

A GLACIAÇÃO NEOPROTEROZÓICA NA
PORÇÃO SUL DO CRÁTON DO SÃO
FRANCISCO E SUAS LITOFÁCIES NAS
REGIÕES DE JEQUITÁI-MG E CRISTALINA-GO

Dissertação de Mestrado

Autor: NeveN Cukrov

ORIENTADOR: Prof. Dr. Carlos José S. de Alvarenga

EXAMINADORES: Prof. Dr. M.A. Dardenne
Prof. Dr. Alexandre Uhlein

Brasília, 1999

SUMÁRIO

SUMÁRIO	I
ÍNDICE DE FIGURAS, TABELAS e FOTOS	IV
RESUMO	VII
ABSTRACT	VIII
AGRADECIMENTOS	IX

CAPÍTULO 1 - INTRODUÇÃO

1.1	INTRODUÇÃO	1
1.2	OBJETIVO	1
1.3	METODOLOGIA	2
1.4	LOCALIZAÇÃO E ACESSO	2

CAPÍTULO 2 - GLACIAÇÕES

2.1	AS GLACIAÇÕES NO TEMPO GEOLÓGICO	4
	2.1.1 Características dos Ambientes glaciais	5
	2.1.2 Ambientes glaciais e relacionados	8
2.2	GLACIAÇÕES DO NEOPROTEROZÓICO	13
	2.2.1 Introdução	13
	2.2.2 Glaciações do Neoproterozóico no Brasil	17
2.3	CONCLUSÕES	23

CAPÍTULO 3 - O CRÁTON DO SÃO FRANCISCO

3.1	LIMITE E DEFINIÇÃO DO CRÁTON DO SÃO FRANCISCO	26
3.2	ESTRATIGRAFIA DAS COBERTURAS	
	MESO- NEOPROTEROZÓICAS DA PORÇÃO MERIDIONAL	27
	3.2.1 Supergrupo Espinhaço	27
	3.2.2 Supergrupo São Francisco	30

CAPÍTULO 4 – ROCHAS GLACIOGÊNICAS DA FORMAÇÃO JEQUITAÍ

4.1	GEOLOGIA DA REGIÃO DE JEQUITAÍ	34
4.1.1	Introdução	34
4.1.2	Descrição das fácies da Formação Jequitaí na região da cidade de Jequitaí	38
4.1.2.1	Classificação das rochas sedimentares mal selecionados com influência glacial	38
4.1.2.2	Conglomerados (C)	40
4.1.2.2.1	Pavimentos estriados	41
4.1.2.3	Diamictitos (D)	46
4.1.2.4	Quartzitos (S)	53
4.1.2.5	Argilitos e Siltitos (F)	55
4.2	GEOLOGIA DA REGIÃO CRISTALINA	56
4.2.1	Introdução	56
4.2.2	Descrição das fácies da Formação Jequitaí no domo da Cristalina	60
4.2.2.1	Conglomerados (C)	60
4.2.2.2	Diamictito (D)	61
4.2.2.3	Quartzitos (S)	63
4.2.2.4	Argilitos e Siltitos (F)	63

CAPÍTULO 5 - CORRELAÇÃO

5.1	INTRODUÇÃO	65
5.2	CORRELAÇÃO DAS ROCHAS GLACIAIS	65
5.2.1	Ausência/presença de pavimentos estriados	65
5.2.2	Correlação das fácies	74
5.2.3	Espessura das sedimentos glaciais	76
5.2.4	O intervalo glacial	77

CAPÍTULO 6 - ISÓTOPOS ESTÁVEIS

6.1	INTRODUÇÃO	78
6.2	METODOLOGIA	82
	6.2.1 A coleta das amostras.	82
	6.2.2 Tratamento e análises das amostras	83
	6.2.3 Análise dos isótopos estáveis de oxigênio e carbono	84
6.3	DISCUSSÃO DOS RESULTADOS OBTIDOS	85

CAPÍTULO 7 – CONCLUSÕES

91

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	96
----------------------------	----

Anexo

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1-01	Localização das áreas pesquisadas	3
Figura 2-01	Modelo composto da geleira do vale (Drewry 1986 e Miller 1996)	6
Figura 2-02	Principais ambientes e subambientes glaciais (Eyles <i>et al.</i> 1985; Uhlein 1991 e Miller 1996)	9
Figura 2-03	Modelo esquemático para sedimentação glácio-marinho durante retirada do gelo (Miller 1996)	12
Figura 2-04	Composição das placas tectônicas e idade das principais glaciações Neoproterozóicas (Eyles 19993)	14
Figura 2-05	O Cráton do São Francisco e suas faixas marginais com localização dos depósitos glaciais	17
Figura 2-06	Sedimentação glacial na borda sudeste do Cráton do São Francisco (Uhlein <i>et al.</i> 1994, 1998 e 1999).	20
Figura 3-01	Localização do Cráton do São Francisco e suas faixas marginais	26
Figura 3-02	Coluna estratigráfica adotada da Serra do Espinhaço Meridional (Pflug 1968, Dossin <i>et al.</i> 1984, Martins-Neto 1998)	28
Figura 3-03	Correlação entre os unidades do Supergrupo Espinhaço na região Conselheiro Mata e Serra do Cabral / Serra da Água Fria (Dupont 1995, Martins-Neto 1998).	29
Figura 3-04	Coluna estratigráfica do Supergrupo São Francisco (Grupo Bambuí e Formação Jequitai) Dardenne (1978).	31
Figura 4-01	Mapa geológico da região de Jequitai. Ver. Legenda no anexo 1.	35
Figura 4-02	Perfil geológico, localização na <i>FIG. 4-01</i>	37
Figura 4-03	a) Os conglomerados (Cs) preenchendo pequenos depressões nos quartzitos do pavimentos estriados b) Quartzitos com a indicação dos estrias de origem glacial	42
Figura 4-04	Principais direções do avanço do gelo no início do Neoproterozóico (Karfunkel e Hope 1988 e Dominguez 1993)	45
Figura 4-05	Modelo esquemático de sedimentação dos quartzitos (Sm)	54
Figura 4-06	Mapa geológico da região de Cristalina, GO. Modificado de Faria (1985) com localização das colunas descritas na capítulo 4	57
Figura 4-07	Seção geológica do domo de Cristalina, GO. Modificado de Faria (1985)	58
Figura 4-08	Seção litológica dos grupos Paranoá e Canastra e Formação Jequitai no domo de Cristalina, GO. Modificado de Faria (1985)	59
Figura 5-01	Coluna estratigráfica (J-1) da Formação Jequitai na parte norte da Serra das Porteiras. Localização da coluna na <i>FIG. 4-01</i>	67
Figura 5-02	Coluna estratigráfica (J-2) da Formação Jequitai na parte noroeste da Serra das Porteiras. Localização da coluna na <i>FIG. 4-01</i>	68
Figura 5-03	Coluna estratigráfica (J-3) da Formação Jequitai na parte norte da Serra da Água Fria. Localização da coluna na <i>FIG. 4-01</i>	69
Figura 5-04	Coluna estratigráfica (J-4) da Formação Jequitai na parte noroeste da Serra da Água Fria. Localização da coluna na <i>FIG. 4-01</i>	70
Figura 5-05	Coluna estratigráfica (C-1) da Formação Jequitai através do Córrego Lajinha. Localização da coluna na <i>FIG. 4-06</i>	71

