHA-CLARA, CONGLOMERATIVA, COM QUARTZO, FELDSPATO E FRAGMENTOS DE ARGILITO E ARENITO COM ATÉ 3CM, EM VOLTOS POR MATRIZ ARENITICA FINA. OS FRAGMENTOS DE ARGILITO SÃO LIXIVIADOS DEIXANDO SEUS MOLDES NA SUPERFICIE DA ROCHA.

CARACTERISTICAS MICROSCOPICAS

TEXTURA: CONGLOMERATIVA

GRANULACAO

COMPOSICAO MODAL

ROCHA EQUIGRANULAR :

ESTIMADA: X

ROCHA INEQUIGRANULAR: AREIA MUITO FINA A SEIXOS

CALCULADA:

MEGA COMPONENTES: QUARTZO

COMPOSICAO MINERALOGICA

MINERAL	Z	MINERAL	Z	MINERAL	Z	MINERAL	Z
QUARTZO MONOCRIST.	052	FRAG. ARGILITO	015	FRAG. ARENITO	010	CIMENTO SILICA	007
QUARTZO POLICRIST.	005	CIMENTO OX. DE FER	005	FELDSPATO	005	SILEX	001
MATRIZ ARGILOSA	000	TURMALINA	000	ZIRCAO	000		000
	000		000		000		

OBSERVACOES

ROCHA MUITO MAL SELECIONADA, IMATURA TEXTURAL E COMPOSICIONALMENTE, COMPOSTA POR GRAOS DE QUARTZO, FELDSPATO E SILEX NAS FRAÇÕES AREIA MUITO FINA A GROSSA (0,05 A 1,0MM) E FRAGMENTOS DE ARGILITO E ARENITO COMO GRANULOS E SEIXOS DE ATÉ 3CM DE COMPRIMENTO, RARAMENTE OCORRENDO NA FRAÇÃO AREIA. OS GRAOS E FRAGMENTOS TEM CONTATOS RETILINEOS A CONCAVO-CONVEXOS E FORAM CIMENTADOS POR OXIDO DE FERRO E SILICA. OCORRE TAMBEM RARA ARGILA COMO MATRIZ. QUARTZO, FELDSPATO E SILEX SÃO ESFERICOS A ALONGADOS, ANGULOSOS A ARREDONDADOS. QUARTZO MONOCRISTALINO COM FRACA EXTINCAO ONDULANTE. QUARTZO POLICRISTALINO COMPOSTO POR CRISTAIS MUITO FINOS A FINOS SENDO ALGUNS BASTANTE DEFORMADOS, COM FORTE EXTINCAO ONDULANTE, SUBGRANULACAO E GRAOS SATURADOS (QUARTZITO?). ALGUNS GRAOS DE QUARTZO SOFREM CRESCEMENTO SINTAXIAL DEVIDO A CIMENTACAO POR SILICA. FELDSPATO E O MICROCLINIO SEMINADO EM GRADE POUCO ALTERADO. SILEX (OU CHERT) COMPOSTO POR CALCEDONIA E/OU QUARTZO MICROCISTALINO, AS VEZES SUJO POR OXIDO DE FERRO. OS FRAGMENTOS DE ARGILITO E ARENITO TEM FORMAS IRRREGULARES A ALONGADAS OU TABULARES, MUITO ANGULOSOS A SUBARREDONDADOS. OS ARGILITOS SÃO COMPOSTOS POR ARGILA ILITIZADA /SERICITIZADA, SUJOS POR OXIDO DE FERRO E NA SUA MAIORIA FORAM LIXIVIADOS QUANDO DA ELABORACAO DA SECAO DELGADA, DIFICULTANDO SUA DESCRICAO. OS ARENITOS SÃO FINOS A MEDIOS (ATE 0,4mm) COMPOSTOS POR QUARTZO MONOCRISTALINOS E FELDSPATOS ALTERADOS A ARGILOMINERAL, EM GRAOS ANGULOSOS, COM CONTATOS CONCAVO-CONVEXOS A SUTURADOS E CIMENTACAO POR SILICA, SINTAXIAL AOS GRAOS DE QUARTZO. TEM COMPOSICAO SUBARCOSEANA E DIFERENCIAM-SE DO RESTO DA ROCHA PELA MENOR GRANULACAO E PELA AUSENCIA DE OXIDO DE FERRO COMO CIMENTO. OCORRE TURMALINA VERDE A MARROM E ZIRCAO MUITO FINOS. A ROCHA SOFREU DIFERENCIACAO COM FRACA COMPACTACAO E FECHAMENTO DOS PORES PELA CIMENTACAO. A PRESERVACAO DO FELDSPATO INDICA CLIMA SECO E/OU FRIO. QUARTZO E FELDSPATOS ARREDONDADOS EM NEXO A GRAOS ANGULOSOS SUGEREM RETRABALHAMENTO DE SEDIMENTOS MAIS ANTIGOS. AS ROCHAS FONTES SÃO SEDIMENTARES/METASSEDIMENTARES E PROVAVELMENTE GRANITOIDES.

DESCRICAO PETROGRAFICA

PROJETO: POS-GRADUACAO
 PETROGRAFO: MARILIA KOSIN
 EQUIPAMENTOS AUXILIARES:

C/C: 2755
 DATA: 14/12/95
 SUREG: SA

PREF: JT
 UF: BA
 NOAFLO: 00068

AMOSTRA: 00068A
 LOTE: 2574
 MAPA: . - - - -
 Nr. LAB: HFD551
 UTM(E): 297000
 UTM(N): 08604000
 NC: 39

CARACTERISTICAS MESOSCOPICAS

ROCHA ARROXEADA, ARENITICA MUITO FINA A FINA, MACICA, COM QUARTZO E FELDSPATOS CIMENTADOS(?) POR HEMATITA(?).

CARACTERISTICAS MICROSCOPICAS

TEXTURA: MACICA
 COMPOSICAO MODAL
 ESTIMADA: X
 CALCULADA:

GRANULACAO

ROCHA EQUIGRANULAR :
 ROCHA INEQUIGRANULAR: SILTE A AREIA FINA
 NEGA COMPONENTES: FELDSPATOS

COMPOSICAO MINERALOGICA

MINERAL	Z	MINERAL	Z	MINERAL	Z	MINERAL	Z
FELDSPATO	069	QUARTZO MONOCRIST.	025	CIMENTO CARBONATICO	003	OPACO	002
CLORITA	000	QUARTZO POLICRIST.	000	MUSCOVITA	000	ZIRCAO	000
EPIDOTO(?)	000	SILEX	000	CIMENTO SILICOSO	000		000
	000		000		000		

OBSERVACOES

ROCHA SILTICO-ARENITICA MUITO FINA A FINA (0,04 A 0,25MM), MACICA A MUITO FRACAMENTE ESTRATIFICADA, COMPOSTA POR CLASTOS DE QUARTZO, FELDSPATO E OPACO MANCHADOS POR OXIDO DE FERRO (HEMATITA) E LOCALMENTE CIMENTADOS POR CARBONATO OU SILICA. OS CLASTOS SAO ALONGADOS COM FORMAS IRREGULARES, MUITO ANGULOSOS A SUBARREDONDADOS A TEM CONTATOS CONCAVO-CONVEXOS PASSANDO A RETILINEOS OU TANGENCIAIS NAS PORCOES CIMENTADAS POR CARBONATO. QUARTZO ESSENCIALMENTE MONOCRISTALINO COM FRACA EXTINCAO ONDULANTE. QUARTZO POLICRISTALINO E SILEX SAO RAROS (EXCEPCIONALMENTE OCORRE GRAO COM 0,9MM, POLICRISTALINO). PLAGIOCLASIO GEMINADO ALBITA E MICROCLINIO GEMINADO EM GRADE, AS VEZES PERTITICO. AMBOS OCORREM POUCO A MUITO ALTERADOS E IMPREGNADOS POR OXIDO DE FERRO (HEMATITA?). OPACO EM CRISTAIS FINOS LIMONITIZADOS, ALGUNS PARECEM CLASTOS DEPOSITADOS JUNTO COM FELSICOS, OUTROS, ASSIM COMO O OPACO PULVERULENTO, PARECEM TER SE CRISTALIZADO POR CIMENTACAO. OCORREM AINDA ZIRCAO, EPIDOTO(?) INCOLOR, MUSCOVITA E CLORITA VERDE CLARA. A CIMENTACAO CARBONATICA E LOCALIZADA E FORMA BOLSOES COM 0,5 A 3MM ONDE O CARBONATO MICROESPATICO E OTICAMENTE CONTINUO. PARECE QUE O CARBONATO SUBSTITUIU O FELDSPATO. A CIMENTACAO POR SILICA OCORRE RARAMENTE E E SINTAXIAL AOS GRAOS DE QUARTZO. LOCALMENTE OBSERVA-SE FRATURAS COM 0,5MM DE ESPESSURA ONDE OS GRAOS FORAM CATACLASADOS E HOUVE MAIOR PERCOLACAO DE OXIDO DE FERRO. ROCHA ARCOSEANA, BEM SELECIONADA, E IMATURA COMPOSICIONALMENTE, QUE SOFREU DIAGENESE COM ALTERACAO DO FELDSPATO POR PERCOLACAO DE FLUIDOS E COM CIMENTACAO QUE ASSOCIADA A COMPACTACAO DOS GRAOS DIMINUIU A POROSIDADE DA ROCHA. A PRESENCA DE FELDSPATOS POUCO ALTERADOS SUGERE CLIMA FRIO E/OU SECO. A ALTA ANGULOSIDADE ALIADA A BAIXA ESFERICIDADE DOS GRAOS SUGEREM POUCO TRANSPORTE, SENDO A ROCHA-FONTE O ENBASAMENTO GRANITO-GNAISSICO.

PROGRAMA DE LEVANTAMENTOS GEOLOGICOS BASICOS DO BRASIL

DESCRICAO PETROGRAFICA

PROJETO: POS-GRADUACAO C/C: 2755 PREF: JT NOAFL0: 00095
 PETROGRAFO: MARILIA KOSIU DATA: 23/01/96 SUREG: SA UF: BA
 EQUIPAMENTOS AUXILIARES:

AMOSTRA: 00095 MAPA: . - - - - UTM(E): 285000 UTM(N): 08511000 HC: 39
 LOTE: 2574 Nr. LAB: MFD554

CARACTERISTICAS MESOSCOPICAS

ROCHA ESVERDEADA, CONGLOMERATICA, BASICA, COM QUARTZO, FELDSPATO, FRAGMENTOS DE ROCHA EM GRAOS NA FRACAO AREIA A SEIXO S DE ATÉ 4CM DE DIAMETRO, ENVOLTOS EM MATRIZ ARGILOSA.

CARACTERISTICAS MICROSCOPICAS

TEXTURA: CONGLOMERATICA GRANULACAO
 COMPOSICAO MODAL ROCHA EQUIGRANULAR :
 ESTIMADA: X ROCHA INEQUIGRANULAR: SILTE A SEIXO
 CALCULADA: MEGA COMPONENTES: MATRIZ, FRAGMENTOS DE ROCHA

COMPOSICAO MINERALOGICA

MINERAL	Z	MINERAL	Z	MINERAL	Z	MINERAL	Z
MATRIZ	058	FR. GRANITOIDE/GNA	015	QUARTZO MONOCRIST.	010	FELDSPATO	009
FR. METABASICA	005	QUARTZO POLICRIST.	001	BIOTITA	001	FRAG. ARG./FILITO	001
OPACO	000	QUARTZO DEFORMADO	000	TURMALINA	000	ZIRCAO	000
GRANADA	000	SILEX/CHERT	000	CLORITA	000		

OBSERVACOES

ROCHA MAL SELECIONADA, COM CLASTOS DESDE SILTE ATÉ SEIXOS, COM FORMAS VARIADAS, IRREGULARES E ESFEROIDAIS MUITO ANGUL OSOS A SUBANGULOSOS, SUPTADOS POR MATRIZ OU LOCALMENTE COM CONTATOS TANGENCIAIS. QUARTZO MONOCRISTALINO COM EXTINCA O ONDULANTE E INCLUSOES DE RUTILO ACICULAR. QUARTZO POLICRISTALINO COM CRISTAIS FINOS A MEDIOS. ALGUNS ESTAO BASTAN TE DEFORMADOS, COM SUBGRANULACAO E CONTATOS SUTURADOS. FELDSPATOS PRESERVADOS, ALGUNS ALTERADOS A ARGILA E/OU SERICIT A. OPACO LIXONITIZADO. TURMALINA VERDE. GRANADA INCOLOR CLORITIZADA. FRAGMENTOS DE: 1. GRANITOIDES POUCO A MUITO DEFO RNADOS (GNATSSICOS/MILONITICOS), MUITO FINOS A MEDIOS, COM QUARTZO, FELDSPATOS E BIOTITA MARRON CLORITIZADOS E/OU SER ICITIZADOS E ZIRCAO; 2. ARGILITOS E/OU FILITOS ILITIZADOS/SERICITIZADOS, PARCIALMENTE ENGLOBADOS PELA MATRIZ (PSEUDOM ATRIZ); 3. METABASICAS MUITO FINAS A FINAS, COM BIOTITA CLORITIZADA E FELDSPATOS ALTERADOS. MATRIZ SILTICO-ARGILOSA, ILITIZADA/SERICITIZADA A CLORITIZADA, MUITO IMPREGNADA POR OXIDO DE FERRO E COM BIOTITA, QUARTZO E FELDSPATO NA FRACA O SILTE. ROCHA IMATURA COMPOSICIONAL E TEXTURALMENTE, QUE SOFREU DIAGENESE COM COMPACTACAO E DEFORMACAO DE FRAGMENTOS DE ARGILITO/FILITO; ILITIZACAO/CLORITIZACAO DA ARGILA; ALEM DE PERCOLACAO DE OXIDO DE FERRO. A PRESERVACAO DO FELDSP ATO INDICA CLIMA FRIO, E A PRESENCA DE CLORITA NA MATRIZ E ALTERANDO FELDSPATOS E BIOTITA, PODE ESTAR RELACIONADA A D IAGENESE EM AMBIENTE MARINHO.

DESCRICAO PETROGRAFICA

PROJETO: POS-GRAVACAO
 PETROGRAFO: MARILIA KOSIN
 EQUIPAMENTOS AUXILIARES:

C/C: 2755
 DATA: 24/01/96

PREF: JI
 SUREG: SA

NOAFLO: 00099
 UF: BA

AMOSTRA: 00099A
 LOTE: 2574

MAPA: . - - - -
 Nr. LAB: HFD555

UTM(E): 319000

UTM(N): 08797000

MC: 39

CARACTERISTICAS MESOSCOPICAS

ROCHA CINZA-ESCURA, MACICA, CONGLOMERATICA, COM GRANULOS E SEIXOS DE 0,5 A MAIOR QUE 6CM DE DIAMETRO, ENVOLTOS EM MATRIZ SILTICO-ARENO-ARGILOSA. OS SEIXOS MAIORES EFERVECEM AO HCL.

CARACTERISTICAS MICROSCOPICAS

TEXTURA: CONGLOMERATICA

GRANULACAO

COMPOSICAO MODAL

ROCHA EQUIGRANULAR :

ESTIMADA: X

ROCHA INEQUIGRANULAR: AREIA MUITO FINA A SEIXO

CALCULADA:

MEGA COMPONENTES: MATRIZ, FR. DE ROCHA, QUARTZO

COMPOSICAO MINERALOGICA

MINERAL	%	MINERAL	%	MINERAL	%	MINERAL	%
MATRIZ	040	QUARTZO MONOCRIST.	015	FR. GRANITOIDE	015	FR. ARENITO	010
CIMENTO CARBONATICO	009	FELDSPATO	006	FR. XISTO	003	FR. CARBONATICO	002
TURMALINA	000	OPACO	000	QUARTZO POLICRIST.	000		000
	000		000		000		

OBSERVACOES

GRANDE PARTE DA SECAO DELGADA CORRESPONDENTE A SEIXO DE ARENITO CARBONATICO. ROCHA COM ARCABOUCO FORMADO POR CLASTOS NAS FRACOES SILTE A GRANULO DE ATÉ 1CM, EXCEPCIONALMENTE SEIXOS (ATE 6CM), COM FORMAS VARIADAS A ALONGADAS OU ESFEROIDAIS, MUITO ANGULOSOS A SUBARREDONDADOS COM CONTATOS TANGENCIAIS OU SUPOSTADOS POR MATRIZ ARGILOSA COMPOSTA POR ARGILOMINERAL ESVERDEADO E SILICA CRIPTOCRISTALINA, E CIMENTADOS POR CARBONATO EM CRISTAIS MICROSPATICOS DISPERSOS NA MATRIZ OU ENVOLVENDO OS GRAOS MAIORES. OCORREM CLASTOS DE QUARTZO MONO E POLICRISTALINOS COM FRACA EXTINCAO ONDULANTE. FELDSPATOS RESERVADOS, ALGUNS ALTERANDO-SE A ARGILA E/OU SERICITA; TURMALINA VERDE A CASTANHA; E FRAGMENTOS DE: 1. GRANITOIDES FINOS A MEDIOS COM QUARTZO, MICROCLINIO, PLAGIOCLASIO, E AS VEZES MUSCOVITA E/OU CLORITA; 2. MUSCOVITA XISTO MILONITICO, MUITO FINO; 3. CARBONATOS, MICROSPATICOS A MICRITICOS; E 4. OS MAIORES (SEIXOS) SAO DE QUARTZOARENITO FINO CARBONATICO, BEM SELECIONADO, COM QUARTZO MICROCRISTALINO E FELDSPATO NA FRACAO AREIA MUITO FINA A FINA (0,6 A 2MM), ALONGADOS A ESFERICOS, SUBANGULOSOS A SUBARREDONDADOS, COM CONTATOS TANGENCIAIS A RETILINEOS, CIMENTADOS POR CARBONATO. PODEM OCORRER FRAGMENTOS DE MICRITO DENTRO DO ARENITO. A ROCHA COMO UM TODO E MAL SELECIONADA (BIMODAL?), INATURA COMPOSICIONAL E TEXTURALMENTE, QUE SOFREU DIAGENESE COM COMPACTACAO, CIMENTACAO POR CARBONATO E ALTERACAO DOS FELDSPATOS.

DESCRICAO PETROGRAFICA

PROJETO: POS-GRADUACAO
 PETROGRAFO: MARILIA KOSIN
 EQUIPAMENTOS AUXILIARES:

C/C: 2755
 DATA: 09/02/96

PREF: JT
 SUREG: SA

NOAFLO: 00110
 UF: BA

AMOSTRA: 00110
 LOTE: 2657

MAPA: . - - - -
 Nr. LAB: HFF975

UTM(E): 288000

UTM(N): 08882000

MC: 39

CARACTERISTICAS MESOSCOPICAS

ROCHA CINZA, ARENITICA FINA, COM ALGUNS GRANULOS E SEIXOS DE ATÉ 1CM ENVOLTOS EM MATRIZ ARGILOSA E COM CARBONATO (EFE RUESCE LEVEMENTE AO HCL).

CARACTERISTICAS MICROSCOPICAS

TEXTURA: MICROCONGLOMERATICA

GRANULACAO

COMPOSICAO MODAL

ROCHA EQUIGRANULAR :

ESTIMADA: X

ROCHA INEQUIGRANULAR: SILTE A SEIXOS

CALCULADA:

MEGA COMPONENTES: MATRIZ, QUARTZO

COMPOSICAO MINERALOGICA

MINERAL	%	MINERAL	%	MINERAL	%	MINERAL	%
MATRIZ	055	QUARTZO MONOCRIST.	029	QUARTZO POLICRIST.	003	FELDSPATO	003
FRAG. GRANITOIDE	003	FRAG. CARBONATICO	002	FRAG. METABASICA	001	CLORITA	001
BIOTITA	001	QUARTZO DEFORMADO	001	FRAG. ARENITO	001	ZIRCAO	000
TURMALINA	000	OPACO	000		000		

OBSERVACOES

ROCHA COMPOSTA POR QUARTZO E FELDSPATOS, E AS VEZES BIOTITA E CLORITA EM GRAOS DE TAMANHO SILTE A AREIA MEDIA (ATE 0,5MM), EXCEPCIONALMENTE AREIA GROSSA (ATE 1MM), E POR FRAGMENTOS DE ROCHA E QUARTZO POLICRISTALINO (QUARTZITO?) MAIORES QUE 0,3MM (AREIA MEDIA A SEIXOS). OS CLASTOS SAO ALONGADOS, COM FORMAS IRREGULARES, ANGULARES A SUBARREDONDADOS, COM CONTATOS TANGENCIAIS A SUPORTADOS POR MATRIZ. QUARTZO MONOCRISTALINO, COM OU SEM EXTINCAO ONDULANTE. ALGUNS CLASTOS ESTAO BEM ARREDONDADOS, INDICANDO PROVAVEL RETRABALHAMENTO. QUARTZO POLICRISTALINO INDICANDO CRISTAIS MUITO FINOS A FINOS. ALGUNS CRISTAIS DE QUARTZO ESTAO BASTANTE DEFORMADOS, COM SUBGRANULACAO E CONTATOS SUTURADOS. FELDSPATOS POUCO ALTERADOS A ARGILOMINERAL. BIOTITA CASTANHA, PARECE TER-SE FORMADO A PARTIR DA CLORITA VERDE-CLARA COM COR DE INTERFERENCIA ANOMALA VIOLETA. TURMALINA VERDE. COMO FRAGMENTOS DE ROCHA TEMOS: 1. GRANITOIDE FINO A GROSSO, COM QUARTZO, PLAGIOCLASIO, MICROCLINIO E BIOTITA; 2. MICRITO, AS VEZES COM BORDAS CLORITIZADAS OU ASSOCIADO A QUARTZO; 3. METABASICA (?) COMPOSTA POR BIOTITA E FELDSPATO MUITO FINOS; 4. QUARTZARENITO FINO, COM ALGUNS FELDSPATOS E CIMENTADO POR SILICA, LEVEMENTE DEFORMADO E AS VEZES COM MUSCOVITA E BIOTITA. A MATRIZ E COMPOSTA POR CARBONATO, BIOTITA E QUARTZO MICROCISTALINOS, E ALGUMA SERICITA/MUSCOVITA E CLORITA. ROCHA MAL SELECIONADA, IMATURA TEXTURAL E COMPOSICIONALMENTE, QUE SOFREU POUCA COMPACTACAO. A PRESENCA DE BIOTITA NA MATRIZ PARECE INDICAR METAMORFISMO EM FACIES XISTO VERDE. A PRESENCA DE CLORITA PODE INDICAR DIAGENESE MARINHA.