Figura 5-06	Coluna estratigráfica (C-2) da Formação Jequitai através do Ribeirão Moreira. Localização da coluna na FIG. 4-06	72
Figura 5-07	Coluna estratigráfica (C-3) da Formação Jequitai através do Ribeirão Cristal. Localização da coluna na FIG. 4-06	73
Figura 6-01	Curva isotópica para variação do carbono na água do mar durante os últimos 2.5 Ga. O triângulo representa as glaciações (Kaufman e Knoll, 1995 e Kaufman 1997).	82
Figura 6-02	Coluna estratigráfica geral de região da cidade de Jequitai com resultados isotópicos obtidos para a Região de Jequitai	87
Figura 6-03	Coluna estratigráfica geral na parte leste e central da bacia do São Francisco com valores isotópicos (Iyer <i>et al.</i> 1995)	88
Figura 6-04	Coluna estratigráfica da região de São Domingos com dados isotópicos Modificado por Santos <i>et al.</i> (1996,1997)	89
Figura 7-01	Colunas estratigráficas da região da cidade de Cristalina	92
Figura 7-02	Colunas estratigráficas da região da cidade de Jequitai	93

ÍNDICE DE TABELAS

Tabela 4-01	Litofácies dos sedimentos glaciais (adaptado de Eyles <i>et al.</i> 1983; Moncrieff 1989 e Raymond 1998)	39
Tabela 6-01	Valores das amostras obtidos na região de cidade Jequitai	85

ÍNDICE DE FOTOS

Foto 2-01	Matacão no diamictito da Formação Jequitai na porção norte da Serra das Porteiras	20
Foto 3-01	Afloramento dos calcários do Grupo Bambuí na parte noroeste da área pesquisada (região de Jequitai). A espessura dos calcários neste ponto é de aproximadamente 25 metros	32
Foto 3-02	Erosão recente nos siltitos do Grupo Bambuí na parte sudoeste da Serra da Água Fria	33
Foto 4-01	Os conglomerados da Formação Areado na porção sudeste da Serra da Água Fria	36
Foto 4-02	Litofácies (Cs) que incluem os conglomerados, encontrados nas depressões dos quartzitos com pavimentos estriados.	41
Foto 4-03	Pavimentos estriados gravados nos quartzitos do Supergrupo Espinhaço na parte noroeste da Serra da Água Fria	43
Foto 4-04	A fácies (Dpmm) na parte norte da Serra das Porteiras	46
Foto 4-05	Intercalação da fácies de diamictito com matriz dominante arenosa, pobres em clastos (Dpsm) com diamictitos pobres em clastos e matriz composta de argila e silte (Dpmm). Estas fácies incluem principalmente a sua matriz e aflora na porção sul da Serra das Porteiras	47
Foto 4-06	Estratificação planoparalela nos diamictitos (Dpms) encontrados na parte norte da Serra das Porteiras	48
Foto 4-07	Os diamictitos com concentração dos clastos (Dpml) encontrados próximo ao topo da coluna stratigráfica da Formação Jequitai. Aflora na sua margem esquerda do Rio Jequitai ao lado da ponte localizada na periferia da cidade	49
Foto 4-08	Diamictitos maciços, ricos em clastos (Drmm)	50
Foto 4-09	Um matacão na fácies (Drmm)	51
Foto 4-10	Diamictitos (Drsm) na porção oeste da Serra das Porteiras	52
Foto 4-11	Os arenitos (Sm) intercalados nos diamictitos (Dpmm) em corte da BR-365 na parte norte da Serra das Porteiras	53
Foto 4-12	Os arenitos (Sc) na parte leste da Serra das Porteiras	55
Foto 4-13	Os diamictitos (Dpmm) no Córrego Ribeirão Cristal	61
Foto 4-14	Concentração dos clastos no diamictito (Drmm)	62
Foto 4-15	Um <i>Iceberg</i> recente	64
Foto 5-01	Os diamictitos Dpmm sobre pavimentos estriados na parte norte da Serra da Água Fria	66
Foto 5-02	Os quartzitos (Sc) na descida noroeste da Serra das Porteiras	75
Foto 6-01	Linha de extração de CO ₂ montada no LAGEQ/UnB.	83
Foto 6-02	Espectrômetro de massa de fonte gasosa da marca FINIGAN DELTA E (LAGEQ/UnB)	84

RESUMO

Diamictitos e rochas associadas neoproterozóicas da Formação Jequitaí, presentes nas regiões de Jequitaí e Cristalina registram uma sedimentação glácio-marinha. A idade para esta glaciação tem sido considerada entre 900-700 Ma.

A descrição das litofácies de diamictitos reconhecidas para essas regiões consideraram os diamictitos maciços e estratificados. A associação de diamictitos maciços incluem nas suas descrições a proporção de seixos em relação a matriz e a granulometria da matriz que varia de argila a areia. Estas litofácies foram interpretadas como sedimentos glácio-marinhos depositados em frente da galeria. Duas litofácies arenosas (quartzitos) foram reconhecidas como intercalações nas litofácies de diamictitos. Os quartzitos maciços são interpretados como produto final de um túnel no gelo sub-aquático e os quartzitos com laminações cruzadas indicam uma sedimentação mais distal da frente do gelo. Litofácies de granulometria fina (pelitos) intercalam-se na Formação Jequitaí. Ocorrem como camadas centimétricas na região de Jequitaí e em espessos pacotes na região de Cristalina, que são interpretados como fácies de águas mais profundas com reduzida influência glacial. Uma litofácies de conglomerados com fragmentos de quartzitos em matriz arenosa é reconhecida preenchendo as irregularidades do pavimento estriado, sugerindo ser esta a única litofácies preservada do evento glacial formador do pavimento estriado. As litofácies de diamictitos que recobrem estes conglomerados e o pavimento estriado, incluem diamictitos maciços em matriz silte-argilosa pobre em seixos interpretados como fácies glácio-marinho. Duas associações de fácies não glaciais (metassiltitos e calcários) pertencentes ao grupo Bambuí foram encontrados em Jequitaí.

Análise de isótopos estáveis dos clastos de calcários e dolomitos dos diamictitos mostraram valores de $\delta^{13}\text{C}$ (PDB) entre -0.577 e -2.109 ‰, enquanto que os carbonatos da matriz apresentam valores de $\delta^{13}\text{C}$ (PDB) entre -2.109 até -3.087 ‰. A pouca diferença entre os dados dos clastos e matriz, sugerem que estes calcários tenham sido depositados durante o evento glacial, em curtos períodos interglaciais, cujo tempo seja insuficiente para haver mudança na composição isotópica.

Os calcários do Grupo Bambuí apresentam valores de $\delta^{13}\text{C}$ (PDB) entre +8.952 até +10.534 ‰ que comparando com outros dados sugere que a região da cidade de Jequitaí deve ter sido um alto durante a começou da sedimentação do Grupo Bambuí, e que ali a sedimentação começou tardiamente.

A ausência da fácies de glaciação continental e a grande espessura dos sedimentos encontrados sugerem que as fácies preservadas nas áreas estudadas sejam as glácio-marinhos. Os pavimentos estriados e os conglomerados podem ser únicos testemunhos da uma glaciação continental.

ABSTRACT

Due to their long duration (400 million years), the Neo-Proterozoic glacial sediments have recently drawn much attention. Another reason for this attention is the fact that today they are present on all the continents, and there is a possibility that they even reached the tropical latitudes. The Neo-Proterozoic glaciations are present in Brazil on the Sao Francisco Craton and their border mobile belt (from the Lower Neo-Proterozoic), and on the Paraguai belt and southeastern border belt of the Amazonian Craton (from the Upper Neo-proterozoic).

The glacial rocks of the Jequitai Formation that exist in the areas of Jequitai, MG, and of Cristalina, GO, are products of the same glacial event, but a direct correlation of lithofacies has been impossible due to the distance between these two areas. That is why a correlation of the association of facies was attempted. The most common facies in both regions are diamictites (Dpmm) and diamictites (Drmm), which are massive sediments with clay-silt matrix and with a variable number and size of clasts. Intercalations of massive quartzite (Sm) and cross-laminated quartzite have been found in the diamictites. Conglomerates with quartzite clasts and matrix have been found at the bottom of the Jequitai Formation in the area of Jequitai, in depressions of striated pavements. These conglomerates and morphology of the striae are proof for the erosion of the consolidated sediments, contrary to what has been proposed so far.

Limestone clasts and grains of variable size in the carbonated matrix have been found in the Jequitai Formation diamictites. The stable isotopes analysis was effectuated on these limestones and on the Bambui Group limestones. The limestone clasts from diamictites have values of $\delta^{13}\text{C}$ (PDB) from -0.577 to -2.109 ‰, which are very similar to the values of the carbonated matrix, which are from -2.109 to -3.087 ‰. This means that these limestones have been deposited during the Jequitai glaciation, probably during an interglacial period that did not last long enough to change the isotopic values. The origin of these limestones have not been found. The Bambui Group limestones have values of +8.952 to +10.534 ‰, which, in comparison with the other Bambui Group values, indicates that the Jequitai area was above the level of sedimentation of the Bambui Group and that the sedimentation there began later.

The Jequitai glaciation is formed by at least two events. The first one was when ice incised striae in the Espinhaco Supergroup quartzites and deposited conglomerates. The other event was the deposition of Jequitai Formation in the glacial-marine environment.

AGRADECIMENTOS

Ao CNPq quem forneceu a bolsa de estudo, com a que foi possível minha estadia no Brasil.

Ao professor Carlos José S. de Alvarenga pelos seus ensinamentos, a paciência e pela sua orientação.

Ao Instituto de Geociências da Universidade de Brasília em nome de todos seus professores e funcionários.

Aos meus colegas de mestrado e doutorado do IG/UnB; e meus novos e inesquecíveis amigos que conheci no Brasil e que me acompanharam nestes tempos de mestrado; Dario e família, Miro & Lidija Milović, Oswaldo e Patricia, Vesna & Vesna, Olimpo, Dennin, Rosaura, Lázaro, Flavio, Valtercides, Marco Túlio, Gustavo, Heitor, Marco Antonio, Jandira, Ramiro e especialmente para Maria Helena, João, Vaquera e Saša, para ajuda nas correções.

A meus amigos da Croácia que me sempre acompanham:

A minha família sempre no meu coração, meu pai Ive-Vice, minha mãe Jelena, minha irmã Nina, seu esposo Franko e filho Paulo, minha avo Barbara e meu avô Ladislav e todos primos.

A Francisca, meu sonho

E os todos outros que me ajudaram e que eu esquece nesta correria para terminar.

Hvala!

CAPÍTULO 1 - INTRODUÇÃO

1.1 INTRODUÇÃO

Sedimentos glaciais sempre chamaram muito a atenção dos geólogos, porque indicam grandes mudanças do clima durante a história da Terra. Ultimamente, essa atenção foi direcionada para os sedimentos glaciais do Neoproterozóico, porque existe a possibilidade de que nas glaciações dessa idade o gelo tenha coberto toda a Terra, ou que essas glaciações tenham atingido latitudes tropicais (Meert e der Voo 1994). Esse sedimentos glaciogênicos no Brasil, Quebec, nordeste dos EUA e Bolívia são citados como possível distribuidor dos diamantes (Tompkins e Gonzaga 1989; Gonzaga *et al.* 1994) e considerados marcos sedimentares regionais.

As glaciações Neoproterozóicas ocorrem em duas regiões do Brasil. Uma no início do Neoproterozoico, sobre o Cráton do São Francisco e suas faixas marginas, e outra no final, na Faixa Paraguai e margem sudeste do Cráton Amazônico (Alvarenga e Trompette 1992; Trompette 1994).

Nesse trabalho será dada ênfase às litofácies das unidades glaciais da Formação Jequitai na região da cidade de Jequitai (MG) e na região de Cristalina (GO).

1.2 OBJETIVO

Este trabalho tem como objetivo individualizar e interpretar as litofácies presentes na Formação Jequitai (Neoproterozóica) em Cristalina (GO) e em Jequitai (MG). A caracterização sedimentológica da Formação Jequitai, com individualização de fácies, será usada na correlação entre os diamictitos do Domo de Cristalina com os de Jequitai. Pretende-se com este estudo compreender a sedimentação glaciogênica dessas áreas.

1.3 METODOLOGIA

A primeira etapa do trabalho inclui uma revisão bibliográfica sobre as glaciações Neoproterozóicas, com o objetivo de conhecer sua distribuição no tempo geológico e poder estabelecer correlações mundiais. Esta fase de revisão bibliográfica também inclui os aspectos da geologia regional do Cráton do São Francisco e faixas dobradas marginais, bem como os dados sobre a cobertura glaciogênica sobre o Cráton do São Francisco.

Nas etapas de trabalho de campo foram levantados dados para o estabelecimento de colunas estratigráficas no Domo de Cristalina (*FIG. 5-05,-06, e -07*) e na região de Jequitai (*FIG. 5-01,-02,-03 e-04*), com a individualização das principais litofácies. Além das colunas estratigráficas, foi feito um mapa geológico da região da cidade de Jequitai (MG) na escala de 1:100000, em uma área de 1044 quilômetros quadrados. O mapa-base utilizado foi a FOLHA SE.23-X-C-II, MI-2346, Região Sudeste do Brasil.

O estudo sedimentológico incluiu a individualização das fácies relacionadas com os depósitos da Formação Jequitai e, quando possível, a determinação da origem dos sedimentos e o seu ambiente deposicional.

O estudo petrográfico e dos isótopos estáveis foi feito com o intuito de tentar definir a fonte dos sedimentos e as condições da deposição.

1.4 LOCALIZAÇÃO E ACESSO

O Domo de Cristalina localiza-se junto a cidade de Cristalina (*FIG.1-01*), no Estado de Goiás, a aproximadamente 150 km ao sul de Brasília, com principal acesso feito através da Rodovia BR-050.

O acesso para Jequitai é feito através da Rodovia BR-040, seguindo até Luislândia do Oeste. A partir daí, torna-se a BR-365 até Jequitai.