ANEXO 2 B

(AMOSTRAS: JT- 02; 08; 27A; 39B; 47A; 47B; 62A; 62B; 86B; 101; 111A)

DESCRICAO PETROGRAFICA

PROJETO: POS-GRADUACAO
 PETROGRAFO: MARILIA KOSIN
 EQUIPAMENTOS AUXILIARES:

C/C: 2755
 DATA: 22/09/95

PREF: JT
 SUREG: SA

NOAFLO: 00002
 UF: BA

AMOSTRA: 00002
 LOTE: 2528

MAPA: . - - - -
 Nr. LAB: HFC274

UTM(E): 000000

UTM(N): 00000000

MC: 39

CARACTERISTICAS MESOSCOPICAS

ROCHA MARRON-AVERMELHADA, SILTICO-ARGILOSA, COM NODULOS ALARANJADOS DE OXIDO DE FERRO E/OU ARGILITO E ALGUNS CLASTOS DE QUARTZO.

CARACTERISTICAS MICROSCOPICAS

TEXTURA: ESTRATIFICADA

GRANULACAO

COMPOSICAO MODAL

ROCHA EQUIGRANULAR :

ESTIMADA: X

ROCHA INEQUIGRANULAR: SILTE A AREIA GROSSA

CALCULADA:

MEGA COMPONENTES:

COMPOSICAO MINERALOGICA

MINERAL	%	MINERAL	%	MINERAL	%	MINERAL	%
MATRIZ	000	QUARTZO MONOCRIST.	013	FRAG. ARGILITO	006	MICROCLINIO	001
QUARTZO POLICRIST	000	SILEX	000	PLAGIOCLASIO	000	FRAG. GRANITOIDE	000
NODULO DE OX. FERR	000		000		000		000
	000		000		000		000

OBSERVACOES

ROCHA IMATURA, MAL SELECIONADA, COM ESTRATIFICACAO MARCADA PELA ORIENTACAO E VARIACAO GRANULOMETRICA DOS CLASTOS FORMANDO LEITOS SILTICOS OU SILTICO-ARENITICOS FINOS A GROSSOS (ATE 0,6MM). OS CLASTOS SAO ESFERICOS E ALONGADOS, ANGULOS OS A SUBARREDONDADOS E ESTAO SUPTADOS POR MATRIZ SILTICO-ARGILOSA MARRON MUITO RICA EM OXIDO DE FERRO, E LEVEMENTE SERICITIZADA. QUARTZO MONOCRISTALINO COM FRACA EXTINCAO ONDULANTE E QUARTZO POLICRISTALINO DEFORMADO, RECRISTALIZADO, COM SUBGRANULACAO. MICROCLINIO PERTITICO AS VEZES FRACAMENTE ALTERADO A ARGILOMINERAL. PLAGIOCLASIO INTENSAMENTE VACUOLIZADO E ALTERADO A ARGILOMINERAL. FRAGMENTOS DE GRANITOIDE MUITO FINO A FINO, COM QUARTZO E FELDSPATO. FRAGMENTOS DE ARGILITO, ARGILITO, SILTICO-ARENOSOS OU NAO, COM 0,2 A 7MM DE DIAMETRO, ESFERICOS ALGUNS ALONGADOS, E/OU LEVEMENTE DEFORMADOS, COM COMPOSICAO DOS CLASTOS E MATRIZ SEMELHANTE A DA ROCHA. UM DOS FRAGMENTOS POSSUI MAIOR QUANTIDADE DE CLASTOS EM RELACAO A MATRIZ, RESULTANDO EM CONTATOS RETILINEOS E TANGENCIAIS ENTRE OS GRAOS. TAMBEM OCORREM NODULOS DE OXIDO DE FERRO ALARANJADO COM 0,1 A 0,4MM. A ROCHA SOFREU FRACA DIAGENESE, ESTANDO PRESERVADOS OS FRAGMENTOS DE ARGILITOS; POUCA TACAO. POREM SOFREU INTENSA PERCOLACAO POR OXIDO DE FERRO.

DESCRICAO PETROGRAFICA

PROJETO: POS-GRADUACAO
 PETROGRAFO: MARILIA KOSIN
 EQUIPAMENTOS AUXILIARES:

C/C: 2755 PREF: JT NOAFLO: 00008
 DATA: 26/09/95 SUREG: SA UF: BA

AMOSTRA: 00008 MAPA: . - - - - UTM(E): 282200 UTM(N): 08621100 NC: 39
 LOTE: 2528 Nr. LAB: NFC280

CARACTERISTICAS MESOSCOPICAS

ROCHA ROSADA, ARENITICA, ESTRATIFICADA, COM QUARTZO E FELDSPATO ALTERADO, MANCHADA POR OXIDO DE FERRO.

CARACTERISTICAS MICROSCOPICAS

TEXTURA: ESTRATIFICACAO PLANO/PARALELA GRANULACAO
 COMPOSICAO MODAL ROCHA EQUIGRANULAR :
 ESTIMADA: X ROCHA INEQUIGRANULAR: AREIA MUITO FINA-MUITO GROSSA
 CALCULADA: MEGA COMPONENTES: QUARTZO, FELDSPATO

COMPOSICAO MINERALOGICA

MINERAL	%	MINERAL	%	MINERAL	%	MINERAL	%
QUARTZO MONOCRIST.	045	CIMENTO SILICOSO	025	FELDSPATO	020	CIMENTO OX. DE FE	004
QUARTZO POLICRIST.	003	FRAG. ARGILITO	002	FRAG. ARENITO	001	OPACO	000
SILEX	000	FRAG. QUARTZITO(?)	000		000		000
	000		000		000		

OBSERVACOES

ROCHA BEM SELECIONADA, COM QUARTZO, FELDSPATO E FRAGMENTOS DE ROCHA DE GRANULOMETRIA AREIA MUITO FINA A MUITO GROSSA (0,1 A 1,4MM), EM CLASTOS ESFERICOS A ALONGADOS, SUBANGULOSOS A BEM ARREDONDADOS, COM CONTATOS TANGENCIAIS A RETILINEOS. ESTAO ENVOLTOS POR PELICULAS DE OXIDO DE FERRO E CIMENTADOS POR SILICA CRISTOCRISTALINA (CALCEDONIA) A MICROCRISTALLINA/MUITO FINA, AS VEZES COM CRESCIMENTO SINTAXIAL EM RELACAO AO GRAU. QUARTZO MONOCRISTALINO COM FRACA EXTINCAO OPACA. QUARTZO POLICRISTALINO INTENSAMENTE RECRISTALIZADO, MUITO FINO, AS VEZES IMPREGNADO POR OXIDO DE FERRO (QUARTZITO?). FELDSPATOS TOTALMENTE VACUOLIZADOS E TRANSFORMADOS EM ARGILONINERAL E IMPREGNADOS POR OXIDO DE FERRO. OPACO LIMONITIZADO. FRAGMENTOS DE ARGILITO, ALGUNS SILTICOS E/OU ARENOSOS FINOS COM CLASTOS ANGULOSOS DE QUARTZO E SILEX SUPOSTOS POR MATRIZ. OS FRAGMENTOS MAIORES CONCENTRAM-SE NUM LEITO DE ESPESSURA 0,5MM E ESTAO LIGEIRAMENTE DEFORMADOS. FRAGMENTOS DE ARENITO MUITO FINO, CIMENTADO POR OXIDO DE FERRO E CALCEDONIA. FRAGMENTO DE QUARTZITO?, MUITO FINO, COMPOSTO POR QUARTZO E OPACO. ROCHA ORIGINALMENTE POROSA, POUCO COMPACTADA, QUE SOFREU DIAGENESE PRIMEIRAMENTE COM ALTERACAO DOS FELDSPATOS E DEPOSICAO DE PELICULA DE OXIDO DE FERRO NA SUPERFICIE DE CLASTOS, E POSTERIOR CIMENTACAO POR SILICA QUE FECHOU COMPLETAMENTE SEUS POROS. E IMATURA COMPOSICIONALMENTE. A ESTIMATIVA MODAL FOI PREJUDICADA PELO EXCESSO DE BURACOS/FALHAS NA CONFECCAO DA SECCAO DELGADA (LIXIVIACAO PRINCIPALMENTE DE FELDSPATOS).

DESCRICAO PETROGRAFICA

PROJETO: POS-GRADUACAO
 PETROGRAFO: MARILIA KOSIN
 EQUIPAMENTOS AUXILIARES:

C/C: 2755
 DATA: 27/09/95

PREF: JT
 SUREG: SA

NOAFLO: 00027
 UF: BA

AMOSTRA: 00027A
 LOTE: 2540

MAPA: . - - - -
 Nr. LAB: HFC429

UTH(E): 290000

UTH(N): 09760250

MC: 39

CARACTERISTICAS MESOSCOPICAS

ROCHA CINZA-ESCURA A NEGRA, ORIENTADA, MICROCONGLOMERATICA COM GRAOS DE QUARTZO E FRAGMENTOS DE ROCHA COM ATÉ 1,5CM, ENVOLTOS POR MATRIZ SILTICO-ARGILOSA.

CARACTERISTICAS MICROSCOPICAS

TEXTURA: MICROCONGLOMERATICA

GRANULACAO

COMPOSICAO MODAL

ROCHA EQUIGRANULAR :

ESTIMADA: X

ROCHA INEQUIGRANULAR: ARGILA A SILIXOS

CALCULADA:

MEGA COMPONENTES: MATRIZ, QUARTZO, FRAG. ROCHAS

COMPOSICAO MINERALOGICA

MINERAL	Z	MINERAL	Z	MINERAL	Z	MINERAL	Z
MATRIZ	056	QUARTZO MONOCRIST.	018	FRAG. GRANITOIDE	007	QUARTZO POLICRIST.	005
FRAG. MICRITO	004	MICROCLINIO	002	FRAG. QUARTZITO/FIL	002	SILEX/CHERT	002
PLAGIOCLASIO	002	FRAG. BIF/OPACO	002	BIOTITA/CLORITA	000	CARBONATO	000
TURMALINA/MUSCOVIT	000	FRAG. ARGILITO	000	FRAG. ARENITO	000		

OBSERVACOES

ROCHA LEVEMENTE ORIENTADA, MUITO MAL SELECIONADA, IMATURA COMPOSICIONALMENTE E TEXTURALMENTE COM CRISTAIS ESFERICOS A ALONGADOS DE QUARTZO E FELDSPATOS NAS FRACOES SILTE A AREIA MUITO GROSSA (0,03 A 1,5MM), E FRAGMENTOS DE ROCHA ALONGADOS TABULARES OU COM FORMAS VARIADAS, NAS FRACOES AREIA FINA A SEIXOS (0,2 A 7MM). OS CLASTOS, ANGULOSOS A SUBARREDONDADOS, COM QUARTZO PODENDO ESTAR BEM ARREDONDADO (RETRABALHAMENTO?) SAO SUPTADOS POR MATRIZ AS VEZES COM CONTATOS TANGENCIAIS. OS ALONGADOS ESTAO ORIENTADOS PARALELAMENTE A ESTRATIFICACAO OU IMBRICADOS. QUARTZO MONOCRISTALINO AS VEZES COM INCLUSOES DE RUTILO ACICULAR COM FRACA A AUSENTE EXTINCAO ONDULANTE. QUARTZO POLICRISTALINO MUITO FINO A FINO, DEFORMADO E/OU RECRISTALIZADO COM FORTE EXTINCAO ONDULANTE E SUBGRANULACAO. FELDSPATOS, MICROCLINIO PERTITICO E PLAGIOCLASIO, LEVEMENTE ALTERADO. BIOTITA AVERMELHADA AS VEZES CLORITIZADA, OPACO (MAGNETITA?) MUSCOVITA, CARBONATO SUJO POR OX. DE FERRO E TURMALINA VERDE MUITO FINOS. FRAGMENTOS DE: 1. GRANITOIDE MUITO FINO A MEDIO COM QUARTZO, PLAGIOCLASIO E MICROCLINIO, COM OU SEM BIOTITA AVERMELHADA POUCO CLORITIZADA E TITANITA; 2. MICRITO/MICROESPARITO AS VEZES COM QUARTZO NA FRACAO SILTE E IMPREGNADO POR OXIDO DE FERRO; 3. SERICITA QUARTZITO MUITO FINO AS VEZES ALTERNADO COM FILITO COMPOSTO POR QUARTZO, SERICITA E ARGILOMINERAL; 4. ARGILITO; 5. BIF? COMPOSTO ESSENCIALMENTE POR MAGNETITA E ALGUM QUARTZO; 6. QUARTZO CRIPTOCRISTALINO: CALCEDONIA, SILEX E/OU CHERT; 7. QUARTZARENITO FINO CIMENTADO POR CALCEDONIA A MATRIZ E COMPOSTA POR ARGILOMINERAL SERICITIZADO, OXIDO DE FERRO, CARBONATO, QUARTZO MICROCRISTALINO E OPACO PULVERULENTO, QUE E O RESPONSAVEL PELA COR DA ROCHA. ELA SOFREU FRACA COMPACTACAO COM DEFORMACAO DE ALGUNS FRAGMENTOS DE ARGILITO E MICRITO. A POUCA ALTERACAO DE FELDSPATOS, MICAS E OPACOS SUGERE CLIMA SECO E/OU FRIO. O MICRITO E BIF SOF RERAM LIGEIRA SOLUBILIZACAO DE SEUS CONSTITUENTES QUE RECRISTALIZARAM-SE AO LONGO DE MICROFRATURAS (DEFORMACAO RUPTIL?). AS PRINCIPAIS ROCHAS FONTE FORAM GRANITOIDES E ROCHAS SEDIMENTARES E METASEDIMENTARES.

DESCRICAO PETROGRAFICA

PROJETO: POS-GRADUACAO C/C: 2755 PREF: JT NOAFLO: 00039
 PETROGRAFO: CICERO PEREIRA DATA: /01/96 SUREG: SA UF:
 EQUIPAMENTOS AUXILIARES:

AMOSTRA: 00039B MAPA: . - - - - UTM(E): 113000 UTM(N): 08793000 NC: 00
 LOTE: Nr. LAB: HFC474

CARACTERISTICAS MESOSCOPICAS

ROCHA SILICICLASTICA, TEXTURA GROSSA A GRANULOSA, COLORACAO BEGE-MEDIO (COR DE INTEMPERISMO).

CARACTERISTICAS MICROSCOPICAS

TEXTURA: ARENITICA MACICA GRANULACAO
 COMPOSICAO MODAL ROCHA EQUIGRANULAR :
 ESTIMADA: ROCHA INEQUIGRANULAR:
 CALCULADA: X MEGA COMPONENTES:

COMPOSICAO MINERALOGICA

MINERAL	%	MINERAL	%	MINERAL	%	MINERAL	%
QUARTZO	066	FELDSPATOS	007	MATRIZ ARGILOSA	026	FRI'S	001
FRS'S	000		000		000		000
	000		000		000		000
	000		000		000		000

OBSERVACOES

ROCHA DE TEXTURA MEDIA A GROSSA, MAL SELECIONADA, IMATURA (ALTO TEOR DE MATRIZ ARGILOSA). CONTATO ENTRE OS GRAOS DOS TIPOS, FLUTUANTES (PREDOMINANTES), TANGENCIAIS E RARAMENTE PLANOS. EMPACOTAMENTO ABERTO. UMA CARACTERISTICA MARCANTE DESTA ROCHA E SEU TEOR ELEVADO DE MATRIZ ARGILOSA. SAO ARGILAS MECANICAMENTE INFILTRADAS E PARECEM SER CONSTITUIDAS POR ILITA/SERICITA, PODENDO SER TAMBEM INTERESTRATIFICADOS DE ILITA/ESMECTITA. AS FEICOES DIAGENETICAS OBSERVADAS NESTA ROCHA FORAM: A) COMPACTACAO MODERADA/INCIPIENTE, DEIXANDO BASTANTE ESPACOS VAZIOS QUE FORAM PREENCHIDOS PELA ARGILA DE INFILTRACAO; B) PREENCHIMENTO DOS POROS POR MINERAIS DE ARGILA MECANICAMENTE INFILTRADOS; C) ALTERACAO DE ALGUNS FELDSPATOS, TAIS COMO: ILITIZACAO/SERICITIZACAO E VACUOLIZACAO. A LAMINA APRESENTA-SE MACICA. SEU TEOR DE ARGILA MECANICAMENTE INFILTRADA INDICA QUE ESTA ROCHA PODE TER SIDO DEPOSITADA EM AMBIENTE SUJEITO A PERCOLACAO DE AGUAS TURVAS, RICAS EM MATERIAIS EM SUSPENSAO. NESTE CASO, PODERIA SER ALGUM TIPO DE AMBIENTE FLUVIAL OU FLUVIO-ESTUARINO, SEM ENERGIA SUFICIENTE PARA REMOVER ESTE MATERIAL FINO.

DESCRICAO PETROGRAFICA

PROJETO: POS-GRADUACAO C/C: 2755 PREF: JT NOAFLO: 00047
 PETROGRAFO: CICERO PEREIRA DATA: /02/96 SUREG: SA UF: BA
 EQUIPAMENTOS AUXILIARES:

AMOSTRA: 00047A MAPA: . - - - - UTM(E): 215500 UTM(N): 08621300 NC: 39
 LOTE: Nr. LAB: HFC480

CARACTERISTICAS MESOSCOPICAS

ROCHA SILICIALASTICA DE COLORACAO PURPURA, EXTREMAMENTE LITIFICADA, TEXTURA HETEROGENEA FORMADA POR NIVEIS SUBCENTIMETRICOS RITMICOS DE GRANODECRESCENCIA NORMAL (?) O QUE LHE CONFERE UMA ESTRATIFICACAO SUBPARALELA. RAROS SEIXOS DE QUARTZO, METAQUARTZITOS E ROCHAS IGNEAS BASICAS OCORREM DISPERSOS NA SUA MATRIZ.

CARACTERISTICAS MICROSCOPICAS

TEXTURA: CONGLOMERATICA ESTRATIFICADA GRANULACAO
 COMPOSICAO MODAL ROCHA EQUIGRANULAR :
 ESTIMADA: ROCHA INEQUIGRANULAR :
 CALCULADA: X MEGA COMPONENTES:

COMPOSICAO MINERALOGICA

MINERAL	%	MINERAL	%	MINERAL	%	MINERAL	%
MATRIZ ARGILOSA	057	QUARTZO	025	FRI'S (BASICA)	004	FRM'S(METAQUARTZ.)	003
FRI'S (ACIDAS)	002	FRM'S (FILITO)	002	FELDSPATOS	002	CIMENTO SILEX	004
CIMENTO DE CALCITA	001		000		000		000
	000		000		000		000

OBSERVACOES

E EVIDENTE UMA ESTRATIFICACAO GRADADA OU GRADACIONAL. ALEM DISSO, A ROCHA E ALTAMENTE LITIFICADA E FECHADA E TEM ALTO TEOR EM MATRIZ, NO MEIO DA QUAL GRAOS DE TAMAHHOS DIVERSOS FLUTUAM. ESTA ROCHA POSSUE ALTO TEOR DE MATRIZ QUE OBSERVADA AO MICROSCOPIO PARECE SER CONSTITUIDA POR UMA MISTURA DE MINERAIS DE ARGILA DO TIPO ILITA/SERICITA OU ILITA/ESMECTITA, ALGO SILICIFICADA. ALEM DISSO, PIGMENTO DE OXIDO DE FERRO APARECE MANCHANDO PARTE DESTA MATRIZ. AS FEICOES DIAGENETICAS OBSERVADAS NESTA ROCHA SAO BASTANTE COMPLEXAS. EM AREAS ESPECIFICAS DA LAMINA A RELACAO MATRIZ ARGILOSA E CIMENTO DE SILEX NAO ESTA MUITO CLARA. PARECE ESTAR HAVENDO UMA SILICIFICACAO DA MATRIZ ARGILOSA. EM ORDEM CRONOLOGICA OS EVENTOS DIAGENETICOS OBSERVADOS SERIAM COMO SE SEGUEM: A) COMPACTACAO MODERADA/BAIXA DA ROCHA. B) CRESCIMENTO SINTAXIAL DE SILICA EM TORNO DOS GRAOS DE QUARTZO. C) CRESCIMENTO SINTAXIAL DE FELDSPATOS EM TORNO DOS GRAOS DE FELDSPATO S. D) PRECIPITACAO DE CIMENTO DE ILITA EM FORMA DE CUTICULAS EM TORNO DOS GRAOS DE QUARTZO E FELDSPATOS E DE ALGUNS FRAGMENTOS DE ROCHAS. E) EM ALGUMAS AREAS DA LAMINA APARECE CIMENTO DE CALCITA ESPATICA, FORMANDO TEXTURA POIQUILOTOPICA E POS-DATANDO OS CRESCIMENTOS SINTAXIAIS DOS GRAOS DE QUARTZO E FELDSPATOS, BEM COMO DAS CUTICULAS DE ILITA. LOCALMENTE ESSE CIMENTO DE CALCITA ESTA SENDO SUBSTITUIDO PELO SILEX. F) PRECIPITACAO DE CIMENTO DE SILEX POS-DATANDO AS CUTICULAS DE ILITA E SUBSTITUINDO PARCIALMENTE A CALCITA, BEM COMO, SUBSTITUINDO TAMBEM A MATRIZ ARGILOSA. A SILICIFICACAO E SEM DUVIDA O EVENTO DIAGENETICO MAIS RECENTE DOS TANTOS QUE OCORREM NESTA ROCHA. CONSIDERANDO SUA COMPOSICAO MINERALOGICA E SOBRETUDO SUA ESTRATIFICACAO GRADADA, INFERE-SE QUE TENHA SIDO DEPOSITADA POR CORRENTES DE DENSIDADE OU TURBIDEZ, ENTRANDO EM UM CORPO AGUOSO, MARINHO (?) OU LACUSTRE (?)

PROGRAMA DE LEVANTAMENTOS GEOLOGICOS BASICOS DO BRASIL

DESCRICAO PETROGRAFICA

PROJETO: POS-GRADUACAO C/C: 2755 PREF: JT NOAFLO: 00047
 PETROGRAFO: MARILIA KOSIN DATA: 27/09/95 SUREG: SA UF: BA
 EQUIPAMENTOS AUXILIARES:

AMOSTRA: 00047B MAPA: . - - - - UTM(E): 215500 UTM(N): 08621300 NC: 39
 LOTE: 2574 Nr. LAB: HFD544

CARACTERISTICAS MESOSCOPICAS

ROCHA CINZA-ESCURA, ARROXADA, ESTRATIFICADA, COMPOSTA PELA ALTERNANCIA DE LEITOS ARENOSOS A MICROCONGLOMERATICOS COM LEITOS ARGILOSOS CONTENDO CLASTOS DE QUARTZO, FELDSPATO, FRAGMENTOS DE ROCHA. SOFREU CIMENTACAO POR OXIDO DE FERRO (HEMATITA?).

CARACTERISTICAS MICROSCOPICAS

TEXTURA: ESTRATIFICADA/BANDADA GRANULACAO
 COMPOSICAO MODAL ROCHA EQUIGRANULAR :
 ESTIMADA: X ROCHA INEQUIGRANULAR: SILTE A GRANULOS
 CALCULADA: MEGA COMPONENTES: ARGILA, QUARTZO, FRAG. ROCHA

COMPOSICAO MINERALOGICA

MINERAL	%	MINERAL	%	MINERAL	%	MINERAL	%
ROCHA 1: MATRIZ	068	FRAG. ARGILITO	015	QUARTZO MONOCRIST.	009	FELDSPATO	003
FRAG GRANITOIDE	003	BIOTITA/CLORITA	002	ROCHA 2: QIZO MONO	036	MATRIZ	031
QUARTZO DEFORMADO	007	FRAG. GRANITOIDE	006	FRAG. ARGILITO	006	FELDSPATO	005
QUARTZOPOLICRIST.	004	FRAG. METABASICA	003	CIMENTO FELDSP.	002		

OBSERVACOES

ROCHA COMPOSTA PELA ALTERNANCIA DE BANDAS COM ESPESURA 0,4MM A MAIORES QUE 1,5CM: 1. ROCHA ARENO-ARGILOSA A ARGILOSA, CONGLOMERATIVA, COM CLASTOS NAS FRACOES SILTE A AREIA FINA PODENDO CHEGAR A AREIA MEDIA (ATE 0,5MM) E FRAGMENTOS DE ROCHA COM 0,8 A 4MM (AREIA GROSSA A GRANULO), SUPTADOS POR MATRIZ SILTICO-ARGILOSA SERICITIZADA/CLORITIZADA. ESTA LEVEMENTE ORIENTADA E TEM COMPOSICAO ARCOSEANA LITICA, SENDO O ARCOBUICO FORMADO PRINCIPALMENTE POR FRAGMENTOS DE ROCHA. 2. BANDAS ARENOSAS A ARENOARGILOSAS, PODENDO TER FORMA DE CUNHA, COM CLASTOS DE GRANULOMETRIA AREIA MUITO FINA A GRANULO (0,1 A 3MM), COM CONTATOS RETILINEOS A TANGENCIAIS, AS VEZES CONCAVO-CONVEXOS, ENVOLTOS POR MATRIZ ARGILOSA SERICITIZADA/CLORITIZADA. SOFREU RETRABALHAMENTO COM ESTRATIFICACAO CRUZADA POR MIGRACAO DE MARCAS DE ONDAS. ESTAS TAMBEEM MARCAM OS CONTATOS SUPERIORES DAS CAMADAS. AS ONDAS TEM AMPLITUDE DE 3-4MM E ALTURA DE 0,4-0,7MM. TAMBEM TEM COMPOSICAO ARCOSEANA LITICA, POREM SEU PRINCIPAL CONSTITUINTE E O QUARTZO E POSSUI MENOR QUANTIDADE DE MATRIZ. OS CONTATOS ENTRE AS CAMADAS SAO GRADATIVOS. SEUS CLASTOS SAO ANGULOSOS A SUBARREDONDADOS, COM FORMAS VARIADAS, IRREGULARES. QUARTZO MONOCRISTALINO COM FRACA EXTINGUACAO ONDULANTE. QUARTZO POLICRISTALINO MUITO FINO A FINO, QUARTZO DEFORMADO, RECRISTALIZADO COM SUBGRANULACAO. FELDSPATOS (MICROCLINIO E PLAGIOCLASIO) POUCO A TOTALMENTE ALTERADOS. BIOTITA CASTANHA CLORITIZADA. OPACO LIMONITIZADO. FRAGMENTOS DE: GRANITOIDE MUITO FINO A FINOS, QUARTZO FELDSPATICOS, COM BIOTITA E OPACO; ARGILITO ALGUNS SILTICOS A SILTICO-ARENOSOS FINOS; ROCHAS METABASICAS/BIOTITITOS CLORITIZADOS; E CHERT E/OU SILTE X. A ROCHA SOFREU POUCA COMPACTACAO COM LEVE DEFORMACAO DE ALGUNS ARGILITOS FORMANDO PSEUDOMATRIZ. HOUVE INTENSA CIMENTACAO POR OXIDO DE FERRO (HEMATITA?), SENDO QUE NA LITOLOGIA 2, LOCALMENTE, OCORRE CIMENTO SILICOSO OU FELDSPATICO. ESTA ROCHA FOI FORMADA EM AMBIENTE COM ALTERNANCIA DE INTERVALOS COM MAIOR APORTE DE CLASTOS, SUJEITOS A RETRABALHAMENTO POR ONDAS E LIXIVIACAO DE MATRIZ, COM PERIODOS MAIS ARGILOSOS E CLASTOS SILTICOS PREDOMINANDO.

DESCRICAO PETROGRAFICA

PROJETO: POS-GRADUACAO
 PETROGRAFO: MARILIA KOSIN
 EQUIPAMENTOS AUXILIARES:

C/C: 2755 PREF: JT NOAFLO: 00062
 DATA: 07/02/96 SUREG: SA UF: BA

AMOSTRA: 00062A MAPA: . - - - - UTH(E): 232000 UTH(N): 08697000 HC: 39
 LOTE: 2657 Nr. LAB: HFF971

CARACTERISTICAS MESOSCOPICAS

ROCHA CREME-ACINZENTADA, ARENITICA, ESTRATIFICADA, COM QUARTZO E FELDSPATO.

CARACTERISTICAS MICROSCOPICAS

TEXTURA: ESTRATIFICADA/MICROBANDADA GRANULACAO
 COMPOSICAO MODAL ROCHA EQUIGRANULAR :
 ESTIMADA: X ROCHA INEQUIGRANULAR: AREIA MUITO FINA A GROSSA
 CALCULADA: MEGA COMPONENTES: QUARTZO

COMPOSICAO MINERALOGICA

MINERAL	Z	MINERAL	Z	MINERAL	Z	MINERAL	Z
QUARTZO MONOCRIST.	070	FELDSPATO	018	CIMENTO SILICOSO	005	QUARTZO POLICRIST.	003
QUARTZO DEFORMADO	003	FRAG. ROCHA	001	LEUCOXENIO	000	SILEX	000
TURMALINA	000	OXIDO DE FERRO	000	MUSCOVITA	000		000
	000		000		000		

OBSERVACOES

ROCHA MICROBANDADA, COM BANDAS DE ESPESSURA 1MM A 1CM, MARCADAS PELA VARIACAO GRANULOMETRICA, COM ALTERNANCIA DE ARENITOS MUITO FINOS OU MEDIOS (GRAOS ATE 4MM) E ARENITOS MEDIOS A GROSSOS (2MM A 1CM). OS GRAOS SAO ESFERICOS A ALONGADOS, SUBANGULOSOS A ARREDONDADOS, COM CONTATOS CONCAVO-CONVEXOS A SUTURADOS. QUARTZO MONOCRISTALINO COM EXTINCAO ONDULANTE. QUARTZO POLICRISTALINO COMPOSTO DE CRISTAIS MUITO FINOS, ALGUNS BASTANTE DEFORMADOS. FELDSPATOS EM PARTE ALTERADOS A RGILOMINERAL, ADQUIRINDO COR ALARANJADA. TURMALINA VERDE A LASTANHA, FRAGMENTOS DE QUARTZO MICROCRISTALINO (SILEX OU CHERT?). FRAGMENTOS COMPOSTOS POR FELDSPATO MUITO FINO ASSOCIADO OU NAO A QUARTZO PARECEM SER DE ORIGEM VULCANICA. ROCHA BEM SELECIONADA, ALGO IMATURA, COMPOSICIONALMENTE, QUE SOFREU FORTE COMPACTACAO, RECRISTALIZANDO LOCALMENTE AS BORDAS DOS GRAOS. HOUE TAMBEM CIMENTACAO POR SILICA, SINTAXIAL AO QUARTZO. LOCALMENTE OCORREU PERCOLACAO POR OXIDO DE FERRO.

PROGRAMA DE LEVANTAMENTOS GEOLOGICOS BASICOS DO BRASIL

DESCRICAO PETROGRAFICA

PROJETO: POS-GRADUACAO C/C: 2755 PREF: JT NOAFLO: 00062
 PETROGRAFO: MARILIA KOSIN DATA: 01/12/95 SUREG: SA UF: BA
 EQUIPAMENTOS AUXILIARES:

AMOSTRA: 000528 MAPA: . - - - - UTM(E): 232000 UTM(N): 08697000 MC: 39
 LOTE: 2574 Nr. LAB: HF0550

CARACTERISTICAS MESOSCOPICAS

ROCHA BANDADA (?) COMPOSTA POR BANDA CREME A CASTANHA CLARA, ARENITICA FINA, COM QUARTZO E FELDSPATO; E BANDA, ARENITICA MEDIA A GROSSA, COM QUARTZO E ALGUM FELDSPATO. POSSUI CAPA DE ALTERACAO CASTANHA-ESCURA A ROSADA (PERCOLACAO DE OXIDO DE FERRO) BANDAS CREME COM 0,8 A 1,3CM DE ESPESSURA. BANDA COM MAIS DE 5CM E A ROCHA PREDOMINANTE.

CARACTERISTICAS MICROSCOPICAS

TEXTURA: ESTRATIFICADA/BANDADA GRANULACAO
 COMPOSICAO MODAL ROCHA EQUIGRANULAR :
 ESTIMADA: X ROCHA INEQUIGRANULAR: SILTICO-ARENITICA FINA A GROS.
 CALCULADA: MEGA COMPONENTES: QUARTZO

COMPOSICAO MINERALOGICA

MINERAL	Z	MINERAL	Z	MINERAL	Z	MINERAL	Z
QUARTZO MONOCRIST.	077	FELDSPATO	010	CIMENTO SILICA	007	QUARTZO POLICRIST.	005
FRAG. DE ROCHA	001	MATRIZ ARGILOSA	000	SILEX	000	OPACO	000
MUSCOVITA	000	ZIRCAO	000	TURMALINA	000	CIMENTO: OPACO	000
OXIDO DE FERRO	000		000		000		

OBSERVACOES

ROCHA COMPOSTA POR TRES BANDAS DISTINTAS, MARCADAS PELA VARIACAO GRANULOMETRICA: 1- BANDA SILTICO-ARENITICA MEDIA A GROSSA (ATE 0,4MM, ALGUNS ATE 0,8MM); 2- BANDAS SILTICO-ARENITICAS FINAS (ATE 0,15MM ALGUMAS ATE 0,3MM) E 3- BANDA ARENITICA FINA A MUITO GROSSA (0,15 A 1,3MM), QUE E A PREDOMINANTE. TAMBEM HA VARIACAO COMPOSICIONAL, SENDO A BANDA 3 MENOS RICA EM FELDSPATO. OS CONTATOS ENTRE AS BANDAS SAO GRADACIONAIS. OS GRAOS SAO ESFERICOS A ALONGADOS, ANGULOSOS A ARREDONDADOS (QUANTO MAIOR MAIS ARREDONDADO) E TEM CONTATOS CONCAVO-CONVEXOS A SUTURADOS (BANDAS 1 E 2) E RETILINEOS A CONCAVO-CONVEXOS (BANDA 3). NA BANDA 3, E EM MENOR ESCALA NA BANDA 1, OCORREU CIMENTACAO POR SILICA, SINTAXIAL AOS GRAOS DE QUARTZO COM O CONTORNO DOS GRAOS MARCADO POR LINHA DE IMPUREZA. SOMENTE NA BANDA 3 OCORREU CIMENTACAO POR OPACO PULVERULENTO, APOS A CIMENTACAO POR SILICA. OXIDO DE FERRO PERCOLOU TODA A ROCHA, PRINCIPALMENTE AS BANDAS 1 E 2. OCORRE TAMBEM RARA MATRIZ ARGILOSA CLORITIZADA. QUARTZO MONOCRISTALINO COM EXTINCAO ONDULANTE. QUARTZO POLICRISTALINO COMPOSTO POR CRISTAIS MUITO FINOS, DEFORMADOS COM EXTINCAO ONDULANTE, SUBGRANULACAO E CONTATOS SUTURADOS. FELDSPATOS, MICROCLINIO E PLAGIOCLASIO, LIBEIRAMENTE ALTERADOS A ARGILOMINERAL. SILEX (OU CHERT?) COMPOSTO POR QUARTZO CRIPTOCRISTALINO AS VEZES ASSOCIADO A ARGILOMINERAL OU MANCHADO POR OXIDO DE FERRO. OCORREM TAMBEM ZIRCAO, OPACO, MUSCOVITA E TURMALINA AMARRONZADA EM CRISTAIS MUITO FINOS E RAROS FRAGMENTOS DE ARENITO FINO COM MATRIZ ARGILOSA E DE GRANITO(?) COMPOSTO POR QUARTZO E FELDSPATO. A ROCHA SOFREU DIAGENESE COM COMPACTACAO E CIMENTACAO DOS GRAOS, DIMINUINDO SUA POROSIDADE. PERCOLACAO DE OXIDO DE FERRO EM PARTE E DECORRENTE DE INTEMPERISMO POS-DIAGENESE (CAPA DE ALTERACAO). A PRESENCA DE FELDSPATOS POUCO ALTERADOS SUGERE DEPOSICAO EM CLIMA SECO E/OU ARIDO. AS BANDAS 1 E 2 TEM COMPOSICAO SUBARCOSO (+23% DE FELDSPATO) E A BANDA 3 E QUARTZOARENITICA (+4% DE FELDSPATO).

DESCRICAO PETROGRAFICA

PROJETO: POS-GRADUACAO
 PETROGRAFO: MARILIA KOSIN
 EQUIPAMENTOS AUXILIARES:

C/C: 2755
 DATA: 23/01/96

PREF: JT
 SUREG: SA

NOAFLO: 00086
 UF: BA

AMOSTRA: 00086B
 LOTE: 2574

MAPA: , - - - -
 Nr. LAB: HF0553

UTM(E): 294000

UTM(N): 08538000

NC: 39

CARACTERISTICAS MESOSCOPICAS

ROCHA ARROXADA, FRIAVEL, CONGLOMERATICA, LEVEMENTE ESTRATIFICADA, COM AREIA, GRANULOS E SEIXOS DE ATÉ 6CM DE DIAMETRO ENVOLTOS EM MATRIZ SILTICO-ARGILOSA. OCORREM: QUARTZO, FELDSPATO CAULINIZADO E FRAGMENTOS DE GRANITOIDE.

CARACTERISTICAS MICROSCOPICAS

TEXTURA: CONGLOMERATICA

GRANULACAO

COMPOSICAO MODAL

ROCHA EQUIGRANULAR :

ESTIMADA:

ROCHA INEQUIGRANULAR: SILTE A SEIXOS

CALCULADA:

MEGA COMPONENTES: MATRIZ, FRAG. DE GRANITOIDE

COMPOSICAO MINERALOGICA

MINERAL	Z	MINERAL	Z	MINERAL	Z	MINERAL	Z
MATRIZ	000	QUARTZO	000	FRAG. DE GRANIT.	000	FELDSPATO	000
FRAG. METABASICA(?)	000	BIOTITA	000	OPACO	000		000
	000		000		000		000
	000		000		000		000

OBSERVACOES

ROCHA MUITO MAL SOLECIONADA, POUCA COESA, O QUE DIFICULTOU A ELABORACAO DA SECAO DELGADA. O ARCABOUCO E FORMADO POR C LASTOS DESDE SILTE ATE SEIXOS ENVOLTOS EM MATRIZ ARGILOSA, AMARRONADA, RICA EM OXIDO DE FERRO. OS GRAOS SAO IRREGULARES E DE FORMAS VARIADAS, ANGULOSOS A MUITO ANGULOSOS, COM CONTATOS RETILINEOS TANGENCIAIS OU SUPOSTOS POR MATRIZ. O QUARTZO MONOCRISTALINO. FELDSPATOS SENDO ALTERADOS A ARGILA E/OU MUSCOVITA. FRAGMENTOS DE GRANITOIDES FINOS A GROSSOS. ALGUNS GNAISSIFICADOS, COM QUARTZO, FELDSPATOS E BIOTITA VERDE A CASTANHA ALTERANDO-SE A MUSCOVITA. FRAGMENTOS DE ROCHAS METABASICAS (?) COMPOSTOS POR BIOTITA E FELDSPATO? MUITO IMPREGNADOS POR OPACO PULVERULENTO E OXIDO DE FERRO. ROCHA IMATURA TEXTURAL E COMPOSICIONALMENTE, COM PRESERVACAO DE FELDSPATOS E MICAS INDICANDO CLIMA SECO E/OU FRIO. PARECE TER-SE FORMADO PROXIMO A ROCHA FONTE QUE SERIAM PRINCIPALMENTE GRANITOIDES. SOFREU POUCA DIAGENESE. ROCHA SEMELHANTE A JT-76B. NAO FOI POSSIVEL EFETUAR ESTIMATIVA MODAL DEVIDO A GRANDE QUANTIDADE DE BURACOS NA SECAO DELGADA.