CAPÍTULO 1 - INTRODUÇÃO

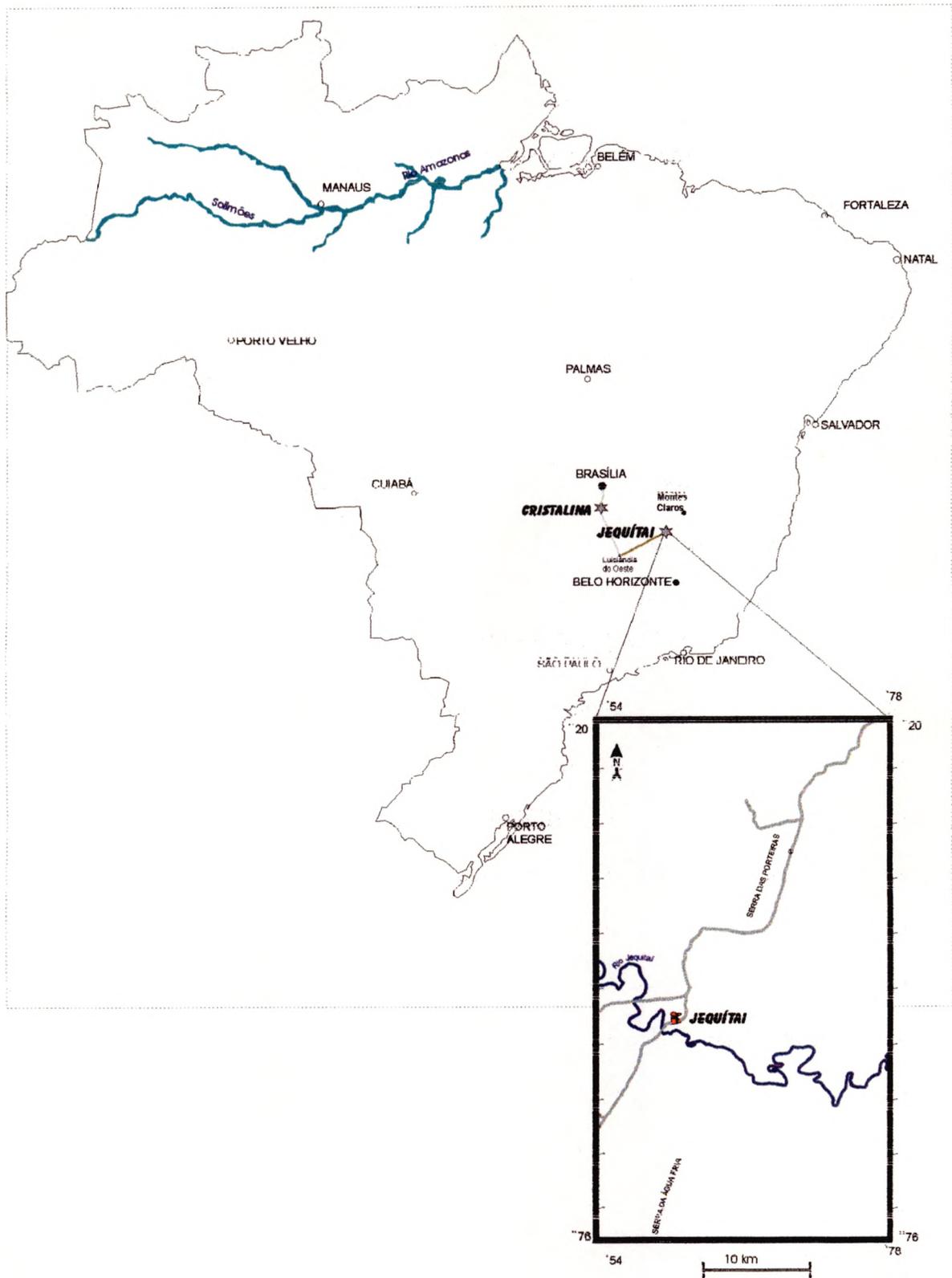


Figura 1-01 Localização das áreas pesquisadas

CAPÍTULO 2 - GLACIAÇÕES

2.1 AS GLACIAÇÕES NO TEMPO GEOLÓGICO

As glaciações ocorreram durante toda a história da Terra. As rochas mais antigas com influência glacial (2.9 Ga) são encontradas no Supergrupo Witwatersrand na África do Sul (Miller 1996). O registro da mais antiga glaciação ocorreu no Paleoproterozóico na Formação Gowganda do Supergrupo Huroniano em Ontario, Canadá com idade entre 2.4–2.3 Ga (Eyles *et al.* 1985; Williams e Schmidt 1997) e na Finlândia, Lonestone-bearing Units, com idade entre 2.5-2.3 Ga (Marmo e Ojakangas 1984). O Mesoproterozóico (2.0-1.0 Ga) não tem registro de glaciações, provavelmente em função do elevado teor de CO₂ atmosférico (Meert e Van der Voo 1994; Eyles e Young 1994). As glaciações Neoproterozóicas são conhecidas por um período de aproximadamente 400 Ma e têm registro de ocorrência em todos os continentes atuais. A sedimentação glaciogênica Neoproterozóica atingiu latitudes tropicais e a sedimentação de carbonatos intercalados sugere alternância de clima glacial a quente (Van der Voo e Meert 1991; Meert e Van der Voo 1994). A primeira glaciação do Fanerozóico ocorreu do Ordoviciano Superior ao início do Siluriano. As glaciações mundiais seguintes ocorreram no Permo-Carbonífero e o seu registro se encontra em todo Gondwana (Miller 1996). No Mesozóico não há registros glaciais. As últimas glaciações ocorreram no Neogeno-Quaternário, no hemisfério Norte, onde o gelo cobriu no máximo 30 % superfície da terra. No hemisfério Sul dominaram as glaciações de altitude, na cordilheira dos Andes. Atualmente o gelo cobre 10 % da superfície da Terra e está concentrado nos pólos (Chumakov 1985; Miller 1996).

As duas glaciações no Brasil são discutidos na literatura como possíveis distribuidores dos diamantes (Tompkins e Gonzaga 1989; Gonzaga *et al.* 1994):

- Neoproterozóico – Formação Jequitai
- Carbonífero – tillitos Santa Fé
- Carbonífero – Supergrupo Itararé

Na literatura são discutidas várias teorias sobre glaciações, mas que não são capazes de explicar todas as glaciações que ocorreram durante a história da Terra. Um dos problemas é definir qual a porcentagem da superfície da Terra que precisa estar coberta com gelo para poder ser considerada como glaciação.

Durante toda história evolutiva da Terra, o gelo cobriu diferentes porcentagens da superfície da terra e influenciou na sedimentação. Essa influência pode ser direta (sedimentos glaciais) ou indireta (mudança do clima, correntes em oceanos, etc.). Sedimentos com influência glacial direta na sedimentação podem ser divididos em sedimentos glácio-continentais e glácio-marinhos. Os sedimentos glácio-marinhos têm maior possibilidade de ficar preservados, especialmente se depositados em bacias com tectônica extensiva ou perto da transição faixa-cráton (Young e Gostin 1988; Eyles 1993).

A maioria dos dados que temos sobre as glaciações, referem-se àquelas do Quaternário, que são melhor interpretadas especialmente por apresentar dados mais confiáveis e com boas correlações regionais. Para as glaciações mais antigas temos registros com menos dados, especialmente com relação as continuidades laterais e que podem levar as correlações incorretas onde sedimentos glaciais venham a ser equiparados a outros sedimentos mal selecionados.