PROGRAMA DE LEVANTAMENTOS GEOLOGICOS BASICOS DO BRASIL

DESCRICAO PETROGRAFICA

PROJETO: POS-GRADUACAO C/C: 2755 PREF: JJ NOAFLO: 00101
 PETROGRAFO: MARILIA KOSIN DATA: 25/01/76 SUREG: SA UF: BA
 EQUIPAMENTOS AUXILIARES:

AMOSTRA: 00101 MAPA: , - - - - UTM(E): 277800 UTM(N): 08673000 MC: 39
 LOTE: 2574 Nr. LAB: WFO556

CARACTERISTICAS MESOSCOPICAS

ROCHA CINZA-CLARA A ESCURA, COM PORCOES ALTERADAS DE COR OCRE-AVERMELHADA, ESTRATIFICADA A MICROBANDADA ARENITICA FINA A GROSSA, COM QUARTZO, FELDSPATO E OPACOS. APRESENTA MICROFRATURA.

CARACTERISTICAS MICROSCOPICAS

TEXTURA: ESTRATIFICADA A BANDADA GRANULACAO
 COMPOSICAO MODAL ROCHA EQUIGRANULAR :
 ESTIMADA: X ROCHA INEQUIGRANULAR: SILTE A AREIA MUITO GROSSA
 CALCULADA: MEGA COMPONENTES: MATRIZ, QUARTZO

COMPOSICAO MINERALOGICA

MINERAL	Z	MINERAL	Z	MINERAL	Z	MINERAL	Z
ROCHA 1:	000	QUARTZO MONOCRIST.	045	MATRIZ/CIMENTO	042	FELDSPATO	010
QUARTZO POLICRIST.	001	OPACO	001	FR. GRANITOIDE	001	ROCHA 2:	000
QUARTZO MONOCRIST.	052	MATRIZ	032	FELDSPATO	005	OPACO/OX. DE FERRO	005
FR. ARGILITO	003	QUARTZO DEFORMADO	002	FR. GRANITOIDE	001		

OBSERVACOES

FORAM FEITAS 3 LAMINAS: A(TOPO), B E C(BASE). DA BASE PARA O TOPO TENOS: 1. FAIXA COM PELO MENOS 7CM DE ESPESSURA DE ARENITO MUITO FINO-A MEDIO (0,05 A 0,05MM), MODERADAMENTE SELECIONADO, PODENDO OCORRER CLASTOS NAS FRACOES SILTE OU A REIA GROSSA (0,8 A 1MM). OS CLASTOS SAO ESFERICOS A ALONGADOS, SUBANGULOSOS A SUBARREDONDADOS, COM CONTATOS RETILINEOS A TANGENCIAIS, ENVOLTOS POR MATRIZ ARGILOSA E CIMENTADOS POR SILICA. OCORREM QUARTZO MONOCRISTALINO COM FRACA EXTINCAO ONDULANTE; QUARTZO POLICRISTALINO COM CRISTAIS MUITO FINOS; QUARTZO DEFORMADOS COM SUBGRANULACAO; FELDSPATO POUCO ALTERADO PARA ARGILA; SILEX CRIPTOCRISTALINO, FRAGMENTOS DE GRANITOIDES FINOS COMPOSTOS POR QUARTZO E FELDSPATO; TURMALINA ESVERDEADA E ZIRCO. DO MEIO PARA O TOPO OCORRE OPACO PULVERULENTO ENVOLVENDO OS GRAOS E FORMANDO LAMINACAO SUBMILIMETRICA; 2. INTERCALADA NA ROCHA 1, EM BANDAS COM 1 A 3MM DE ESPESSURA, E SEMELHANTE AQUELA, POREM MAIS POROSA (LIXIVIAAO DA MATRIZ E/OU MENOR CIMENTACAO POR SILICA?). SOFREU INTENSA PERCOLACAO POR OXIDO DE FERRO, FORMANDO PELICULAS AO REDOR DO QUARTZO E SUBSTITUINDO PARCIALMENTE OS FELDSPATOS. A PERCOLACAO DE OXIDO DE FERRO TAMBEM OCORREU NA BORDA DA AMOSTRA E AO LONGO DE FRATURA SUBMILIMETRICA PREENCHIDA POR SILICA. ESTA FRATURA CORTA A ROCHA OBLIQUAMENTE (+-45). 3. EM CONTATO GRADACIONAL COM A ROCHA 1, DEVIDO AO AUMENTO DOS CLASTOS, OCORRE ARENITO FINO A MUITO GROSSO (0,05 A 1,6MM), MAL SELECIONADO, COM CLASTOS ESFERICOS A ALONGADOS, ALGUNS IRREGULARES, ANGULOSOS A SUBARREDONDADOS, COM CONTATOS TANGENCIAIS, AS VEZES RETILINEOS OU SUPOSTADOS POR MATRIZ ARGILOSA IMPREGNADA POR OXIDO DE FERRO. E SEMELHANTE ANTE A ROCHA 1, POREM O FELDSPATO ENCONTRA-SE MAIS ALTERADO E HA MAIOR FREQUENCIA DE FRAGMENTOS DE ROCHA OCORRENDO INCLUSIVE ARGILITOS QUE NAO APARECEM NA ROCHA 1. NO TOPO GRADA NOVAMENTE A ROCHA 1. ROCHAS INATURAS COMPOSICIONALMENTE, QUE SOFRERAM FRACA COMPACTACAO (LEVE DEFORMACAO DOS ARGILITOS) E CIMENTACAO POR SILICA. A PERCOLACAO POR OXIDO DE FERRO ESTA RELACIONADA A PROCESSOS INTEMPERICOS.

DESCRICAO PETROGRAFICA

PROJETO: POS-GRADUACAO
 PETROGRAFO: MARILIA ROSIN
 EQUIPAMENTOS AUXILIARES:

C/C: 2755
 DATA: 12/02/96
 SUREG: SA

PREF: JT
 UF: BA
 NOAFLO: 00111

AMOSTRA: 00111A
 LOTE: 2657
 MAPA: . - - - -
 Nr. LAB: HFF976
 UTM(E): 199900
 UTM(N): 08818000
 NC: 39

CARACTERISTICAS MESOSCOPICAS

ROCHA ARROXEADA, CONGLOMERATICA, ESTRATIFICADA A XISTOSA, CARBONATICA (EFERVESCE AO HCL), COM FRAGMENTOS ORIENTADOS D E 4-6MM, E MANCHADA POR OXIDO DE FERRO.

CARACTERISTICAS MICROSCOPICAS

TEXTURA: MICROCONGLOMERATICA
 COMPOSICAO MODAL
 ESTIMADA: X
 CALCULADA:
 GRANULACAO
 ROCHA EQUIGRANULAR :
 ROCHA INEQUIGRANULAR: MICRITICA; AREIA A SEIXO
 MEGA COMPONENTES: CARBONATO

COMPOSICAO MINERALOGICA

MINERAL	Z	MINERAL	Z	MINERAL	Z	MINERAL	Z
MATRIZ MICRITICA	075	FRAG. CARBONATICOS	013	QUARTZO MONOCRIST.	004	OPACO	003
FRAG. METAVULCAN.	002	CALCEDONIA	002	QUARTZO POLICRIST.	001	QUARTZO DEFORMADO	000
SILEX	000	FRAG. XISTO	000	FELDSPATO	000		000
	000		000		000		

OBSERVACOES

ROCHA ESTRATIFICADA A XISTOSA, MICROCONGLOMERATICA, COM QUARTZO E FRAGMENTOS DE ROCHA ORIENTADOS E SUPTADOS POR MATRIZ CARBONATICA MICRITICA. QUARTZO EM CLASTOS ESFERICOS, SUBARREDONDADOS A ARREDONDADOS, NAS FRACOES AREIA MUITO FINA A GROSSA (0,04 A 0,8MM), EXCEPCIONALMENTE ALONGADO COM 2,5MM (SEIXO POLICRISTALINO). PODE SER MONOCRISTALINO COM EXTINCAO ONDULANTE POLICRISTALINO (QUARTZITO?) COMPOSTO POR CRISTAIS FINOS, OU DEFORMADOS COM SUBGRANULACAO E CONTATOS SUTURADOS. OCORREM TAMBEM RAROS CLASTOS DE FELDSPATO NAO ALTERADO. FRAGMENTOS DE ROCHA ALONGADOS, ARREDONDADOS, COM 0,4 A 5MM (AREIA MEDIA A SEIXO). SAO: 1. MICRITO, AS VEZES ASSOCIADO A QUARTZO MICROCRISTALINO OU CALCEDONIA, SENDO QUE EM UM FRAGMENTO PREDOMINA A SILICA. DIFERENCIA-SE DA MATRIZ POR ESTAR IMPREGNADO E/OU ENVOLTO POR OPACO/OXIDO DE FERRO QUE LHE CONFERE COR MARRON-ESCURA A NEGRA; 2. MICRITO MICROCONGLOMERATICO COM CRISTAIS DE QUARTZO QUEBRADOS, ANGULOSOS, DE TAMANHO AREIA FINA A MEDIA; 3. MICROESPARTO; 4. METAVULCANICA ACIDA (?), MUITO FINA, COMPOSTA POR FELDSPATO, COM OU SEM QUARTZO; 5. SERICITA-QUARTZO XISTO (OU METAVULCANICA SERICITIZADA?) MUITO FINO, MILLONITICO; 6. SILEX. A ROCHA SOFREU DEFORMACAO DUCTIL-RUPTIL, COM GRAOS ROTACIONADOS, ALGUNS ESTIRADOS OU FRATURADOS/QUEBRADOS, COM FRATURAS PREENCHIDAS POR CARBONATO ESPATICO. A MATRIZ CARBONATICA TAMBEM SOFREU RECRISTALIZACAO, PRINCIPALMENTE NO CONTATO COM OS CLASTOS, ONDE OCORRE EM CRISTAIS ESPATICOS ENVOLVENDO-OS OU PREENCHENDO SOMBRAS DE PRESSAO, ONDE PODE OCORRER ASSOCIADA A CALCEDONIA, QUE LOCALMENTE FORMA FRANJA AO REDOR DOS GRAOS. HOUE TAMBEM INTENSA PERCOLACAO POR OXIDO DE FERRO E/OU CIMENTACAO POR OPACO, QUE FORMA MANCHAS ESQUELETICAS DISPERSAS NA ROCHA.

ANEXO 2 C

(AMOSTRAS: JT- 10A; 22A; 51B; 76B)

DESCRICAO PETROGRAFICA

PROJETO: POS-GRADUACAO C/C: 2755 PREF: JT NOAFLO: 00010
 PETROGRAFO: CICERO PEREIRA DATA: /12/95 SUREG: SA UF: BA
 EQUIPAMENTOS AUXILIARES:

AMOSTRA: 00010A MAPA: . - - - - UTM(E): 296500 UTM(N): 08600300 MC: 39
 LOTE: Nr. LAB: HFC282

CARACTERISTICAS MESOSCOPICAS

ROCHA SILICICLASTICA DE TEXTURA MEDIA, COLORACAO AVERMELHADA PALIDA, BEM LITIFICADA, COM ESTRATIFICACAO CRUZADA E UM NIVEL EROSIVO TRUNCANTE E RICO EM OXIDO DE FERRO.

CARACTERISTICAS MICROSCOPICAS

TEXTURA: HETEROGENECA GRANULACAO
 COMPOSICAO MODAL ROCHA EQUIGRANULAR :
 ESTIMADA: ROCHA INEQUIGRANULAR :
 CALCULADA: X MEGA COMPONENTES:

COMPOSICAO MINERALOGICA

MINERAL	%	MINERAL	%	MINERAL	%	MINERAL	%
FELDSPATOS	040	FRI'S	029	QUARTZO	027	CIMENT. OX. DE FER	004
HEMATITA	000	FRM'S	000		000		000
	000		000		000		000
	000		000		000		000

OBSERVACOES

ROCHA SILICICLASTICA DE TEXTURA HETEROGENEA E APRESENTANDO NIVEL DE TRUNCAMENTO QUE SEPARA DOIS TIPOS TEXTURAS E E O REFLEXO DE PEQUENAS VARIACOES DE ENERGIA NO SITIO DEPOSICIONAL. EM FUNCAO DISTO SUA TEXTURA VARIA ENTRE ARENITO FINO E MEDIO. OS CONTATOS ENTRE OS GRAOS VAO DE TANGENCIAL, PLANO A CONCAVO-CONVEXOS. A PRINCIPAL CARACTERISTICA DESSA ROCHA E SEU ALTO TEOR DE FRAGMENTOS DE ROCHAS IGNEAS DE COMPOSICAO GRANITICA E A ELEVADA QUANTIDADE DE FELDSPATOS VACUOLIZADOS. AS FEICOES DIAGENETICAS FORAM: A - COMPACTACAO RELATIVAMENTE INTENSA DE SEU ARCABOUCO. B - INTENSA VACUOLIZACAO DOS FELDSPATOS E TAMBEM ALGUMA ILITIZACAO/SERICITIZACAO DESTES MINERAIS. C - PRECIPITACAO DO CIMENTO DE LIMONITA. AMBIENTE DEPOSICIONAL SUBAQUOSO DE ENERGIA MODERADA E SOB MECANISMO CAOTICO. ENTRETANTO SEM ELEMENTOS PARA CARACTERIZAR O TIPO DE AMBIENTE.

DESCRICAO PETROGRAFICA

PROJETO: POS-GRADUACAO C/C: 2755 PREF: JT NOAFLO: 00022
 PETROGRAFO: CICERO PEREIRA DATA: /01/96 SUREG: SA UF: BA
 EQUIPAMENTOS AUXILIARES:

AMOSTRA: 00022A MAPA: . - - - - UTM(E): 311000 UTM(N): 08777000 MC: 39
 LOTE: Nr. LAB: HFC467

CARACTERISTICAS MESOSCOPICAS

ROCHA SILICICLASTICA, TEXTURA CONGLOMERATICA A DIAMICTITICA, CASTANHO-AVERMELHADO, ELEVADO TEOR DE MATRIZ ARENOSA, BASTANTE LITIFICADA.

CARACTERISTICAS MICROSCOPICAS

TEXTURA: ARENITICA MACICA GRANULACAO
 COMPOSICAO MODAL ROCHA EQUIGRANULAR :
 ESTIMADA: ROCHA INEQUIGRANULAR:
 CALCULADA: X MEGA COMPONENTES:

COMPOSICAO MINERALOGICA

MINERAL	%	MINERAL	%	MINERAL	%	MINERAL	%
FRM'S(METAQUARTZIT	053	QUARTZO	016	FELDSPATOS	006	FRS'S (SILEX)	006
FRS'S(SILTITO FERR	002	FRI'S	001	MATRIZ ARGILOSA	016	CIMENTO SILICOSO	000
	000		000		000		000
	000		000		000		000

OBSERVACOES

A ROCHA DE ONDE FOI RETIRADO O CONTRAMOLDE PARA PREPARAR ESTA LAMINA E UM DIAMICTITO. A PRESENTE LAMINA, QUE NAO E REPRESENTATIVA DA ROCHA, CONTEM PARTE DE UM SEIXO QUE OCUPA MAIS DA METADE DE SUA AREA. DE QUALQUER FORMA TRATA-SE DE UMA ROCHA SILICICLASTICA MACICA. CONSIDERANDO O SEIXO A PARTE, ESSA ROCHA CONTEM FRACAO AREIA TAMENHO MEDIO = 0,20MM (AREIA FINA) E DESVIO PADRAO = 1,19 , MAL SELECIONADA. SEU EMPACOTAMENTO E ABERTO COM CONTATOS ENTRE OS GRAOS DOS TIPOS: TANGENCIAL, PLANO E ALGUNS CONCAVO-CONVEXOS. A MATRIZ DA ROCHA ESTA MASCARADA PELA PIGMENTACAO DE OXIDO DE FERRO. TODAVIA PARECE SER DE ILITA/ESMECTITA OU INTERESTRATIFICADOS. CONSIDERANDO QUE TEXTURALMENTE ESTA ROCHA E UM DIAMICTITO, SUA MATRIZ SERA ARENO-ARGILOSA. AS FEICOES DIAGENETICAS OBSERVADAS NESTA ROCHA FORAM: A) COMPACTACAO NAO MUITO INTENSA. B) INFILTRACAO DO MATERIAL ARGILOSO ATRAVES DE SEUS ESPACOS POROSOS; C) PIGMENTACAO PARCIAL DESTE MATERIAL ARGILOSO PELO OXIDO DE FERRO, LIMONITA; D) RAROS GRAOS DE QUARTZO POSSUEM CRESCIMENTO SINTAXIAL DE SILICA. TODAVIA PARECE QUE ESTE CRESCIMENTO E ANTERIOR A SUA ULTIMA DEPOSICAO, OU SEJA, GRAOS DE QUARTZO RECICLADOS.

DESCRICAO PETROGRAFICA

PROJETO: POS-GRADUACAO C/C: 2757 PREF: JT NOAFLO: 00051
 PETROGRAFO: MARILIA KOSIN DATA: 17/09/95 SUREG: SA UF: BA
 EQUIPAMENTOS AUXILIARES:

AMOSTRA: 00051B MAPA: . - - - - UTM(E): 254250 UTM(N): 08447500 MC: 39
 LOTE: 2540 Nr. LAB: RHC485

CARACTERISTICAS MESOSCOPICAS

ROCHA CINZA-ESCURA, ARGILO ARENOSA, COM QUARTZO FELDSPATOS, OPACO E SULFETO. OCORREM ALGUNS GRANULOS E SEIXOS COM ATÉ 4CM, DE COMPOSICAO GRANITOIDE, ARGILITO OU XISTO. PRESENCIA DE CAMADA ARGILITICA COM 2-3MM DE ESPESSURA, EM CONTATO COM LENTE ARENOSA COM 2-3MM DE ESPESSURA POR 2CM DE COMPRIMENTO.

CARACTERISTICAS MICROSCOPICAS

TEXTURA: CONGLOMERATICA GRANULACAO
 COMPOSICAO MODAL ROCHA EQUIGRANULAR :
 ESTIMADA: X ROCHA INEQUIGRANULAR: SILTE A GRANULOS-SEIXOS
 CALCULADA: MEGA COMPONENTES: MATRIZ ARGILOSA, FRAG. GRANIT.

COMPOSICAO MINERALOGICA

MINERAL	%	MINERAL	%	MINERAL	%	MINERAL	%
MATRIZ ARG-SERIC.	030	FRAG. GRAN/GNAISSE	010	QUARTZO MONOCRIST.	017	MICROCLINIO	017
DIH. CARBONATICO	007	CLORITA	003	FRAG. XISTO/MAZT	003	QUARTZO POLICRIST.	002
PLAGIOCLASIO	001	OPACO/SULFETO	001	FRAG. ARGILITO/FIL	001	OXIDO DE FERRO	000
BIOTITA	000		000		000		

OBSERVACOES

DA BASE PARA O TOPO TEM-SE: 1. ARGILITO SERICITIZADO COM CLASTOS (1-20%) NA FRACAO SILTE A AREIA FINA (ATE 0,2MM), DE QUARTZO, MICROCLINIO, BIOTITA E OPACO, SENDO QUE OS MAIORES OCORREM NO TOPO DA CAMADA; 2. EM CONTATO ABRUPTO COM O A ARGILITO OCORRE LENTE ARCOSEANA, NAS FRACOES AREIA FINA A MUITO GROSSA (0,15 A 2MM), COM CLASTOS EM CONTATO CONCAVO-CONVEXOS A RETILINEOS, CIMENTADOS POR CARBONATOS. OS CLASTOS DA BASE DEFORMAM A CAMADA ARGILITICA LOCALMENTE SENDO OBSERVADA TEXTURA "FLAME". O DIFERENCIA ESTE LEITO DA ROCHA 3 E A AUSENCIA DE MATRIZ, CUJO APARECIMENTO MARCA O CONTATO IRREGULAR ENTRE AS DUAS LITOLOGIAS; 3. E A ROCHA PREDOMINANTE, MUITO MAL SELECIONADA, CONGLOMERATICA, IMATURA COMPOSICIONAL E TEXTURALMENTE, COM CLASTOS NAS FRACOES SILTE A GRANULOS (ATE 3MM NA LAMINA), ESFERICOS, ALONGADOS OU DE FORMAS IRREGULARES, MUITO ANGULOSOS A SUBARREDONDADOS, ALGUNS COM FORMAS EM CUNHA (FACETADOS?). TEM CONTATOS TANGENCIAIS A RETILINEOS E ESTAO ENVOLTOS EM MATRIZ SILTICO-ARGILOSA COM ARGILOMINERAL, SERICITA, CLORITA VERDE E QUARTZO MICROCRISTALINO; E CIMENTADA POR CARBONATO MUITO FINO A FINO. QUARTZO MONOCRISTALINO COM FRACA EXTINCAO ONDULANTE. QUARTZO POLICRISTALINO (QUARTZITO?) INTENSAMENTE DEFORMADO COM SUBGRANULACAO. MICROCLINIO PERTITICO E PLAGIOCLASIO AS VEZES ALTERADOS A ARGILOMINERAL, SERICITA E CARBONATO. OPACO: MAGNETITA E PIRITA? BIOTITA CASTANHA CLORITIZADA, FRAGMENTOS DE: GRANITOIDES/GNAISSE, FINOS A MEIOS, DEFORMADOS COM QUARTZO, MICROCLINIO E PLAGIOCLASIO ALTERADOS OU NAO E AS VEZES BIOTITA CLORITIZADA; QUARTZITO MICACEO A QUARTZO XISTOSO COM CLORITA E/OU MUSCOVITA AS VEZES BIOTITA E OPACO; E ARGILITO/FILITO SERICITIZADOS E NANCHADOS POR OXIDO DE FERRO. A DIAGENESE COMPACTOU E SERICITIZOU A ARGILA, DEFORMOU FRAGMENTOS DE ARGILITO FORMANDO PSEUDOMATRIZ, ALTEROU FELDSPATOS E BIOTITA. HOUVE PERCOLACAO DE OXIDO DE FERRO PRINCIPALMENTE NO CONTATO ARGILITO/ROCHA 2. ESTA PODE TER-SE FORMADO A PARTIR DA ROCHA 3 PELA LIXIVIACAO DA MATRIZ. FELDSPATOS PRESERVADOS INDICAM CLIMA ARIDO E/OU FRIO. AS ROCHAS FONTE SERIAM GRANITOIDES PRINCIPALMENTE, ALEM DE QTZITO./FILITO

PROGRAMA DE LEVANTAMENTOS GEOLOGICOS BASICOS DO BRASIL

DESCRICAO PETROGRAFICA

PROJETO: POS-GRADUACAO C/D: 2755 PREF: JT NOAFLO: 00076
 PETROGRAFO: MARILIA KOSIN DATA: 22/01/96 SUREG: SA UF: BA
 EQUIPAMENTOS AUXILIARES:

AMOSTRAS: 00076B MAPA: . - - - - UTM(E): 294000 UTM(N): 08567000 MC: 39
 LOTE: 2754 Nr. LAB: HFD552

CARACTERISTICAS MESOSCOPICAS

ROCHA MARRON-ARROXADA, CONGLOMERATICA, COM GRANULOS E SEIXOS DE ATÉ 4CM DE DIAMETRO, ENVOLTOS EM MATRIZ SILTICO-ARGILOSA. OS CLASTOS SAO FRAGMENTOS DE GRANITOIDE CAULINIZADOS E ARGILITOS, ALEM DE QUARTZO E FELDSPATO.