2.1.1. Características dos Ambientes Glaciais

As geleiras representam grandes massas de gelo que sofreram deformação pelo próprio peso, fluxo interno e deslizamento basal. Elas podem se estender da terra até o mar, cobrindo áreas com alto e baixo relevo, influenciando a sedimentação em todo o globo, por causar mudanças climáticas (frio, seca, congelamento, vento..), do nível dos mares e circulação oceânica.

As principais características das geleiras são:

Balço de massa/regime termal

A diferença algébrica entre a acumulação e a ablação em um determinado tempo é dado pelo balanço de massa. As geleiras, cuja razão acumulação/ablação (*net mass balance*) = 0, têm massa constante.

Uma mudança no balanço de massa altera a dimensão da geleira, determinando se a margem da geleira avança, retrocede ou fica estacionária.

O modelo composicional do regime termal de um vale glacial pode se dividir em (FIG. 2-01):

- ◆ Zona de acumulação – é a zona onde o gelo se acumula, e a geleira tem velocidade baixa (sem deslizamento basal), com baixa temperatura na superfície.
- ◆ Zona de equilíbrio – é a zona onde a acumulação é semelhante à ablação. Geleira tem alta velocidade (com deslizamento basal) e temperatura média.
- ◆ Zona de ablação – é a zona onde predomina a fusão. A geleira, apresenta uma camada fina de gelo com velocidade média (com deslizamento basal) e temperatura alta.

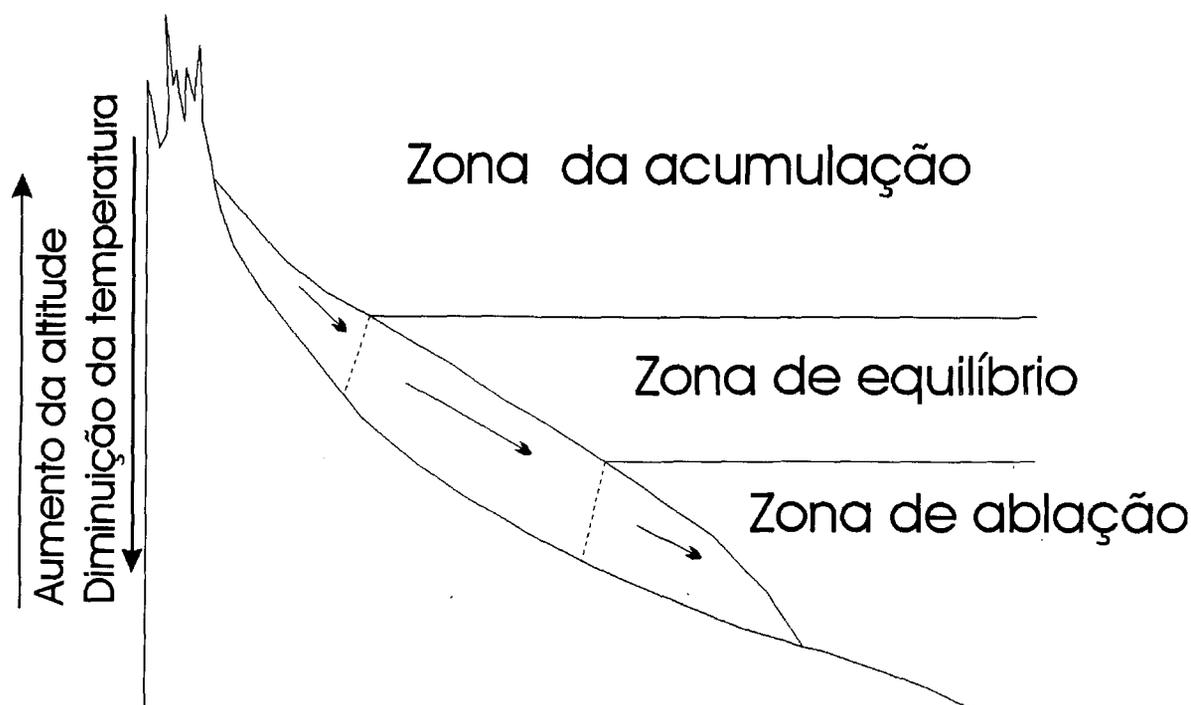


Figura 2-01 Modelo composto da geleira do vale (Drewry 1986 e Miller 1996)

- ◆ A temperatura da base da geleira é controlada pela temperatura da superfície, fluxo calorico geotermal e o calor produzido pela fricção com a base da geleira.

Diferentes regimes termiais podem existir numa mesma geleira.

Por seu tipo de base, as geleiras podem ser divididas em:

- ◆ geleira de base seca, onde a temperatura da base da geleira é inferior ao ponto de fusão do gelo. Neste caso a geleira está congelada juntamente com o substrato (recente na Antártica).
- ◆ geleira de base média, onde a geleira está em equilíbrio entre o congelamento e a fusão. A geleira desliza, mas não tem camada de água
- ◆ geleira de base úmida, quando a temperatura da base da geleira é superior ao ponto de fusão do gelo. A massa de gelo é normalmente separada da base por uma fina camada de água causando erosão e transporte mais eficiente de detritos. Por exemplo, caso do sul do Alasca e Noruega.

Se consideramos a localização geográfica, dividimos as geleiras em:

- ◆ polar (condições áridas geladas)
- ◆ temperada (clima úmido, geralmente marítimas)
- ◆ subpolar ou intermediárias.

Os tipos de geleiras modernas podem ser divididos em dois:

- *Ice sheets* e *ice caps* - Cobrem grandes áreas continentais, não são afetadas pela topografia. Os efeitos da erosão e da deposição geram depósitos sedimentares de grande continuidade lateral.
- Montanhosa ou Alpina, constitui a geleira de altitude ou de topografia. - Esse tipo é denominado de geleira de vale e transporta proporcionalmente mais detritos que aos *ice caps*. A superfície do gelo no seu contato basal apresentam uma mais rápida mudança de fácies dos *ice caps*.

Os processos relacionados com a movimentação do gelo são importantes para a compreensão do ambiente glacial, entre eles podemos citar:

- ◆ Erosão glacial – O gelo pode ser um forte agente de erosão e isto produz formas morfológicas irregulares e grandes volumes de sedimentos durante a glaciação, obtidos pelo atrito da geleira sobre o substrato.
- ◆ Transporte glacial – O sedimento pode ser transportado em qualquer parte da geleira, mas a maioria ocorre em sua zona basal. A zona basal é normalmente inferior a 1 metro, mas pode atingir até 15 metros, como na Glacial Matanuska, Alasca (Miller 1996). Sedimentos dessa zona são mal selecionados e os clastos podem se apresentar estriados. Alguns exemplos destes sedimentos podem ser compostos de até 28 % de clastos estriados (Drewry, 1986). Os sedimentos do interior da geleira (zona *englacial*) não são modificados durante o transporte. Os sedimentos supraglacial são derivados das encostas próximas e podem ficar modificados pela água supraglacial.
- ◆ Deposição glacial – A deposição dos sedimentos das geleiras é muito complexa e com muita variedade. A geleira em movimento deposita sedimentos apenas na zona subglacial, enquanto a geleira passiva deposita sedimentos de todas as zonas, durante a fusão.