CARACTERISTICAS MICROSCOPICAS

TEXTURA: CONGLOMERATICA GRANULACAO
 COMPOSICAO MODAL ROCHA EQUIGRANULAR :
 ESTIMADA: X ROCHA INEQUIGRANULAR: SILTE A SEIXOS
 CALCULADA: MEGA COMPONENTES: MATRIZ, QUARTZO

COMPOSICAO MINERALOGICA

MINERAL	Z	MINERAL	Z	MINERAL	Z	MINERAL	Z
MATRIZ	053	QUARTZO MONOCRIST.	015	FELDSPATO	014	FRAG. GRANITOIDE	013
FRAG. ARGILITO	004	OPACO	001	BIOTITA	000	SILEX	000
ZIRCAO	000		000		000		000
	000		000		000		000

OBSERVACOES

ROCHA MUITO MAL SELECIONADA, CONGLOMERATICA, LEVEMENTE ESTRATIFICADA, OCORRENDO DESDE SILTE ATE SEIXOS ENVOLTOS POR MATRIZ ARGILOSA. OS GRAOS SAO ANGULOSOS A MUITO ANGULOSOS COM FORMAS VARIADAS E IRREGULARES, E COM CONTATOS TANGENCIAIS E SUPOSTOS POR MATRIZ. QUARTZO ESSENCIALMENTE MONOCRISTALINO. FELDSPATOS AS VEZES ALTERADOS A ARGILA. BIOTITA CESTA NHA ALTERANDO-SE A MUSCOVITA. OPACO LIMONITIZADO. FRAGMENTOS DE GRANITOIDES FINOS, POUCO A MUITO DEFORMADOS, COM QUARTZO, FELDSPATOS E BIOTITA. FRAGMENTOS DE ARGILITO LOCALMENTE CONFUNDEM-SE COM A MATRIZ (PSEUDOMATRIZ). SAO COMPOSTOS POR ARGILA MARRON RICA EM OXIDO DE FERRO E COM ALGUM QUARTZO NA FRACAO SILTE. ROCHA IMATURA COMPOSICIONAL E TEXTURALMENTE, PROVAVELMENTE SOFREU POUCO TRANSPORTE, SENDO DEPOSITADA PROXIMO A AREA FONTE. SOFREU POUCA DIAGENESE. A PRESERVACAO DE FELDSPATOS E MICAS INDICA CLIMA SECO E/OU FRIO.

ANEXO 2 D

(AMOSTRAS: JT- 10B; 11B; 13A; 24A; 24B; 39C; 51A; 111B)

DESCRICAO PETROGRAFICA

PROJETO: POS-GRADUACAO C/C: 2755 PREF: JT NOAFLO: 00010
 PETROGRAFO: CICERO PEREIRA DATA: /12/95 SUREG: SA UF: BA
 EQUIPAMENTOS AUXILIARES:

AMOSTRA: 00010B MAPA: . - - - - UTM(E): 296500 UTM(N): 08600300 MC: 39
 LOTE: Nr. LAB: HFC283

CARACTERISTICAS MESOSCOPICAS

ROCHA SILICICLASTICA DE TEXTURA GROSSA/MUITO GROSSA, COR AVERMELHADA A VERMELHA-ACINZENTADA, LEVEMENTE VARIEGADA, BEM LITIFICADA, APARENTEMENTE MACICA.

CARACTERISTICAS MICROSCOPICAS

TEXTURA: GROSSA MACICA GRANULACAO

COMPOSICAO MODAL ROCHA EQUIGRANULAR :
 ESTIMADA: ROCHA INEQUIGRANULAR:
 CALCULADA: X MEGA COMPONENTES:

COMPOSICAO MINERALOGICA

MINERAL	%	MINERAL	%	MINERAL	%	MINERAL	%
FRI'S	090	QUARTZO	007	FELDSPATOS	002	CIMENT. ILIT/SERIC	001
FRM'S	000	HEMATITA	000		000		000
	000		000		000		000
	000		000		000		000

OBSERVACOES

ROCHA DE TEXTURA GROSSA E MAL SELECIONADA APARENTEMENTE MACICA. O ESTUDO DOS DE MAIS PARAMETROS FICARAM PREJUDICADOS E H FUNCAO DA QUALIDADE DA LAMINA COM MUITA PERDA DE MATERIAL DURANTE SUA CONFECCAO. AS FEICOES DIAGENETICAS OBSERVADAS FORAM: A - INTENSA VACUOLIZACAO DE FELDSPATOS, ALEM DE ILITIZACAO/SERICITIZACAO. B - CLORITIZACAO DAS BIOTITAS EM GERAL. C - O ESCASSO CIMENTO OBSERVADO (A LAMINA ESTA INADEQUADA PARA ESTE TIPO DE ESTUDO) PARECE SER DE ILITA/SERICITA . COMO NA LAMINA JT-10A, ESTA ROCHA FOI DEPOSITADA POR UM MECANISMO CAOTICO, NUM AMBIENTE SUBAQUOSO, RASO, E AO QUE TUDO INDICA NAO MUITO DISTANTE DE SUA FONTE.

DESCRICA0 PETROGRAFICA

PROJETO: POS-GRADUACAO
 PETROGRAFO: CICERO PEREIRA
 EQUIPAMENTOS AUXILIARES:

C/C: 2755 PREF: JT
 DATA: /12/95 SUREG: SA UF: BA

NOAFLO: 00011

AMOSTRA: 00011B MAPA: . - - - - UTM(E): 287000 UTM(N): 08583500 NC: 39
 LOTE: Nr. LAB: HFC285

CARACTERISTICAS MESOSCOPICAS

ROCHA SILICICLASTICA, TEXTURA FINA/MEDIA, PURPURA-AVERMELHADA, MUITO ARGILOSA, BASTANTE LITIFICADA E APARENTEMENTE MACICA.

CARACTERISTICAS MICROSCOPICAS

TEXTURA: FINA A MEDIA MACICA GRANULACAO
 COMPOSICAO MODAL ROCHA EQUIGRANULAR :
 ESTIMADA: ROCHA INEQUIGRANULAR:
 CALCULADA: X MEGA COMPONENTES:

COMPOSICAO MINERALOGICA

MINERAL	Z	MINERAL	Z	MINERAL	Z	MINERAL	Z
QUARTZO	035	MATRIZ	047	FELDSPATOS	003	FRM'S	003
FRS'S	011	FRI'S	001	MINERAIS OPACOS	000		

OBSERVACOES

ESTA ROCHA POSSUI ALTO TEOR DE MATRIZ, EMPACOTAMENTO ABERTO, COM O ARCABOUCO SUPTORADO PELA MATRIZ APARENTEMENTE MACICA. SEUS CONSTITUENTES DO ARCABOUCO SAO SUBANGULOSOS A SUBARREDONDADOS PRINCIPALMENTE DE FRM'S (LAMITO) COM GRANULOMETRIA TAMANHO AREIA MEDIA/GROSSA. TEXTURALMENTE E FINA A MEDIA E POSSUI SELECAO POBRE. A ABUNDANTE MATRIZ AVERMELHADA DESSE ARENITO DEVIDO A PIGMENTACAO DE OXIDO DE FERRO, AO MICROSCOPIO PETROGRAFICO REVELA TER SIDO ORIGINADA PARCIAL O U TOTALMENTE PELA DEFORMACAO E DESAGREGACAO DOS FRAGMENTOS DE LAMITO VERMELHO PRESENTES NO ARCABOUCO DA ROCHA. CERCA DE 17% DESTES CONSTITUENTES ENCONTRAM-SE AINDA BEM PRESERVADOS E FORMAM PARTE DO SEU ARCABOUCO. AS FEICOES DIAGENETICAS OBSERVADAS NESTA ROCHA FORAM: A - COMPACTACAO MODERADA, A ROCHA POSSUI ARCABOUCO ABERTO. B - DEFORMACAO E QUEBRAMENTO DOS GRAOS LITICOS, IDENTIFICADOS COM FRAGMENTOS DE LAMITO VERMELHO, QUE CONTRIBUIA PARA A FORMACAO DA MATRIZ E PS EUDO-MATRIZ (GRAOS LITICOS AINDA PRESERVADOS E COMPUTADOS COMO ARCABOUCO). C - CAULINIZACAO INCIPIENTE E ILITIZACAO D E ALGUNS GRAOS DE FELDSPATOS. D - PIGMENTACAO DA MATRIZ POR OXIDO DE FERRO. E - LOCALMENTE E EM PEQUENAS AREAS, SILICIFICACAO DA MATRIZ SOB A FORMA DE MEGAQUARTZO. CONSIDERANDO QUE A ROCHA POSSUI ALTO TEOR DE MATRIZ, E MAL SELECIONADA E IMATURA, SEU AMBIENTE DEPOSICIONAL SERIA DE BAIXA A MODERADA ENERGIA E POSSIVELMENTE SUBAQUOSO RASO.

DESCRICAO PETROGRAFICA

PROJETO: POS-GRADUACAO C/C: 2755 PREF: JT NOAFLO: 00013
 PETROGRAFO: CICERO PEREIRA DATA: /12/95 SUREG: SA UF: BA
 EQUIPAMENTOS AUXILIARES:

AMOSTRA: 00013A MAPA: . - - - - UTM(E): 340300 UTM(N): 08842250 MC: 39
 LOTE: Nr. LAB: HFC461

CARACTERISTICAS MESOSCOPICAS

ROCHA SILICICLASTICA, TEXTURA FINA A MEDIA, COR PURPURA-AVERMELHADA, EXTREMAMENTE LITIFICADA, CIMENTO SILICO-FERRUGINOSO E ESTRATIFICACAO CRUZADA DE PEQUENO PORTE, MASCARADA POR FEICOES DIAGENETICAS E CIMENTACAO POR OXIDO DE FERRO.

CARACTERISTICAS MICROSCOPICAS

TEXTURA: ARENITICA ESTRATIFICADA GRANULACAO
 COMPOSICAO MODAL ROCHA EQUIGRANULAR :
 ESTIMADA: ROCHA INEQUIGRANULAR:
 CALCULADA: X NEGA COMPONENTES:

COMPOSICAO MINERALOGICA

MINERAL	%	MINERAL	%	MINERAL	%	MINERAL	%
QUARTZO	058	FELDSPATOS	027	FRI'S	009	MUSCOVITA	002
CIMENTO DE SILICA	001	CRESC.SINTX.(FELD.	001	HEMATITA	002	TURMALINA	000
	000		000		000		000
	000		000		000		000

OBSERVACOES

ARENITO COM ARCABOUCO EXTREMAMENTE FECHADO, CONTATO ENTRE OS GRAOS DOS TIPOS PLANO, CONCAVO-CONVEXO E LEVEMENTE SUTURADOS. A MEDIANA IGUAL A 0,12MM E O DESVIO PADRAO 1,16 CARACTERIZA ESTA ROCHA COMO POBREMENTE SELECIONADA. BOA PARTE DOS GRAOS DE QUARTZO POSSUEM GEOMETRIA TABULAR, SUGERINDO UMA FONTE METAMORFICA, PROVAVELMENTE UM XISTO. EM ALGUMAS AREAS DA ROCHA HA EVIDENCIA DE DISSOLUCAO DE GRAOS DE QUARTZO. OS GRAOS DE QUARTZO SAO PREDOMINANTEMENTE DO TIPO COMUM OU RETO, OCORRENDO TAMBEM DO TIPO ONDULANTE E ALGUNS POLICOMPOSTOS. OS FELDSPATOS SAO DOMINANTEMENTE POTASSICOS E ALGUNS APRESENTAM CRESCIMENTO SINTAXIAL EM TORNO DOS GRAOS. FRAGMENTOS DE ROCHAS IGNEAS (FRI'S) OCORREM GERALMENTE COM COMPOSICAO GRANITO/GNAISSE. AS MUSCOVITAS APARECEM GERALMENTE ISOLADAS E DEFORMADAS PELOS CONSTITUINTES DO ARCABOUCO DA ROCHA. ROCHA COM MULTIPLAS FEICOES DIAGENETICAS: A) INTENSA COMPACTACAO, HAVENDO MESMO ALGUNS NIVEIS COM ESTILOLITIZACAO O QUE EVIDENCIA TER OCORRIDO DISSOLUCAO POR PRESSAO EM ALGUNS NIVEIS PREFERENCIAIS DA ROCHA. ESTA DISSOLUCAO DEVE TER SIDO CAUSADA POR ACAO DO TECTONISMO PRESENTE NA SEQUENCIA SEDIMENTAR DA AREA. B) CRESCIMENTO SINTAXIAL DE SILICA EM TORNO DOS GRAOS DE QUARTZO. C) GRAOS DE FELDSPATOS TAMBEM COM CRESCIMENTO SINTAXIAL. D) CIMENTO DE OXIDO DE FERRO (HEMATITA). A MAIORIA DOS GRAOS DE FELDSPATOS APRESENTAM-SE INTEMPERIZADOS. GERALMENTE ENCONTRAM-SE VACUOLIZADOS E ILITIZADOS/SERICITIZADOS. NOS NIVEIS ESTILOLITIZADOS AS MICAS ENCONTRAM-SE BASTANTE LIXIVIADAS E DEFORMADAS. NA LAMINA OBSERVA-SE UMA ESTRATIFICACAO SUBPARALELA A MICRO CRUZADA POSSIVELMENTE RESULTANTE DA ESTILOLITIZACAO. ROCHA PROVAVELMENTE DEPOSITADA EM AMBIENTE SUBAQUOSO DE ENERGIA MODERADA. SEM CONDICoes DE DIAGNOSTICAR SEU AMBIENTE COMPLETO.

DESCRICAO PETROGRAFICA

PROJETO: POS-GRADUACAO C/C: 2755 PREF: JT NOAFLO: 00024
 PETROGRAFO: CICERO PEREIRA DATA: /01/96 SUREG: SA UF: BA
 EQUIPAMENTOS AUXILIARES:

AMOSTRA: 00024A MAPA: . - - - - UTM(E): 307000 UTM(N): 08777000 MC: 39
 LOTE: Nr. LAB: HFC468

CARACTERISTICAS MESOSCOPICAS

ROCHA SILICICLASTICA, TEXTURA FINA/MEDIA, COR BEGE-ACASTANHADA, MUITO LITIFICADA, ESTRATIFICACAO SUBHORIZONTAL POUCO PRONUNCIADA, CIMENTO SILICOSO.

CARACTERISTICAS MICROSCOPICAS

TEXTURA: ARENITICA FINA GRANULACAO
 COMPOSICAO MODAL ROCHA EQUIGRANULAR :
 ESTIMADA: ROCHA INEQUIGRANULAR:
 CALCULADA: X MEGA COMPONENTES:

COMPOSICAO MINERALOGICA

MINERAL	%	MINERAL	%	MINERAL	%	MINERAL	%
QUARTZO	064	CINTO.DE SID./DOL.	018	FELDSPATOS	010	SILEX	002
CIMENTO SILICOSO	002	CIMENTO DE OX. FER	002	INTRACLASTOS	001	BIOTITA	001
ZIRCAO	000		000		000		000
	000		000		000		000

OBSERVACOES

ROCHA DE TEXTURA FINA COM MUITO CIMENTO CARBONATICO, ARCABOUCO FECHADO SEM POROSIDADE APARENTE, CONTATOS ENTRE OS GRA OS DOMINANTEMENTE PLANOS, ALGUNS CONCAVO-CONVEXOS. O ARENITO E MUITO FINO E MODERADAMENTE SELECIONADO. AS PRINCIPAIS FEICOES DIAGENETICAS ENCONTRADAS FORAM: A) COMPACTACAO INTENSA DA ROCHA COM DEFORMACAO DOS CONSTITUINTES DUCTEIS. B) PRECIPITACAO DO CIMENTO DE SILICA, SOB A FORMA DE CRESCIMENTO SINTAXIAL, PRE-DATANDO A FORMACAO DO CIMENTO DE SIDERIT A/DOLOMITA. C) PRECIPITACAO DO CIMENTO CARBONATICO SOB A FORMA DE SIDERITA/DOLOMITA. ROCHA SEMELHANTE A DA LAMINA JF-24B. SEU AMBIENTE DEPOSICIONAL TERIA SIDO DE BAIXA ENERGIA, EM AMBIENTE DELTAICO-PALUDAL(?). TODAVIA, TAMBEM E UMA IN TERPRETACAO ESPECULATIVA.

DESCRICAO PETROGRAFICA

PROJETO: POS-GRADUACAO
 PETROGRAFO: CICERO PEREIRA
 EQUIPAMENTOS AUXILIARES:

C/C: 2755 PREF: JT
 DATA: /01/96 SUREG: SA UF: BA

NOAFLO: 00024

AMOSTRA: 00024B MAPA: . - - - - UTM(E): 307000 UTM(N): 0877000 MC: 39
 LOTE: Nr. LAB: HFC469

CARACTERISTICAS MESOSCOPICAS

ROCHA SILICILASTICA, TEXTURA FINA, MARRON-PALIDA, MUITO LITIFICADA E CIMENTADA. ESTRATIFICACAO SUBPARALELA, MILIMETRICA, POUCO PERCEPTIVEL.

CARACTERISTICAS MICROSCOPICAS

TEXTURA: ARENITICA ESTRATIFICADA GRANULACAO
 COMPOSICAO MODAL ROCHA EQUIGRANULAR :
 ESTIMADA: ROCHA INEQUIGRANULAR:
 CALCULADA: X MEGA COMPONENTES:

COMPOSICAO MINERALOGICA

MINERAL	%	MINERAL	%	MINERAL	%	MINERAL	%
QUARTZO	049	CIM. DE SID./DOL.	044	CIM.DE SILICAFELD.	001	FELDSPATOS	002
FRS'S(MICROESPAT.)	002	FRI'S	001	OPACOS	001	TURM./ZIRC./MICAS	000
	000		000		000		000
	000		000		000		000

OBSERVACOES

ROCHA SEM POROSIDADE VISIVEL CONTENDO ALTO TEOR DE CIMENTO CARBONATICO, SENDO QUE A PREDOMINANCIA E DE SIDERITA E DOLOMITA SUBORDINADA. O CIMENTO DE SILICA, EM PERCENTAGEM MUITO PEQUENA, APARECE COMO CRESCIMENTO SINTAXIAL EM TORNO DE ALGUNS GRAOS DE QUARTZO E PRE-DATA A GERACAO DO CIMENTO CARBONATICO. APESAR DO ALTO TEOR DE CIMENTO A ROCHA APRESENTA EMPACOTAMENTO FECHADO, CONTATOS ENTRE GRAOS DO TIPO PLANO. OS GRAOS SAO ANGULOSOS A SUBANGULOSOS. MEDIANA = 0,065MM E DESVIO PADRAO = 0,64. ESTRATIFICACAO PLANO-PARALELA, SUBCENTIMETRICA, BEM EVIDENTE E A ESTRUTURA SEDIMENTAR PRESENT E NA LAMINA. AS FEICOES DIAGENETICAS OBSERVADAS FORAM: A) COMPACTACAO RELATIVAMENTE INTENSA COM DEFORMACAO DOS GRAOS DUCTEIS (MICROESPATITO). B) CIMENTO DE SILICA COMO CRESCIMENTO SINTAXIAL EM TORNO DE ALGUNS GRAOS DE QUARTZO E PRE-DATANDO O CIMENTO CARBONATICO. C) PRECIPITACAO DO CIMENTO CARBONATICO FORMADO POR SIDERITA E DOLOMITA. D) CALCITIZACAO/DOLOMITIZACAO E CAULINIZACAO DE ALGUNS FELDSPATOS. CONSIDERANDO O ALTO TEOR DE SIDERITA/DOLOMITA, PODERIAMOS ADMITIR UM AMBIENTE TRANSICIONAL, OU SEJA, DELATAICO-PALUDAL. TODAVIA, E UMA TENTATIVA DE INTERPRETACAO.

PROGRAMA DE LEVANTAMENTOS GEOLOGICOS BASICOS DO BRASIL

DESCRICAO PETROGRAFICA

PROJETO: POS-GRADUACAO C/C: 2755 PREF: JT NOAFLO: 00039
 PETROGRAFO: CICERO PEREIRA DATA: /02/96 SUREG: SA UF: BA
 EQUIPAMENTOS AUXILIARES:

AMOSTRA: 00039C MAPA: . - - - - UTM(E): 113000 UTM(N): 08793000 NC: 39
 LOTE: Nr. LAB: HFC475

CARACTERISTICAS MESOSCOPICAS

ROCHA SILICICLASTICA, TEXTURA MEDIA, COR CINZA-ESBRANQUICADA A LEVEMENTE ROSA. MUITO CIMENTADA POR CIMENTO SILICOSO, ESTRATIFICACAO CRUZADA SUBLINHADA POR NIVEIS MILIMETRICOS MAIS ESCUROS RICOS EM MINERAIS ARGILOSOS.

CARACTERISTICAS MICROSCOPICAS

TEXTURA: ARENITICA ESTRATIFICADA GRANULACAO
 COMPOSICAO MODAL ROCHA EQUIGRANULAR :
 ESTIMADA: ROCHA INEQUIGRANULAR:
 CALCULADA: X MEGA COMPONENTES:

COMPOSICAO MINERALOGICA

MINERAL	%	MINERAL	%	MINERAL	%	MINERAL	%
QUARTZO	085	CIMENTO DE SILICA	011	CIMENTO ILLI./SER.	002	SILEX	001
BIOTITA LIXIVIADA	001	CIM. OX. DE FERRO	000		000		000
	000		000		000		000
	000		000		000		000

OBSERVACOES

ROCHA EXTREMAMENTE FECHADA, SEM POROSIDADE, FORMADA POR GRAOS ANGULOSOS A SUBARREDONDADOS. TAMANHO MEDIO 0,13-0,16MM E DESVIO PADRAO IGUAL A 0,65. OS GRAOS DE QUARTZO SAO PREDOMINANTES, E POSSUEM CONTATOS PLANOS, SUTURADOS A FORTEMENTE E SUTURADOS. OS TIPOS DE QUARTZO PRESENTES SAO; QUARTZO COMUM, QUARTZO ONDULANTE E QUARTZO POLICOMPOSTO. AS FEICOES D IAGENETICAS OBSERVADAS FORAM: A) FORTE COMPACTACAO COM CONTATOS PLANOS A FORTEMENTE SUTURADOS; B) CIMENTO DE SILICA SOB A FORMA DE CRESCIMENTO SINTAXIAL EM TORNO DOS GRAOS DE QUARTZO; C) POUCO CIMENTO DE ILITA/SERICITA EM PARTE MANGHA DO PELO OXIDO DE FERRO. ESTRUTURAS SEDIMENTARES: ESTRATIFICACAO SUBPARALELA PASSANDO A CRUZADA, EM ESCALA CENTIMETRIC A. CONSIDERANDO SUA COMPOSICAO MINERALOGICA INFERE-SE QUE ESTA ROCHA TENHA SIDO DEPOSITADA EM UM AMBIENTE DE ENERGIA MODERADA/ALTA.

DESCRICAO PETROGRAFICA

PROJETO: POS-GRADUACAO C/C: 2755 PREF: JT NOAFLO: 00051
 PETROGRAFO: CICERO PEREIRA DATA: /02/96 SUREG: SA UF: BA
 EQUIPAMENTOS AUXILIARES:

ANOSTRA: 00051A MAPA: . - - - - UTM(E): 254250 UTM(N): 08447500 HC: 39
 LOTE: Nr. LAB: HFC484

CARACTERISTICAS MESOSCOPICAS

ROCHA SILICICLASTICA DE TEXTURA FINA, COR CINZA-OLIVA CLARA, ESTRATIFICACAO PLANO-PARALELA QUASE RITHICA, QUEBRADICA MEDIANAMENTE LITIFICADA, SEDOSA AO TATO.

CARACTERISTICAS MICROSCOPICAS

TEXTURA: ARENITICA ESTRATIFICADA GRANULACAO
 COMPOSICAO NODAL ROCHA EQUIGRANULAR :
 ESTIMADA: ROCHA INEQUIGRANULAR:
 CALCULADA: X MEGA COMPONENTES:

COMPOSICAO MINERALOGICA

MINERAL	%	MINERAL	%	MINERAL	%	MINERAL	%
QUARTZO	042	FELDSPATOS	005	FRM'S (FILITO)	002	FRM'S(METAQUARTZ.)	003
MATRIZ SERICITICA	045	OPAC.(PIRI.,HEMA.)	003	FRI (GRANITO)	000		000
	000		000		000		000
	000		000		000		000

OBSERVACOES

A CARACTERISTICA MARCANTE DESTA ROCHA E SEU ALTO TEOR DE MATRIZ SERICITICA QUE PROVAVELMENTE RESULTA DA COMPACTACAO E ESMAGAMENTO DOS CLASTOS DE FILITO, MUITO DUCTEIS, PRODUZINDO ASSIM GRANDE QUANTIDADE DE MATRIZ SERICITICA. PEQUENA PARTE (20,0%) DOS CLASTOS DE FILITO FICARAM AINDA PRESERVADOS POSSIBILITANDO SUA IDENTIFICACAO COMO CONSTITUINTES DO ARCABOUCO. ALEM DE FILITO OUTRO TIPO DE ROCHA METAMORFICA PRESENTE E O METAQUARTZITO. RAROS FRAGMENTOS DE ROCHAS IGNEAS, POSSIVELMENTE GRANITO, MAIS OS FELDSPATOS, OS OPACOS, COMPLETAM O ARCABOUCO DA ROCHA. A ROCHA APRESENTA TEXTURA HETEROGENEA, MUITO ARGILOSA E COM ARCABOUCO TAMANHO AREIA FINA. GRAOS ANGULARES A SUBANGULARES E GERALMENTE ALONGADOS. ROCHA COM ALTO TEOR DE MATRIZ SERICITICA DEVIDO A COMPACTACAO E ESMAGAMENTO DOS GRAOS DUCTEIS DE FILITO PRESENTES NA SUA COMPOSICAO. CONSIDEROU-SE MATRIZ TODO CONSTITUINTE NAO MAIS INDIVIDUALIZADO OU RECONHECIDO COMO GRAOS. FEICOES DIAGENETICAS: INTENSA COMPACTACAO DOS MINERAIS DUCTEIS (FILITO) PRODUZINDO PSEUDO-MATRIZ OU MATRIZ COMO AQUI CONSIDERADO; ILITIZACAO/SERICITIZACAO E VACUOLIZACAO DE ALGUNS FELDSPATOS. ESTRATIFICACAO SUBPARALELA E BEM EVIDENTE E SUBLINHA DA PELA DISTRIBUICAO DOS MINERAIS FILITOSOS. CONSIDERANDO A ESTRUTURA SEDIMENTAR EXISTENTE NA ROCHA, INFERE-SE QUE TE NHA SIDO DEPOSITADA EM AMBIENTE SUBAQUOSO E DE BAIXA ENERGIA, SE MARINHO OU CONTINENTAL SOMENTE COM ESTUDOS DE CAMPO, ESTUDANDO A SEQUENCIA ESTRATIGRAFICA.

DESCRICAO PETROGRAFICA

PROJETO: POS-GRADUACAO C/C: 2755 PREF: JT NOAFLO: 00111
 PETROGRAFO: MARILIA KOSIH DATA: 13/02/96 SUREG: SA UF: BA
 EQUIPAMENTOS AUXILIARES:

AMOSTRA: 00111B MAPA: . - - - - UTM(E): 199900 UTM(N): 00818000 MC: 39
 LOTE: 2657 Nr. LAB: HFF977

CARACTERISTICAS MESOSCOPICAS

ROCHA CINZA A OCRE, ESTRATIFICADA, ARENITICA FINA, COM QUARTZO E IMPREGNADA POR OPACO QUE FORMA MANCHAS ESCURAS DANDO ASPECTO MOSQUEDO A ROCHA. CONTEM CARBONATO QUE EFERVESCE AO HCL. OPACO ATRAI O IKA: MAGNETITA.

CARACTERISTICAS MICROSCOPICAS

TEXTURA: PROTOHILONITICA GRANULACAO
 COMPOSICAO MODAL ROCHA EQUIGRANULAR :
 ESTIMADA: X ROCHA INEQUIGRANULAR: ARENITICA MUITO FINA A MEDIA
 CALCULADA: MEGA COMPONENTES: QUARTZO

COMPOSICAO MINERALOGICA

MINERAL	Z	MINERAL	Z	MINERAL	Z	MINERAL	Z
QUARTZO MONOCRIST.	060	CIMENTO SILICA	018	CIMENTO CARBONATO	015	QUARTZO POLICRIST.	004
CIMENTO OPACO	003	CARBONATO	000	FELDSPATO	000	SERICITA	000
	000		000		000		000
	000		000		000		000

OBSERVACOES

ROCHA ARENITICA MUITO FINA A MEDIA (0,1 A 0,5MM), LOCALMENTE GROSSA (ATE 0,9MM), COMPOSTA POR QUARTZO E RARO FELDSPAT O EM GRAOS ESFERICOS, SUBARREDONDADOS A ARREDONDADOS, COM CONTATOS TANGENCIAIS A PLANOS, AS VEZES CONCAVO-CONVEXOS. O QUARTZO PODE SER MONOCRISTALINO COM FRACA A FORTE EXTINCAO ONDULANTE E COM INCLUSOES DE RUTILO, OU POLICRISTALINO COMPOSTO POR CRISTAIS FINOS A MUITO FINOS. FELDSPATO POUCO ALTERADO A CARBONATO. ROCHA ORIGINALMENTE POROSA, POUCO COMPACTADA E QUE FOI CIMENTADA POR 1 OU 2 CAMADAS DE SILICA CRIPTOCRISTALINA (CALCEDONIA) ALTERADA A CARBONATO MICROESPATICO, QUE FECHARAM TOTALMENTE OS POROS. LOCALMENTE HOUVE CIMENTACAO POR OPACO (MAGNETITA), QUE OCORRE JUNTO AOS GRAOS O U ALTERNA-SE A SEQUENCIA SILICA-CARBONATO. OBSERVA-SE AINDA, EM MEIO AOS CIMENTOS, SERICITA QUE PODE TER-SE ORIGINADO A PARTIR DE MATRIZ ARGILOSA. O CARBONATO TAMBEM PODE OCORRER COMO CLASTOS ESPATICOS. A ROCHA SOFREU DEFORMACAO DUCTIL, EVIDENCIADA POR MICROZONAS DE CISALHAMENTO, SUBMILIMETRICAS, QUE FORMAM PADROES SIGMOIDAIS E ONDE O QUARTZO E CIMENTOS FORAM RECRISTALIZADOS FORMANDO FAIXAS MILONITICAS E ULTRAMILONITICAS. EM PARTE A EXTINCAO ONDULANTE DO QUARTZO E DEVIDA A ESTA DEFORMACAO.

ANEXO 2 E

(AMOSTRAS: 41A; 42A; 53B; 111C)

DESCRICA0 PETROGRAFICA

PROJETO: POS-GRADUACAO C/C: 2755 PREF: JT NOAFLO: 00041
 PETROGRAFO: MARILIA KOSIN DATA: 14/09/95 SUREG: SA UF: BA
 EQUIPAMENTOS AUXILIARES:

AMOSTRA: 00041A MAPA: . - - - - UTM(E): 159900 UTM(N): 08705000 MC: 39
 LOTE: 2540 Nr. LAB: HFC476

CARACTERISTICAS MESOSCOPICAS

ROCHA CINZA A OCRE, ARENITICA, MUITO FINA, MACICA, COM QUARTZO. CORTADA POR FRATURA PREENCHIDA POR QUARTZO.

CARACTERISTICAS MICROSCOPICAS

TEXTURA: MACICA GRANULACAO
 COMPOSICAO MODAL ROCHA EQUIGRANULAR :
 ESTIMADA: X ROCHA INEQUIGRANULAR: AREIA FINA A MEDIA
 CALCULADA: MEGA COMPONENTES: QUARTZO

COMPOSICAO MINERALOGICA

MINERAL	%	MINERAL	%	MINERAL	%	MINERAL	%
QUARTZO MONOCRIST.	098	SILEX	001	FELDSPATO	001	SERICITA/MUSCOVITA	000
OPACO/OX. DE FERRO	000	ZIRCAO	000	TURMALINA	000	ARGILA	000
BIOTITA	000		000		000		000
	000		000		000		000

OBSERVACOES

ROCHA BEM SELECIONADA, COMPOSTA ESSENCIALMENTE POR QUARTZO MONOCRISTALINO NA FRACAO AREIA FINA A MEDIA (0,05 A 0,4MM, PODENDO OCORRER ALGUNS CRISTAIS ATE 0,7MM), OS CLASTOS SAO ESFERICOS A ALONGADOS, ANGULARES A ARREDONDADOS, COM CONTATOS CONCAVO-CONVEXOS A SUTURADOS. ESTAO ENVOLTOS POR PELICULA DE OXIDO DE FERRO E SERICITA. OCORRE TAMBEM MICROCLINO, AS VEZES GEMINADO EM GRADE, ALTERANDO-SE A ARGILOMINERAL E SERICITA; SILEX, TURMALINA VERDE A MARRON E MUSCOVITA MUI FINOS; E NODULOS DE ARGILA SERICITIZADA. BIOTITA MARRON OCORRE INCLUSA EM QUARTZO. A DIAGENESE E/OU DEFORMACAO OCA SIONOU COMPACTACAO, SERICITIZACAO DA ARGILA, ALTERACAO DO FELDSPATO, E CIMENTACAO SINTAXIAL DO QUARTZO POR SILICA, POSTERIOR A PERCOLACAO POR OXIDO DE FERRO QUE MARCA O CONTO RNO ORIGINAL DOS GRAOS. A DEFORMACAO DE CARATER COMPRESSIVO DEFORMOU O QUARTZO, GERANDO EXTINCAO ONDULANTE E/OU SUBGRANULACAO E RECRISTALIZANDO AS BORDAS DOS GRAOS. ALGUNS FORAM TOTALMENTE RECRISTALIZADOS GERANDO CRISTAIS MICROCRISTALINOS. EXCEPCIONALMENTE FORMAM-SE FAIXAS CISALHADAS COM 0,3 A 3MM DE ESPESSURA COMPOSTAS PELO QUARTZO MICROCRISTALINO (FRATURAS COMPRESSIVAS). ROCHA METASSEDIMENTAR ARENITICA LEVE ENTE DEFORMADA.

P L G B

PROGRAMA DE LEVANTAMENTOS GEOLOGICOS BASICOS DO BRASIL

DESCRICAO PETROGRAFICA

PROJETO: POS-GRADUACAO
PETROGRAFO: CICERO PEREIRA
EQUIPAMENTOS AUXILIARES:

C/C: 2755 **PREF:** JT **NOAFLO:** 00042
DATA: /02/96 **SUREG:** SA **UF:** BA

ANOSTRA: 00042A **MAPA:** . - - - - **UTM(E):** 160300 **UTM(N):** 08684000 **NC:** 39
LOTE: **Nr. LAB:** HFC47B

CARACTERISTICAS MESOSCOPICAS

ROCHA SILICICLASTICA DE TEXTURA MEDIA/GROSSA COR PURPURA-AVERMELHADA PALIDA, BASTANTE LITIFICADA, ALTO TEOR DE FELDSPATOS CAULINIZADOS. ESTRUTURA SEDIMENTAR NAO PERCEPTIVEL.

CARACTERISTICAS MICROSCOPICAS

TEXTURA: CONGLOMERATICA MACICA **GRANULACAO**
COMPOSICAO MODAL **ROCHA EQUIGRANULAR :**
ESTIMADA: **ROCHA INEQUIGRANULAR:**
CALCULADA: X **MEGA COMPONENTES:**

COMPOSICAO MINERALOGICA

MINERAL	X	MINERAL	X	MINERAL	X	MINERAL	X
QUARTZO	087	FELD. CAULINIZADOS	006	METAQUARTZITO	002	CIMENTO DE CAULINI	002
CIMENTO DE SILICA	002	CIMENT. DE OX.FER.	001		000		000
	000		000		000		000
	000		000		000		000

OBSERVACOES

ROCHA COM EMPACOTAMENTO EXTREMAMENTE FECHADO, CONTATO ENTRE OS GRAOS DO ARCABOUCO VARIANDO ENTRE PLANO A CONCAVO-CONVEXO. GRAOS DE QUARTZO SUBANGULARES A SUBARREDONDADOS. MEDIANA = 0,35MM E DESVIO PADRAO = 0,60. AS FEICOES DIAGENETICAS OBSERVADAS FORAM: A) INTENSA COMPACTACAO DA ROCHA COM SEU ARCABOUCO EXTREMAMENTE FECHADO; B) INTENSA CAULINIZACAO DOS FELDSPATOS CUJOS GRAOS FORAM RECONHECIDOS PELOS SEUS CONTORNOS; C) DEPOSICAO DO CIMENTO SILICOSO SOB A FORMA DE CRESCIMENTO SINTAXIAL EM TORNO DOS GRAOS DE QUARTZO; D) PRECIPITACAO DO CIMENTO DE CAULINITA POS-DATANDO O CIMENTO DE SILICA E PRECIPITACAO DE CIMENTO DE OXIDO DE FERRO (HEMATITA/LIMONITA) COMO EVENTO DIAGENETICO MAIS RECENTE; F) ALTERACAO DE FELDSPATOS PARA ILITA/SERICITA; G) VACUOLIZACAO; H) CLORITIZACAO DOS FRAGMENTOS DE ROCHAS IGNEAS BASICAS. ALGUMAS MICAS TAMBEM ENCONTRAM-SE CLORITIZADAS. A LAMINA APRESENTA-SE APARENTEMENTE MACICA. INTERPRETACAO AMBIENTAL: DEPOSICAO CAOTICA AMBIENTES SUBAQUOSO RASO. SOMENTE COM ESTUDOS DE CAMPO PODEREMOS DEFINIR SEU AMBIENTE DEPOSICIONAL.

P L G B

PROGRAMA DE LEVANTAMENTOS GEOLOGICOS BASICOS DO BRASIL

DESCRICAO PETROGRAFICA

PROJETO: POS-GRADUACAO
PETROGRAFO: MARILIA KOSIN
EQUIPAMENTOS AUXILIARES:

C/C: 2755
DATA: 03/10/95

PREF: JT
SUREG: SA

NOAFLO: 00053
UF: BA

AMOSTRA: 00053B
LOTE: 2574

MAPA: . - - - -
Nr. LAB: HFD547

UTM(E): 242000

UTM(N): 08737000

NC: 39

CARACTERISTICAS MESOSCOPICAS

ROCHA EM PARTE CINZA-ESCURA, EM PARTE ROSADA, ARENITICA FINA, COM QUARTZO E CIMENTADA POR SILICA E/OU FELDSPATO ROSADO.