2.1.2 Ambientes glaciais e relacionados

O **Ambiente glacial** (FIG.2-02) é constituído por diversos subambientes com processos distintos que influem na sedimentação, podendo ser subdividido em:

- ◆ Zona subglacial (ou basal) – Parte baixa da geleira que é dominada pela erosão (abrasão) e a deposição de tilitos de alojamento em pavimentos de pequena espessura ou lentes. Esta deposição é diretamente influenciada pelo regime termal, incluindo as variações de temperaturas anuais. Neste caso, o sedimento típico é o tilito em morenas, controlado pelo movimento da geleira (Hart e Roberts 1994)
- ◆ Zona superglacial (parte superior da geleira) - A zona superglacial sofre influência do material incorporado por outras geleiras que destacam-se lateralmente (Boulton e Deynoux 1981) e o material dos sopés próximos. Muitos ambientes diferentes existem no topo das geleiras, mas todos esses

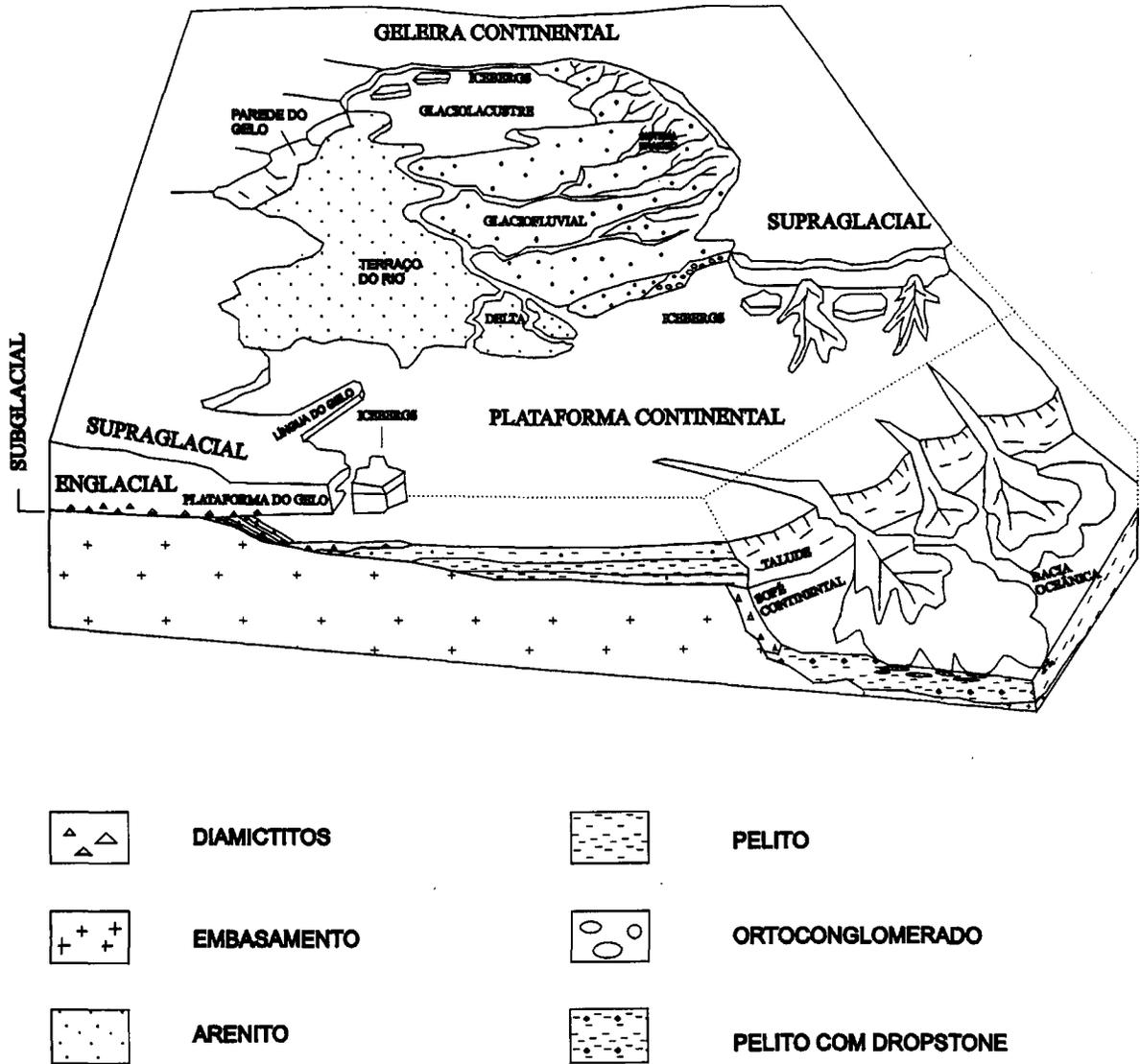


Figura 2-02 Principais ambientes e subambientes glaciais (Eyles *et al.* 1985, Uhlein 1991 e Miller 1996)

sedimentos têm muita pouca capacidade de preservação. Estes sedimentos são importantes, para proteger a geleira da radiação solar, diminuindo a intensidade da fusão (Miller 1996).

- ◆ zona englacial (interior da geleira) - A zona englacial é a zona do transporte passivo e não há deposição.

Essas zonas não apresentam grandes volumes de deposição, além de terem um pequeno potencial de preservação em glaciações antigas.

O Ambiente pró-glacial (FIG.2-02), que ocorre na margem da geleira, é subdividido por Miller (1996) em:

- ◆ Zona de contato com gelo – essa zona é caracterizada pela topografia irregular e muito acidentada. Os processos de sedimentação e ressedimentação estão associados a movimentos de massa e influências gravitacionais devido à rápida fusão do gelo.
- ◆ Subambiente glácio-fluvial - é caracterizado pela formação de um sistema fluvial *braided*, formado por intercalações de ortoconglomerados e arenitos com estratificação cruzada, muito parecido com os sistemas fluviais *braided* sem influência glacial. Esse ambiente é gerado pela posição flutuante da frente do gelo, cujo transporte ocorre devido à variações sazonais, favorecido pela descarga da água e a falta da vegetação. Fácies como *eskers* (canais no gelo) podem ocorrer. Este sistema transporta clastos com tamanho entre argila até matacão (Warren e Ashley 1994).
- ◆ Subambiente glácio-lacustre - é caracterizado pela existência de lagos periglaciais que não estão em contato com a margem do gelo e são assoreados pelo sistema fluvial *braided* e lagos pró-glaciais que estão em contato direto com o gelo. Os primeiros são dominados por lobos deltaicos e sedimentos argilosos finos (varvitos), depositados por *overflow* ou *underflow* onde os segundos são dominados por diamictitos maciços ou estratificados e siltitos argilosos provavelmente turbidíticos, contendo seixos pingados (*dropstones*), caracterizando leque de *outwash* subaquoso. Os diamictitos foram depositados subaquosamente à chuva de detritos de *icebergs* e fluxos gravitacionais na margem da geleira (Uhlein 1991; Eyles 1993).
- ◆ Subambiente glácio-marinho (FIG.2-03) é o ambiente onde os processos glaciais se sobrepõem aos processos de sedimentação marinha. Ao contrario da geleira continental, a plataforma do gelo é mais sensível às mudanças do nível do mar do que às mudança do clima, uma vez que despreendida do fundo é capaz de perder massa muito rápido, podendo subir o nível do mar em alguns metros, em algumas centenas de anos (Anderson e Thomas 1991). *Dropstone* é o indicador mais seguro da influência glacial neste subambiente. O subambiente glácio-marinho de plataforma subdivide-se em: proximal (semelhante às fácies glácio-lacustrinas, com diamictitos de chuva de detritos

e fluxos gravitacionais, arenitos e siltitos argilosos, caracterizando leques ou *outwash* subaquosos) e o distal, dominado por processos não glaciais, eventualmente com talude e bacia oceânica onde predominam os depósitos turbidíticos de leques submarinos (Boulton e Deynoux 1981; Eyles *et al.* 1983; Gravenor *et al.* 1984; Eyles 1993).