CARACTERISTICAS MICROSCOPICAS

TEXTURA: ORIENTADA

GRANULACAO

COMPOSICAO MODAL

ROCHA EQUIGRANULAR :

ESTIMADA: X

ROCHA INEQUIGRANULAR: AREIA MUITO FINA A GROSSA

CALCULADA:

MEGA COMPONENTES: QUARTZO

COMPOSICAO MINERALOGICA

MINERAL	X	MINERAL	X	MINERAL	X	MINERAL	X
QUARTZO MONOCRIST.	060	CIMENTO SILICOSO	015	CIMENTO FELDSPATIC	013	MICROCLINIO/ORTOCL	006
QUARTZO POLICRIST.	002	QUARTZO POLIC.DEF.	002	OPACO/OX. DE FERRO	001	CHERT/SILEX	001
PLAGIOCLASIO	000	FRAG. ARGILITO	000	FRAG. QUARTZITO	000	ZIRCAO	000
MUSCOVITA	000		000		000		

OBSERVACOES

ROCHA ARENITICA MUITO FINA A GROSSA (0,1 A 0,6MM, EXCEPCIONALMENTE 1 A 1,5MM), MODERADA A BEM SELECIONADA, COM QUARTZO E FELDSPATOS EM GRAOS ESFERICOS, ALGUNS ALONGADOS, SUBANGULOSOS A ARREDONDADOS, COM CONTATOS CONCAVO-CONVEXOS, AS VEZES SUTURADOS. QUARTZO MONOCRISTALINO COM EXTINCAO ONDULANTE E ALGUNS POSSUEM INCLUSOES DE TURMALINA OU RUTILO ACICULAR. QUARTZO POLICRISTALINO FINO A MUITO FINO. QUARTZO DEFORMADO INTENSAMENTE RECRISTALIZADO, COM FORTE EXTINCAO ONDULANTE E SUBGRANULACAO. ALGUNS SAO FRAGMENTOS DE QUARTZO MUITO FINO, COM SERICITA E OPACO. FELDSPATOS: MICROCLINIO PERTITICO GEMINADO EM GRADE OU ORTOCLASIO IMPREGNADOS POR OXIDO DE FERRO (HEMATITA?); PLAGIOCLASIO GEMINADO ALBITA. ALGUNS FELDSPATOS ESTAO BASTANTE ALTERADOS. CHERT/SILEX MICROCRISTALINO, AS VEZES SUJO POR OPACO PULVERULENTO. FRAGMENTO DE ARGILITO SERICITIZADO. OPACO MUITO FINO (SULFETO?). A ROCHA FOI BASTANTE COMPACTADA POR Acao DIAGENETICA, OU MESMO FRACA DEFORMACAO TECTONICA, COM RECRISTALIZACAO/GRANULACAO DE UNS POUCOS CRISTAIS DE QUARTZO E DEFORMACAO DE FRAGMENTOS DE ARGILITO, QUARTZITO E CHERT. OS CLASTOS FORAM ENVOLTOS POR PELICULA DE OXIDO DE FERRO E CIMENTACAO POR FELDSPATO POTASSICO ROSADO (IMPREGNADO POR HEMATITA?), MUITO FINO A MICROCRISTALINO E POR ULTIMO CIMENTACAO POR SILICA MUITO FINA COMPLETANDO O PREENCHIMENTO DE POROS NAO TOTALMENTE FECHADOS COM FELDSPATOS. QUANDO O CIMENTO E GRAOS TEM A MESMA COMPOSICAO, O CRESCIMENTO DA-SE EM CONTINUIDADE OTICA COM O CRISTAL.

P L G B

PROGRAMA DE LEVANTAMENTOS GEOLOGICOS BASICOS DO BRASIL

DESCRICAO PETROGRAFICA

PROJETO: POS-GRADUACAO
 PETROGrafo: MARILIA KOSIN
 EQUIPAMENTOS AUXILIARES:

C/C: 2755 PREF: JT NOAFLO: 00111
 DATA: 13/02/96 SUREG: SA UF: BA

AMOSTRA: 00111C MAPA: . - - - - UTM(E): 199900 UTM(N): 08818000 NC: 39
 LOTE: 2657 Nr. LAB: HFF97B

CARACTERISTICAS MESOSCOPICAS

ROCHA CASTANHO-ESVERDEADA, MACICA, ARENITICA MUITO FINA, COM QUARTZO E FELDSPATO. ESTA CORTADA POR FRATURAS OU MICROZONAS DE CISALHAMENTO SUBMILIMETRICAS.

CARACTERISTICAS MICROSCOPICAS

TEXTURA: MACICA A ESTRATIFICADA GRANULACAO
 COMPOSICAO MODAL ROCHA EQUIGRAMULAR :
 ESTIMADA: X ROCHA INEQUIGRAMULAR: SILTE A AREIA FINA
 CALCULADA: MEGA COMPONENTES: QUARTZO

COMPOSICAO MINERALOGICA

MINERAL	X	MINERAL	X	MINERAL	X	MINERAL	X
QUARTZO MONOCRIST.	045	FELDSPATO	022	MATRIZ ARGILOSA	020	QUARTZO POLICRIST.	005
FRAG. METAVULC.	005	FRAG. ARGILITO	002	CARBONATO	001	BIOTITA	000
OPACO	000	FRAG. GRANITOIDE	000	SILEX	000	TURMALINA	000
MUSCOVITA	000	ZIRCAO	000	EPIDOTO/ALLANITA?	000		

OBSERVACOES

ROCHA MACICA A LEVEMENTE ESTRATIFICADA, SILTICO-ARENITICA MUITO FINA A FINA (ATE 0,2MM), COM ALGUNS CLASTOS ARENITICOS MEDIOS (ATE 0,5MM). OS CLASTOS SAO ESFERICOS OU ALONGADOS SUBANGULOSIOS A ARREDONDADOS, COM CONTATOS PLANOS E ENVOLTOS POR MATRIZ ARGILOSA CLORITIZADA E IMPREGNADA POR OXIDO DE FERRO. QUARTZO MONOCRISTALINO COM FRACA ESTINCAO ONDULANTE OU POLICRISTALINO MUITO FINO, DEFORMADO. FELDSPATO LIGEIRAMENTE ALTERADO A ARGILA. CARBONATO EM CRIATAIS ESPATICOS (CIMENTO OU CLASTOS?). OPACO LIMONITIZADO. BIOTITA CLORITIZADA E MUSCOVITA EM PALHETAS MUITO FINAS. TURMALINA VERDE-AZULADA. FRAGMENTOS DE: 1. ARGILITO; 2. METAVULCANICA (?) FELDSPATICA MUITO FINA, BASTANTE ALTERADA A ARGILA E CLORITIZADA; 3. GRANITOIDE FINO QUARTZO FELDSPATICO, MILONITICO. FRAGMENTOS DE ARGILITO E NICAS DEFORMADOS INDICAM COMPACTACAO DURANTE A DIAGENESE, QUE, DEVIDO A FORMACAO DA CLORITA, PROVAVELMENTE OCORREU EM AMBIENTE MARINHO PROXIMO A COSTA. O CORREM AINDA MICROZONAS DE CISALHAMENTO COM 0,1-0,3MM DE ESPESSURA, ONDE QUARTZO E FELDSPATOS FORAM RECRISTALIZADOS/MILONITIZADOS.

ANEXO 2 F
(AMOSTRAS: JT-16A; 80)

DESCRICAO PETROGRAFICA

PROJETO: POS-GRADUACAO C/C: 2755 PREF: JT NOAFLO: 00016
 PETROGRAFO: CICERO PEREIRA DATA: /01/96 SUREG: SA UF: BA
 EQUIPAMENTOS AUXILIARES:

AMOSTRA: 00016A MAPA: . - - - - UTM(E): 343000 UTM(N): 08841500 NC: 39
 LOTE: Nr. LAB: HFC465

CARACTERISTICAS MESOSCOPICAS

ROCHA SILICILASTICA, TEXTURA GROSSA, COR ROSEA-PALIDO A ESBRANQUICADA. ESTRATIFICACAO CRUZADA POUCO PRONUNCIADA. ROCHA MUITO INTEMPERIZADA COM BOA PARTE DOS FELDSPATOS JA CAULINIZADOS.

CARACTERISTICAS MICROSCOPICAS

TEXTURA: ARENITICA MACICA GRANULACAO
 COMPOSICAO MODAL ROCHA EQUIGRANULAR :
 ESTIMADA: ROCHA INEQUIGRANULAR :
 CALCULADA: X NEGA COMPONENTES:

COMPOSICAO MINERALOGICA

MINERAL	%	MINERAL	%	MINERAL	%	MINERAL	%
FRI'S	047	QUARTZO	028	FELDSPATOS	012	FRM'S(METAQUARTZ.)	005
FRM'S (NICAXISTO)	003	CIMENTO DE FELDSP.	003	CIMENTO DE SILICA	002	CIMENTO DE GOETITA	000
HEMAT. E LIMONITA	000		000		000		000
	000		000		000		000

OBSERVACOES

ROCHA APARENTEMENTE MACICA, SILICICLASTICA, APRESENTANDO EMPACOTAMENTO FECHADO, COM CONTATOS PLANOS, CONCAVO-CONVEXOS E ALGUNS LEVEMENTE SUTURADOS. A GRANULOMETRIA VARIA DE MEDIA/GROSSA A GRANULOSA E OS GRAOS SUBALGULOSOS A SUBARREDONDADOS. OS CONSTITUINTE PREDOMINANTES DO SEU ARCABOUCO SAO OS FRAGMENTOS DE ROCHAS IGNEAS, SECUNDADOS POR GRAOS DE QUARTZO E FELDSPATOS POTASSICOS. APARECEM TAMBEM ALGUNS FRAGMENTOS DE METAQUARTZITO E NICAXISTOS. FOI OBSERVADO UM FRAGMENTO DE GRANITO GRAFICO. FEICOES DIAGENETICAS: ALEM DA COMPACTACAO DA ROCHA OBSERVA-SE ALTERACOES DOS FELDSPATOS QUE APARECEM VACUOLIZADOS, ILITIZADOS/SERICITIZADOS, RARAMENTE CAULINIZADOS. TRES TIPOS DE CIMENTO OCORREM NESTA ROCHA. CIMENTO DE FELDSPATO COMO CRESCIMENTO SINTAXIAL EM TORNO DOS GRAOS DE FELDSPATOS. CIMENTO DE SILICA TAMBEM COMO CRESCIMENTO SINTAXIAL EM TORNO DOS GRAOS DE QUARTZO E FINALMENTE CIMENTO DE OXIDO DE FERRO, LIMONITA E POSSIVELMENTE GOETITA.

DESCRICAO PETROGRAFICA

PROJETO: POS-GRADUACAO
 PETROGRAFO: MARILIA KOSIN
 EQUIPAMENTOS AUXILIARES:

C/C: 2753
 DATA: 08/02/96
 PREF: JJ
 SUREG: SA
 UF: BA

NOAFLO: 00080

AMOSTRA: 00080 MAPA: . - - - - UTM(E): 297000 UTM(N): 08597500 MC: 39
 LOTE: 2657 Nr. LAB: HFF974

CARACTERISTICAS MESOSCOPICAS

ROCHA ARROXEADA, ARENITICA FINA, ESTRATIFICADA COM MARCAS DE ONDA E ESTRATIFICACAO CRUZADA. CONTEM QUARTZO E FELDSPAT O E ESTA MANCHADA POR OXIDO DE FERRO.

CARACTERISTICAS MICROSCOPICAS

TEXTURA: ESTRATIFICADA GRANULACAO
 COMPOSICAO MODAL ROCHA EQUIGRANULAR :
 ESTIMADA: X ROCHA INEQUIGRANULAR: AREIA MUITO FINA A FINA
 CALCULADA: MEGA COMPONENTES: FELDSPATO

COMPOSICAO MINERALOGICA

MINERAL	Z	MINERAL	Z	MINERAL	Z	MINERAL	Z
FELDSPATO	075	QUARTZO	020	OXIDO DE FERRO	004	OPACO	001
CIMENTO SILICA	000	BIOTITA	000	ZIRCAO	000	MUSCOVITA	000
	000		000		000		000
	000		000		000		000

OBSERVACOES

ROCHA ARENITICA MUITO FINA A FINA (0,05 A 0,3MM), COMPOSTA POR CLASTOS DE QUARTZO E FELDSPATO, ALONGADOS OU COM FORMAS IRREGULARES, ANGULOSOS A SUBARREDONDADOS, COM CONTATOS CONCAVO-CONVEXOS E CIMENTADOS POR OXIDO DE FERRO (HEMATITA?) E POR SILICA. QUARTZO MONOCRISTALINO COM FRACA EXTINCAO ONDULANTE, AS VEZES PODE SER POLICRISTALINO. FELDSPATOS ALTERNADOS A ARGILOMINERAL E IMPREGNADOS POR OXIDO DE FERRO. OPACO LEMONITIZADO. BIOTITA ESVERDEADA. LOCALMENTE OBSERVA-SE ESTRATIFICACAO CRUZADA MARCADA PELO ARRANJO PLANAR DOS CLASTOS EM DIRECOES OBLIGUAS ENTRE SI. ROCHA BEM SELECIONADA, INATURA COMPOSICIONALMENTE E QUE SOFREU COMPACTACAO DOS GRAOS ASSOCIADA A CIMENTACAO E ALTERACAO DO FELDSPATO.

ANEXO 2 G

(AMOSTRAS: JT- 03; 07; 11A; 11E; 18; 48B; 52; 70)

DESCRICAO PETROGRAFICA

PROJETO: POS-GRADUACAO
 PETROGRAFO: MARILIA KOSIN
 EQUIPAMENTOS AUXILIARES:

C/C: 2755
 DATA: 25/09/95

PREF: JT
 SUREG: SA

NOAFLO: 00003
 UF: BA

AMOSTRA: 00003
 LOTE: 2528

MAPA: . - - - -
 Nr. LAB: HFC276

UTM(E): 285100

UTM(N): 08671700

MC: 39

CARACTERISTICAS MESOSCOPICAS

ROCHA ROSADA, ESTRATIFICADA/LAMINADA, COM ALTERNANCIA DE LEITOS ARGILOSOS E LEITOS SILTICOS.

CARACTERISTICAS MICROSCOPICAS

TEXTURA: LAMINADA

GRANULACAO

COMPOSICAO MODAL

ROCHA EQUIGRANULAR :

ESTIMADA: X

ROCHA INEQUIGRANULAR: ARGILA A SILTE

CALCULADA:

MEGA COMPONENTES: ARGILA

COMPOSICAO MINERALOGICA

MINERAL	%	MINERAL	%	MINERAL	%	MINERAL	%
MATRIZ ARGILA SERI	091	QUARTZO	006	FELDSPATOS	001	SILEX	001
FRAG. ARGILITO	001	TURMALINA	000	OPACO/LEUCOXENIO	000		000
	000		000		000		000
	000		000		000		000

OBSERVACOES

ROCHA COM ALTERNANCIA DE LEITOS COM 0,5 A 2MM DE ESPESSURA, ORA SILTICO-ARGILOSOS, ORA SILTICOS A SILTICO-ARENOSOS. OS CLASTOS TEM GRANULOMETRIA SILTE A AREIA MUITO FINA (ATE 0,1MM), COM CONTATOS TANGENCIAIS OU SUPOSTADOS POR MATRIZ, PODENDO EM ALGUNS LEITOS, TER CONTATOS CONCAVO-CONVEXOS A RETILINEOS. A MATRIZ E COMPOSTA POR ARGILA SERICITIZADA E IMPREGNADA POR OXIDO DE FERRO (HEMATITA?) E POR QUARTZO MICRO A CRIPTOCRISTALINO. A SERICITA ORIENTA-SE PARALELA A LAMINACAO. OS CLASTOS SAO MUITO ANGULOSOS, PARECENDO "CACOS" DE CRISTAIS MAIORES QUEBRADOS/ CATACLASADOS. OS FELDSPATOS, MICROCLINIO E PLAGIOCLASIO, ESTAO POUCO OU NAO ALTERADOS. TURMALINA ESVERDEADA. OPACO EM PARTE ALTERADO A LEUCOXENIO. FRAGMENTOS DE ARGILITO COM 0,3 A 1MM DE DIAMETRO ESTAO LEVEMENTE DEFORMADOS E SUA DEPOSICAO CAUSOU DEFORMACAO DAS CAMADAS ARGILOSAS SOB OS MESMOS. A ROCHA PARECE TER SOFRIDO FRACA DEFORMACAO (CATACLASE?) COM QUEBRA DOS CLASTOS, COMPACTACAO E SERICITIZACAO DA ARGILA. OCORREU TAMBEM PERCOLACAO DE OXIDO DE FERRO QUE LOCALMENTE CONCENTRA-SE EM LEITOS SUBMILIMETRICOS (0,1-0,2MM). LOCALMENTE OCORRE QUARTZO MICROCRISTALINO (SILEX?) FORMANDO AGREGADOS COM 0,2-0,4MM. PARECE TER-SE ORIGINADO POR REMOBILIZACAO DE QUARTZO.

P L G B

PROGRAMA DE LEVANTAMENTOS GEOLOGICOS BASICOS DO BRASIL

DESCRICAO PETROGRAFICA

PROJETO: POS-GRADUACAO
PETROGRAFO: MARILIA KOSIN
EQUIPAMENTOS AUXILIARES:

C/C: 2755
DATA: 11/09/95

PREF: JT
SUREG: SA

NOAFLO: 00007
UF: BA

AMOSTRA: 00007
LOTE: 2528

MAPA: . - - - -
Nr. LAB: HFC279

UTM(E): 283500

UTM(N): 08664400

NC: 39

CARACTERISTICA MESOSCOPICAS

ROCHA CASTANHO-ROSA, SILTICO-ARGILOSA, LAMINADA, COMPOSTA ESSENCIALMENTE POR ARGILAS.

CARACTERISTICAS MICROSCOPICAS

TEXTURA: ESTRATIFICADA

GRANULACAO

COMPOSICAO MODAL

ROCHA EQUIGRANULAR : SILTE A ARGILA

ESTIMADA: X

ROCHA INEQUIGRANULAR:

CALCULADA:

MEGA COMPONENTES: ARGILOMINERAL, CARBONATO

COMPOSICAO MINERALOGICA

MINERAL	Z	MINERAL	Z	MINERAL	Z	MINERAL	Z
ARGILOMINERAL	000	CARBONATO	000	OXIDO DE FERRO	000	QUARTZO(SILTE)	000
SERICITA	000		000		000		000
	000		000		000		000
	000		000		000		000

OBSERVACOES

ROCHA SILTICO-ARGILOSA, ESTRATIFICADA, COMPOSTA ESSENCIALMENTE POR ARGILOMINERAL; CARBONATO, QUARTZO E SERICITA NA FRACAO SILTE; E IMPREGNADA POR OXIDO DE FERRO. QUARTZO PODE OCORRER TAMBEM NA FRACAO AREIA FINA (+-0,1MM), EM CRISTAIS ANGULOSOS QUE TENDEN A SE CONCENTRAR EM LEITOS COM 0,2MM DE ESPESSURA. A ROCHA SOFREU DIAGENESE COM FORMACAO DE SERICITA A PARTIR DA ARGILA. CARBONATO MICRITICO A MICROESPATICO. QUARTZO PERFAZ MENOS DE 1% DA ROCHA.

P L G B

PROGRAMA DE LEVANTAMENTOS GEOLOGICOS BASICOS DO BRASIL

DESCRICAO PETROGRAFICA

PROJETO: POS-GRADUACAO C/C: 2755 PREF: JT NOAFLO: 00011
PETROGRAFO: CICERO PEREIRA DATA: /12/95 SUREG: SA UF: BA
EQUIPAMENTOS AUXILIARES:

AMOSTRA: 00011A MAPA: . - - - - UTM(E): 287000 UTM(N): 08583500 NC: 39
LOTE: Nr. LAB: HFC284

CARACTERISTICAS MESOSCOPICAS

ROCHA SILICICLASTICA, TEXTURA MUITO FINA (TAMANHO ARGILA) COR VEMELHA, FRATURA CONCHOIDAL.

CARACTERISTICAS MICROSCOPICAS

TEXTURA: PELITICA ESTRATIFICADA GRANULACAO
COMPOSICAO MODAL ROCHA EQUIGRANULAR :
ESTIMADA: ROCHA INEQUIGRANULAR:
CALCULADA: MEGA COMPONENTES:

COMPOSICAO MINERALOGICA

MINERAL	Z	MINERAL	Z	MINERAL	Z	MINERAL	Z
	000		000		000		000
	000		000		000		000
	000		000		000		000
	000		000		000		000

OBSERVACOES

ROCHA SILICICLASTICA DE TEXTURA MUITO FINA, COR AVERMELHADA, ESTRATIFICACAO SUBPARALELA MILIMETRICA. OS CONSTITUINTES PREDOMINANTES SAO: OXIDO DE FERRO COMO PIGMENTO/CIMENTO SOB FORMA DE LIMONITA; QUARTZO; PALHETAS DE BIOTITA; E ALGUNS MINERAIS OPACOS NAO IDENTIFICADOS.

P L G B

PROGRAMA DE LEVANTAMENTOS GEOLOGICOS BASICOS DO BRASIL

DESCRICAO PETROGRAFICA

PROJETO: POS-GRADUACAO
PETROGRAFO: CICERO PEREIRA
EQUIPAMENTOS AUXILIARES:

C/C: 2755 **PREF:** JT
DATA: /12/95 **SUREG:** SA **UF:** BA

NOAFLO: 00011

AMOSTRA: 00011E
LOTE:

MAPA: . - - - -
Nr. LAB: HFC288

UTM(E): 287000

UTM(N): 08583500

NC: 39

CARACTERISTICAS MESOSCOPICAS

ROCHA SILICICLASTICA COM TEXTURA MUITO FINA, COR CINZA-ESVERDEADA PALIDA, FRATURA CONCHOIDAL, LEVEMENTE MICACEA E ARENOSA, MEDIANAMENTE LITIFICADA.

CARACTERISTICAS MICROSCOPICAS

TEXTURA: MUITO FINA **GRANULACAO**
COMPOSICAO MODAL **ROCHA EQUIGRANULAR :**
ESTIMADA: **ROCHA INEQUIGRANULAR:**
CALCULADA: **MEGA COMPONENTES:**

COMPOSICAO MINERALOGICA

MINERAL	%	MINERAL	%	MINERAL	%	MINERAL	%
	000		000		000		000
	000		000		000		000
	000		000		000		000
	000		000		000		000

OBSERVACOES

ROCHA SILICICLASTICA, TEXTURA MUITO FINA, CONSTITUIDA POR UMA MISTURA DE ILITA/ESMECTITA E POSSIVELMENTE DE INTERESTRATIFICADOS. ASSOCIADOS OCORREM GRAOS DE QUARTZO TAMANHO MEDIO DE 0,15MM (AREIA FINA) E ALGUMAS LAMELAS DE MUSCOVITA. A ROCHA E CONSTITUIDA POR UMA "MASSA" ARGILOSA, COM CERCA DE 2-3% DE GRAOS DE QUARTZO TAMANHO AREIA FINA, DISPERSOS NA ARGILA. LAMINA COM MUITA PERDA DE MATERIAL, SEM CONDICoes DE VERIFICAR AS ESTRUTURAS SEDIMENTARES PRESENTES. AMBIENTE DEPOSICIONAL SUBAQUOSO DE BAIXA ENERGIA. SE MARINHO OU LACUSTRINO SOMENTE COM RELACOES DE CAMPO OBSERVANDO AS SEQUENCIAS VERTICAIS.

PROGRAMA DE LEVANTAMENTOS GEOLOGICOS BASICOS DO BRASIL

DESCRICAO PETROGRAFICA

PROJETO: POS-GRADUACAO
 PETROGRAFO: MARILIA KOSIN
 EQUIPAMENTOS AUXILIARES:

C/C: 2755
 DATA: 13/09/95

PREF: JT
 SUREG: SA

NOAFLO: 00018
 UF: BA

AMOSTRA: 00018
 LOTE: 2540

MAPA: . - - - -
 Nr. LAB: HFC466

UTM(E): 312750

UTM(N): 08885000

NC: 39

CARACTERISTICAS MESOSCOPICAS

ROCHA CINZA, MUITO FINA, XISTOSA/MILONITICA, MICROBANDADA A LAMINADA, COM SERICITA E QUARTZO. A FOLIACAO ENCONTRA-SE CRENULADA POR INTERSECAO DO TIPO S-C.

CARACTERISTICAS MICROSCOPICAS

TEXTURA: MILONITICA MICROBANDADA

GRANULACAO

COMPOSICAO MODAL

ROCHA EQUIGRANULAR :

ESTIMADA: X

ROCHA INEQUIGRANULAR: MUITO FINA A MICROCRISTALINA

CALCULADA:

MEGA COMPONENTES: QUARTZO, SERICITA

COMPOSICAO MINERALOGICA

MINERAL	Z	MINERAL	Z	MINERAL	Z	MINERAL	Z
QUARTZO	050	SERICITA	035	CARBONATO	010	OPACO	005
OXIDO DE FERRO	000	FELDSPATO	000		000		000
	000		000		000		000
	000		000		000		000

OBSERVACOES

ROCHA MICROBANDADA A LAMINADA COM ALTERNANCIA DE BANDAS QUARTZOSAS COM 0,1 A 1,5MM DE ESPESSURA E BANDAS MICACEAS COM 0,1 A 1MM. AS BANDAS QUARTZOSAS SAO COMPOSTAS POR QUARTZO INTENSAMENTE RECRISTALIZADO, ANEDRAL MUITO FINO A MICROCRISTALINO. LOCALMENTE PODEM OCORRER CRISTAIS COM 0,2 A 1,5MM, PORFIROCLASTICOS, NAO TOTALMENTE RECRISTALIZADOS, COM BORDAS GRANULADAS, EXTINCAO ONDULANTE E/OU SUBGRANULACAO. OCORRE ASSOCIADO A DOIS TIPOS DE CARBONATO: 1. EUEDRAL ROMBOEDRICO A SUBEDRAL, FINO A MUITO FINO, IMPREGNADO POR OXIDO DE FERRO, E COM PROVAVEL COMPOSICAO ANKERITICA-SIDERITICA; 2. ANEDRAL FINO A MUITO FINO, INCOLOR, INTERCRESCIDO COM QUARTZO E PODENDO FORMAR CRISTAIS DE ATÉ 1,5MM. TAMBEM OCORRE SERICITA EM PALHETAS MICROCRISTALINAS ORIENTADAS. MICROCLINIO OCORRE COMO PORFIROCLASTOS, ALTERADO A CARBONATO E SERICITA. AS BANDAS MICACEAS SAO COMPOSTAS POR SERICITA MANCHADA POR OXIDO DE FERRO E INTERCALADAS A OPACO MICROCRISTALINO (MAGNETITA?) LIMONITIZADO, FORMANDO CORDOES SUBMILIMETRICOS (MENORES QUE 0,5MM). A ROCHA SOFREU INTENSO CISALHAMENTO DUCTIL PROGRESSIVO GERANDO VARIAS "FASES". A FOLIACAO MILONITICA PRINCIPAL E MARCADA PELO BANDAMENTO E ORIENTACAO DA SERICITA. NAS BANDAS QUARTZOSAS, PRINCIPALMENTE, FORMAS SIGMOIDAIS DO TIPO S-C, OBLITERANDO FOLIACAO ANTERIOR MARCADA PELAS MICAS E ROTACIONANDO OS PORFIROCLASTOS DE QUARTZO E FELDSPATO. APRESENTA-SE CRENULADA, COM CLIVAGEM DE CRENULACAO FORMANDO ANGULOS DE 35 A 45. COM A FOLIACAO PRINCIPAL ESSA CRENULACAO TAMBEM E GERADA POR CISALHAMENTO, REORIENTANDO AS MICAS E AS VEZES RECRISTALIZANDO QUARTZO AO LONGO DE SEU PLANO. LOCALMENTE FORMA SIGMOIDES PELA SUA INTERSECAO COM A FOLIACAO PRINCIPAL. OCORREM AINDA FRATURAS IRREGULARES, DISTENSIVAS COM 0,4 A 0,8MM DE ESPESSURA, PREENCHIDAS POR CARBONATO DO TIPO 2, FINO A MEDIO, QUE PARECE SER SECUNDARIO OU REMOBILIZACAO DO TIPO 1; E/OU QUARTZO MUITO FINO A FINO. ESSAS FRATURAS SAO PARALELAS OU PERPENDICULARES AO BANDAMENTO. A ASSOCIACAO SERICITA-OPACO EM FACIES XISTOSA VERDE PARECE SER ORIGINADA POR METAMORFISMO DE PELITOS DEVIDO AO CISALHAMENTO OU POR RETROMETAMORFISMO DE BIOTITA.

DESCRICAÇÃO PETROGRÁFICA

PROJETO: POS-GRADUAÇÃO
 PETROGRAFO: CICERO PEREIRA
 EQUIPAMENTOS AUXILIARES:

C/C: 2755
 DATA: /02/96

PREF: JT
 SUREG: SA

NOAFLO: 00048
 UF: BA

AMOSTRA: 00048B MAPA: . - - - - UTM(E): 253500 UTM(N): 08451000 MC: 39
 LOTE: Nr. LAB: HFC482

CARACTERÍSTICAS MESOSCÓPICAS

ROCHA SILICICLÁSTICA, TEXTURA FINA, CINZA-ESVERDEADA CLARA, EVIDENTE ESTRATIFICAÇÃO PLANO-PARALELA RÍTMICA, BEM LITIFICADA.

CARACTERÍSTICAS MICROSCÓPICAS

TEXTURA: PELÍTICA ESTRATIFICADA GRANULAÇÃO

COMPOSIÇÃO MODAL ROCHA EQUIGRANULAR :
 ESTIMADA: X ROCHA INEQUIGRANULAR:
 CALCULADA: MEGA COMPONENTES:

COMPOSIÇÃO MINERALÓGICA

MINERAL	%	MINERAL	%	MINERAL	%	MINERAL	%
QUARTZO	060	MINERAIS DE ARGILA	035	FELDSPATOS	003	MICAS	002
FRM'S(METAQUARTZ.)	000		000		000		000
	000		000		000		000
	000		000		000		000

OBSERVAÇÕES

TEXTURA BASTANTE EVIDENTE SUBLINHADA PELA RÍTMICIDADE DE NÍVEIS MAIS RICOS EM GRAOS DE QUARTZO TAMANHO SILTE/AREIA MUITO FINA E NÍVEIS MAIS ARGILOSOS, POREM, CONTENDO RAROS GRAOS. A MATRIZ DA ROCHA É CONSTITUÍDA PELOS NÍVEIS MAIS E NELOS ARGILOSOS, CUJOS MINERAIS ARGILOSOS SERIAM ILITA/SERICITA E POSSIVELMENTE INTERESTRATIFICADOS DE ESMECTITA. FEIÇOS DIAGENÉTICOS: COMPACTAÇÃO RELATIVAMENTE INTENSA CONSTATADA PELOS TIPOS DE CONTATOS DOS GRAOS DE QUARTZO; SILICIFICAÇÃO PARCIAL DA MATRIZ. OBSERVOU-SE NA LAMINA UMA ESTRATIFICAÇÃO SUBPARALELA RÍTMICA PRODUZIDA PELA ALTERNÂNCIA DE NÍVEIS MILIMÉTRICOS DE GRAOS DE QUARTZO E MINERAIS ARGILOSOS. AMBIENTE DEPOSICIONAL SUBAQUOSO DE BAIXA ENERGIA, PODENDO ESTAR RELACIONADO A LEQUES E TURBIDITOS DISTAIS. NÃO SE SABE ENTRETANTO, SE EM AMBIENTE MARINHO OU LACUSTRINO.

DESCRICAO PETROGRAFICA

PROJETO: POS-GRADUACAO
 PETROGRAFO: MARILIA KOSIN
 EQUIPAMENTOS AUXILIARES:

C/C: 2755
 DATA: 21/09/95

PREF: JT
 SUREG: SA

NOAFLO: 00052
 UF: BA

AMOSTRA: 00052
 LOTE: 2540

MAPA: . - - - -
 Nr. LAB: HFC487

UTM(E): 256750

UTM(N): 08450250

HC: 39

CARACTERISTICAS MESOSCOPICAS

ROCHA ESVERDEADA, SILTICO-ARGILOSA, ESTRATIFICADA E DOBRADA, COM ARGILA SERICITA, QUARTZO. OCORRE NUMA FAIXA DE 1 A 1,5CM INTERCALACOES DE LEITOS COM 1 A 4MM DE ESPESSURA, SILTICO-ARENOSOS FINOS, COM QUARTZO E CARBONATO E LEITOS COM ENOS DE 2MM DE ESPESSURA, ARGILOSOS.

CARACTERISTICAS MICROSCOPICAS

TEXTURA: ESTRATIFICACAO PLANO-PARALELA

GRANULACAO

COMPOSICAO MODAL

ROCHA EQUIGRANULAR :

ESTIMADA: X

ROCHA INEQUIGRANULAR: ARGILA A AREIA GROSSA

CALCULADA:

MEGA COMPONENTES: MATRIZ, QUARTZO; CARBONATO

COMPOSICAO MINERALOGICA

MINERAL	X	MINERAL	X	MINERAL	X	MINERAL	X
ROCHA 1: MATRIZ	075	QUARTZO MONOCRIST.	019	MICROCLINIO	003	FRAG. DE GRANITOIO	002
BIOTITA CLORITIZ.	001	QUARTZO POLICRIST.	000	PLAGIOCLASIO	000	TURMALINA, ZIRCAO	000
ROCHA 2: CARBONATO	052	QUARTZO MONOCRIST.	042	MICROCLINIO	005	FRAG. DE GRANITOIO	001
BIOTITA	000	QUARTZO POLICRIST.	000		000		

OBSERVACOES

ROCHA 1 MODERADAMENTE SELECIONADA, COMPOSTA POR CLASTOS DE QUARTZO, FELDSPATOS, BIOTITA E FRAGMENTOS DE ROCHA DE GRANULOMETRIA SILTE A AREIA MEDIA (0,03 A 0,3MM), SUPORTADOS POR MATRIZ SILTICO-ARGILOSA, COMPOSTA POR SERICITA, CLORITA, ARGILOMINERAL, QUARTZO MICROCRISTALINO E OPACO PULVERULENTO. INTERCALAM-SE LEITOS COM 0,2 A 1,2MM DE ESPESSURA ONDE CONCENTRAM-SE CLASTOS COM CONTATOS RETILINEOS A TANGENCIAIS E GRANULOMETRIA SILTE A AREIA GROSSA (0,03 A 0,7MM) E CAMADAS DA ROCHA 2 COM 0,5 A 4MM DE ESPESSURA COM CLASTOS DE GRANULOMETRIA SILTE A AREIA MEDIA (0,03 A 0,3MM) COM CONTATOS CONCAVO-CONVEXOS, RETILINEOS OU TANGENCIAIS, CIMENTADOS POR CARBONATO MICROESPATICO. OS CLASTOS SAO ESFERICOS, ALGUNS ALONGADOS, ANGULOSOS A SUBARREDONDADOS. QUARTZO MONOCRISTALINO COM FRACA EXTINCAO ONDULANTE. MICROCLINIO PERTITICO E PLAGIOCLASIO LEVEMENTE ALTERADOS A SERICITA E ARGILOMINERAL. BIOTITA CASTANHA CLORITIZADA. FRAGMENTOS DE GRANITOIO DE MUITO FINO, COM QUARTZO E FELDSPATOS ALTERADOS, NA FRACAO AREIA GROSSA. OCORREM AINDA RAROS CLASTOS DE QUARTZO POLICRISTALINO MUITO FINO, TURMALINA VERDE E ZIRCAO. A ROCHA FOI DEFORMADA E DOBRADA, SENDO OBSERVADAS DOBRAS MILIMETRICAS A EN "Z" COM CHARNEIRAS EM "M" FECHADAS A ISOMETRICAS, SEM DESENVOLVIMENTO DE FOLIACAO PLANO-AXIAL, POSSIVELMENTE DOBRAS PARASITAS DO DOBRAMENTO PRINCIPAL. SERICITA E CLORITA DESENVOLVEM XISTOSIDADE/CLIVAGEM ARDOSIANA OBLIQUA (35 A 65 EM RELACAO AO ACAMAMENTO (SO), VISIVEL NAS PORCOES MAIS ARGILOSAS DA ROCHA. A XISTOSIDADE NAO ESTA IMPRESSA NO LEITO CARBONATICO. SERICITA-CLORITA-ARGILOMINERAL INDICAM METAMORFISMO NO INICIO DO FACIES XISTO VERDE (ANQUIMETAMORFISMO) A ROCHA ESTA CORTADA POR FRATURAS SUBMILIMETRICAS.

PROGRAMA DE LEVANTAMENTOS GEOLOGICOS BASICOS DO BRASIL

DESCRICAO PETROGRAFICA

PROJETO: POS-GRADUACAO C/C: 2755 PREF: JT NOAFLO: 00070
 PETROGRAFO: MARILIA KOSIN DATA: 07/02/96 SUREG: SA UF: BA
 EQUIPAMENTOS AUXILIARES:

AMOSTRA: 00070 MAPA: . - - - - UTM(E): 250000 UTM(N): 08596000 NC: 39
 LOTE: 2657 Nr. LAB: HFF972

CARACTERISTICAS MESOSCOPICAS

ROCHA OCRE AVERMELHADA, ARGILOSA, ESTRATIFICADA, COM MICROMARCAS DE ONDA IRREGULARES E SUPERPOSTAS,

CARACTERISTICAS MICROSCOPICAS

TEXTURA: ESTRATIFICADA GRANULACAO
 COMPOSICAO MODAL ROCHA EQUIGRANULAR : ARGILOSA
 ESTIMADA: X ROCHA INEQUIGRANULAR:
 CALCULADA: MEGA COMPONENTES:

COMPOSICAO MINERALOGICA

MINERAL	Z	MINERAL	Z	MINERAL	Z	MINERAL	Z
ARGILA	100	QUARTZO	000	OXIDO DE FERRO	000		000
	000		000		000		000
	000		000		000		000
	000		000		000		000

OBSERVACOES

ROCHA COMPOSTA POR ARGILA LEVENENTE ILITIZADA, BASTANTE IMPREGNADA POR OXIDO DE FERRO E COM ALGUMA SILICA CRIPTOCRISTALINA ASSOCIADA. OCORREM TAMBEM RAROS CLASTOS DE QUARTZO NA FRACAO SILTE. ESTA ESTRATIFICADA COM MICROMARCAS DE ONDA MARCADAS PELA MAIOR PERCOLACAO DE OXIDO DE FERRO.

ANEXO 2 H
(AMOSTRAS: JT- 41B)

DESCRICAO PETROGRAFICA

PROJETO: POS-GRADUACAO
 PETROGRAFO: MARILIA KOSIN
 EQUIPAMENTOS AUXILIARES:

C/C: 2755
 DATA: 15/09/95

PREF: JT
 SUREG: SA

NOAFLO: 00041
 UF: BA

AMOSTRA: 00041B
 LOTE: 2540

MAPA: . - - - -
 Nr. LAB: HFC477

UTM(E): 159900

UTM(N): 08705000

HC: 39

CARACTERISTICAS MESOSCOPICAS

ROCHA OCRE A CREME, SILTICO-ARGILOSA, MACICA, COMPOSTA POR ARGILA E QUARTZO, COM NODULOS MUITO FINOS A ATE 0,6MM, AMA RELO-ALARANJADOS, ARGILOSOS.

CARACTERISTICAS MICROSCOPICAS

TEXTURA: MICROCONGLOMERATICA GRANULACAO
 COMPOSICAO MODAL ROCHA EQUIGRANULAR :
 ESTIMADA: X ROCHA INEQUIGRANULAR: ARGILA E AREIA GROSSA
 CALCULADA: MEGA COMPONENTES: ARGILA

COMPOSICAO MINERALOGICA

MINERAL	Z	MINERAL	Z	MINERAL	Z	MINERAL	Z
MATRIZ ARGILOSA/SER	085	QUARTZO MONOCRIST.	013	MICROCLINIO	002	SILEX	000
QUARTZO POLICRIST.	000	FRAG. ROCHA GRAN.	000	OXIDO DE FERRO	000	TURMALINA	000
	000		000		000		000
	000		000		000		000

OBSERVACOES

ROCHA MAL SELECIONADA, MICROCONGLOMERATICA, SUPORTADA POR MATRIZ ARGILOSA-SERICITICA E IMPREGNADA POR OXIDO DE FERRO. COMPOSTA POR CRISTAIS DE QUARTZO E FELDSPATO E FRAGMENTOS DE ROCHA ESFERICOS A ALONGADOS, SUBANGULOSOS A BEM ARREDONDADOS DE GRANULOMETRIA SILTE A AREIA GROSSA (ATE 1MM), LOCALMANTE COM CONTATOS TANGENCIAIS. QUARTZO MONOCRISTALINO, A S VEZES COM EXTINCAO ONDULANTE E SUBGRANULACAO. QUARTZO POLICRISTALINO (QUARTZITO?) MUITO FINO AS VEZES IMPREGNADO POR OXIDO DE FERRO. MICROCLINIO GEMINADO EM GRADE, ALTERANDO-SE A SERICITA. TURMALINA ARREDONDADA. FRAGMENTOS DE GRANITOIDE MUITO FINO COM QUARTZO, FELDSPATO ALTERADO E BIOTITA. ESTA IMPREGNADO POR OXIDO DE FERRO. OCORREM AINDA SILEX E NODULOS DE OXIDO DE FERRO MARRON ALARANJADOS, LOCALMENTE INCLUINDO CLASTOS. OCORREM TAMBEM MICROFRATURAS IRREGULARES POR ONDE PERCOLOU O OXIDO DE FERRO. A ROCHA SOFREU DIAGENESE COM COMPACTACAO E TRANSFORMACAO DA ARGILA EM SERICITA, A LEM DA PERCOLACAO E FORMACAO DE NODULOS DE OXIDO DE FERRO. APARENTEMENTE NAO FOI DEFORMADA COMO A AMOSTRA JT-41A. A PRESENCA DE GRAOS ANGULOSOS E OUTROS BEM ARREDONDADOS PARECE INDICAR RETRABALHAMENTO DESTES ULTIMOS. FELDSPATO POUCO OU NAO ALTERADO INDICA CLIMA ARIDO E/OU FRIO.

MAPA GEOLÓGICO

de parte da

CHAPADA DIAMANTINA ORIENTAL

com ênfase para a

FORMAÇÃO BEBEDOURO

Parte integrante da Dissertação de Mestrado de José Torres Guimarães, Intitulada: A FORMAÇÃO BEBEDOURO NO ESTADO DA BAHIA: FACIOLOGIA, ESTRATIGRAFIA E AMBIENTES DE SEDIMENTAÇÃO (Curso de Pós Graduação em Geologia da UFBA).