O subambiente glácio-marinho pode também ser subdividido em zonas em relação ao gelo (FIG.2-03) :

- Zona subglacial (FIG.2-03) – é a zona que fica abaixo do gelo e antes da zona próxima da frente da geleira. Os processos são muito semelhantes com aqueles encontrados na zona subglacial terrestre. A diferença é que trata-se de uma sedimentação dominada pela água, fluxos gravitacionais e correntes de fundo (Gravenor *et al.* 1984; Hart e Roberts 1994)
- Zona próxima da frente da geleira (FIG.2-03) – é a zona que depende muito do regime termal da geleira. Na geleira com base seca (geleira polar), têm-se poucos sedimentos e todos são do tipo subglacial. Ao contrário, a geleira de base úmida (geleira temperada) dá lugar a um maior volume de sedimentos glácio-marinhos. Com a mudança de direção no movimento da frente das geleiras esses sedimentos podem cobrir grandes áreas. Os depósitos principais são diamictitos maciços, diamictitos estratificados e arenitos (Boulton e Deynoux 1981; Gravenor *et al.* 1984; Miller, 1996).
- Plataforma e línguas do gelo (FIG.2-02 e 2-03)– são formadas pelo gelo flutuante, ligados à geleira continental. As línguas do gelo são menores nas plataformas e têm forma de península. Abaixo do gelo flutuante há pouca sedimentação ou não há sedimentação. Normalmente se depositam diamictitos maciços com rara estratificação.
- *Fjord* – feições que ocorrem durante a retração do gelo e a única diferença que existe com os outros sedimentos glácio-marinhos é por ocorrerem em forma de vale.
- Oceano aberto e zona dos *icebergs* (FIG.2-02 e 2-03) – ainda têm alguma influência das geleiras. Os sedimentos são predominantemente marinhos, ocasionalmente modificados pela deposição das partículas transportadas pelo *icebergs*, onde deposita-se o diamictito maciço dominado por clastos (Boulton e Deynoux 1981). A plataforma continental é deprimida pelo peso do gelo e tem depressão proglacial e batimetria irregular. Um exemplo é a plataforma da

2.2 GLACIAÇÕES DO NEOPROTEROZÓICO

2.2.1 Introdução

A primeira rocha identificada como sedimento glacial do Neoproterozóico foi o tilito da ilha Islay na Escócia, por J. Thompson em 1870. (Hambrey e Haralnd 1985)

No intervalo Neoproterozóico (1000 Ma - base do Cambriano) existem evidências de vários períodos glaciais (Knoll e Walter 1992; Meert e Van der Voo 1994; Eyles e Young 1994), alguns interpretados pelo decréscimo da irradiação do sol com dois picos marcantes (Crowley e Baum 1993). Esse picos são a 750 Ma. e 570 Ma. As glaciações Neoproterozóicas ocorreram em todos os continentes atuais (Chumakov 1981; Hambrey e Haralnd 1985; Meert e Van der Voo 1994) provavelmente incluindo Antártica (Stump *et al.* 1988).

Uma das tentativas para dividir as glaciações Neoproterozóicas sedimentadas entre 800 e 550Ma foi proposta por Eyles (1993), considerando os aspectos tectono-estratigraficos (*FIG.2-04*):

Sedimentos das bacias através da margem ativa com tectônica compressiva

Essas bacias podem ser divididas em dois tipos fundamentais;

- Bacias com orogêneses interiores registrando a colisão dos continentes após 800 Ma. Estas colisões são responsáveis pela cratonização do supercontinente no Neoproterozóico.
- Bacias com sedimentos datados em 600 Ma estão associadas com as orogêneses periféricas

Os dois tipos são caracterizados por turbiditos e fluxos de massa que ocorrem na margem ativa, com tectônica compressiva (*FIG.2-04*). A distinção entre os sedimentos com influências glaciais e os fluxos de massa vulcânica é problemática, e ambos tem como sedimentos típicos a associação das fácies diamictitos e turbiditos.

África Norte e Oeste

Principais sedimentos glaciais da glaciação continental durante a colisão da África Oeste e o cráton da Guyana, 675-650 Ma (Eyles 1993), foram

sedimentados na bacia do Taoudeni, Grupo Jbéliat, com datações radiométricas $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ nas argilas que mostram idade de 660-555 Ma (Clauer e Deyenoux 1987; Trompette 1995)

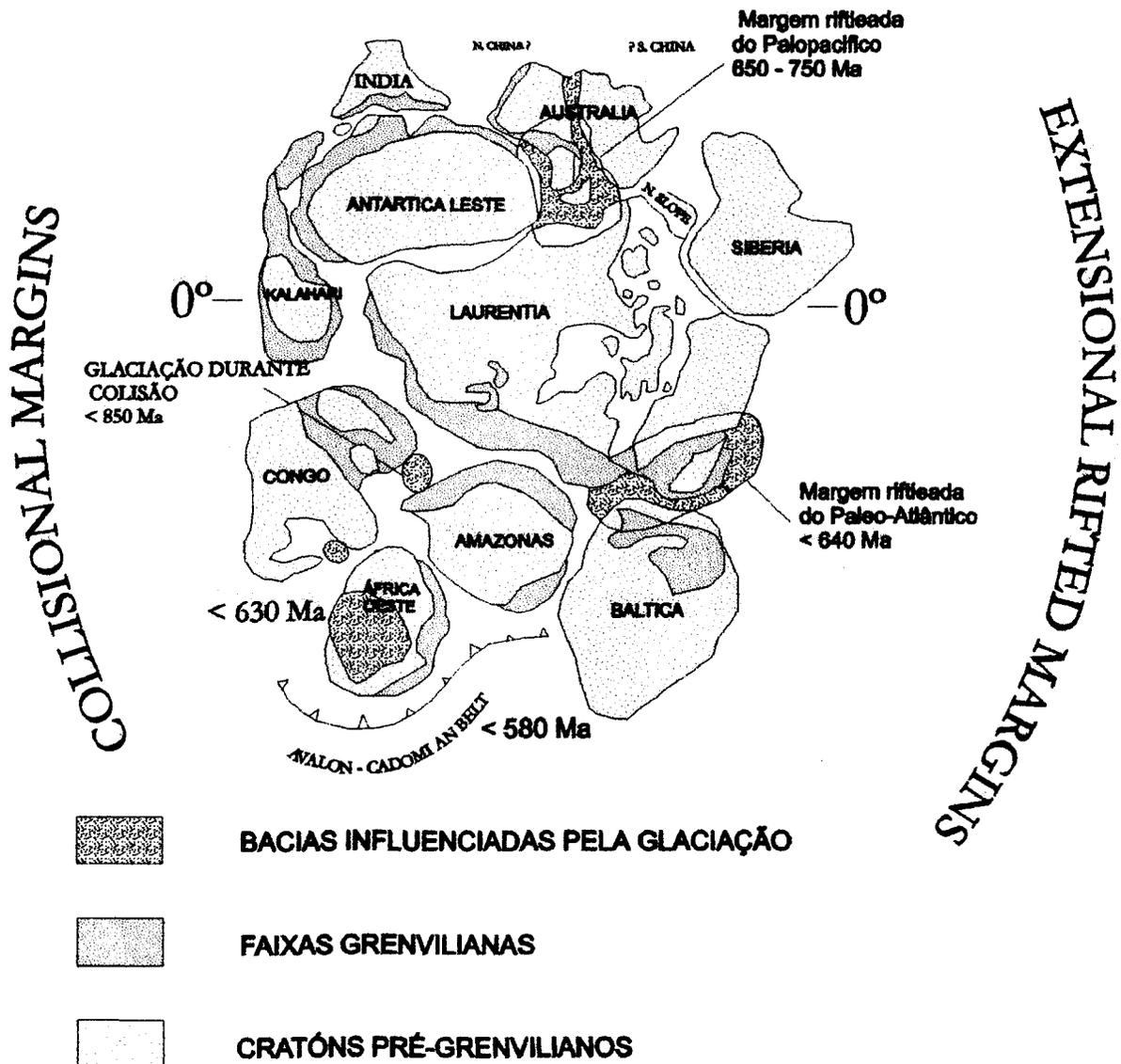


Figura 2-04 Composição das placas tectônicas e idade das principais glaciações Neoproterozóicas (Eyles 1993)

Centro-sul da África

As faixas Neoproterozóicas com dados da destruição de pequenas bacias oceânicas, do tamanho do Mar Vermelho atual, permitiram deposição de diamictitos não glaciais (Eyles 1993; Eyles e Young 1994; Miller 1996).

Brasil

A glaciação com idade entre 900-700 Ma sobre o Cráton do São Francisco e faixas que o margeiam, serão detalhados mais a frente.

Glaciação sobre o Cráton Amazônico e a Faixa Paraguai com idade em torno de 600 Ma (Alvarenga 1988; Alvarenga e Trompette 1992) são discutidos no item 2.2.2.

Parte oriental da América do Norte e Europa

Deposição dos diamictitos em bacia de arco vulcânico na Faixa Avalon-Condormian com duração 700-540 Ma. Na transição da bacia de arco vulcânico para plataforma estável, onde os sedimentos glaciais associados com a fase de fechamento e com o vulcanismo Avalon são misturados, os sedimentos vulcânicos sofrem retrabalhamento dos turbiditos (Eyles 1993).

Sedimentos das bacias com tectônica extensiva

São sedimentos marinhos depositados ao longo de falhas (*extensional plate margins*) durante a ruptura do supercontinente (FIG.2-04). A ruptura da Laurentia, supercontinente Neoproterozóico, que começou a 780 Ma pelo lado oeste (Hoffman 1991) é marcada pelo sedimentos glaciais recentes na Austrália, China e América Norte. A Austrália e a Antártida foram os primeiros continentes que se separaram da Laurentia. Essa ruptura foi ao longo da margem Paleo-Pacífica. A maior fase do rifteamento ao longo da margem Paleo-Atlântica, ocorre em 600 Ma (Hoffman 1991) e hoje temos estas datas preservadas na Alemanha, Escócia e Escandinávia.

1. Setor Paleo-Atlantic

Escócia

O tilito Port Asking, com 750 m de espessura, foi depositado no oceano Iapetus, como duas unidades dos diamictitos (Eyles 1993, 1988)

Groelândia Norte e Oriental

Os sedimentos glaciais Neoproterozóicos são posicionados em dois horizontes, Formação Ulvesö (*Lower Tillite*) e Formação Storeelv (*Upper Tillite*) separados por argilas marinhas (Eyles 1993).

Escandinávia e Europa Oriental

Durante o rifteamento do oceano Iapetus a partir de 640 Ma., ocorreu a glaciação Varangerian descrita no *Varager fjord*. A sedimentação inclui os diamictitos com influência glacial na Bacia Gaiassa na Finlândia (espessura 450 m), que também ocorreram no oeste da Noruega (bacias Tossafjallet e Engerdalen) e na bacia Sparagmite na Escandinávia central (Eyles 1993; Marmo e Ojakangas 1984).

2. Setor Paleo-Pacific

Os sedimentos glaciectônicos estão representados por dois intervalos da glaciação associados ao rifteamento (770 e 650 Ma.).

Canadá Ocidental

O Supergrupo Windermere apresenta três ciclos de decrescimento de profundidade para o topo, representados pelos grupos Raptian, Hay Creek e Sheepbed-Backbone Ranges, onde cada ciclo tem a espessura de 1 km, mas apenas o Grupo Raptian tem diamictitos (até 500 m) (Eyles 1993).

A Formação Gaskiers é composta de 300 metros de diamictitos depositados em ambiente marinho de águas profundas com influência glacial (Eyles e Eyles 1989)

Estados Unidos e México

O Membro Surprise da Formação Kingston Peak tem diamictitos de espessuras de 450 m., no intervalo de idade entre 780-730 Ma., (Eyles 1993)

Ásia

Plataforma Russa inclui glaciações no intervalo entre 750 – 600 Ma.

Na China três intervalos glaciectônicos foram identificados, Changan (800-760 Ma.), Nantuo (720-680 Ma.) e Luoquan (620 –600 Ma.) (Eyles 1993; Rui e Piper 1997)

Austrália

Dois períodos glaciais são reconhecidos, o mais antigo, que começou a aproximadamente 750 Ma., localiza-se na parte central e sul da Austrália. O mais novo, que começou em torno de 670 Ma., está exposto no nordeste da Austrália. O tempo total de duração das duas glaciações é estimado em 100 Ma (Embleton e Williams 1986; Young e Gostin 1988; Lindsay 1989).

2.2.2. Glaciações Neoproterozóicas no Brasil

Os diamictitos de idade neoproterozóica ocorrem no Brasil em várias faixas de dobramento (Faixas Paraguaí-Araguaia, Brasília, Araçuaí, Sergipana) (FIG.2-05). Nos estados de Minas Gerais, Mato Grosso do Sul, Mato Grosso e Bahia e sobre o Cráton do São Francisco, esses depósitos foram sedimentados durante o ciclo Brasileiro, 900-600 Ma, (Hettich 1977; Alvarenga e Trompette 1992; Karfunkel e Hoppe 1988; Meert e Van der Voo 1994; Uhlein 1991, Uhlein *et al.* 1998). Nesse intervalo de tempo a glaciação cobriu uma área de pelo menos 910 000 quilômetros quadrados (Karfunkel e Hoppe 1988).

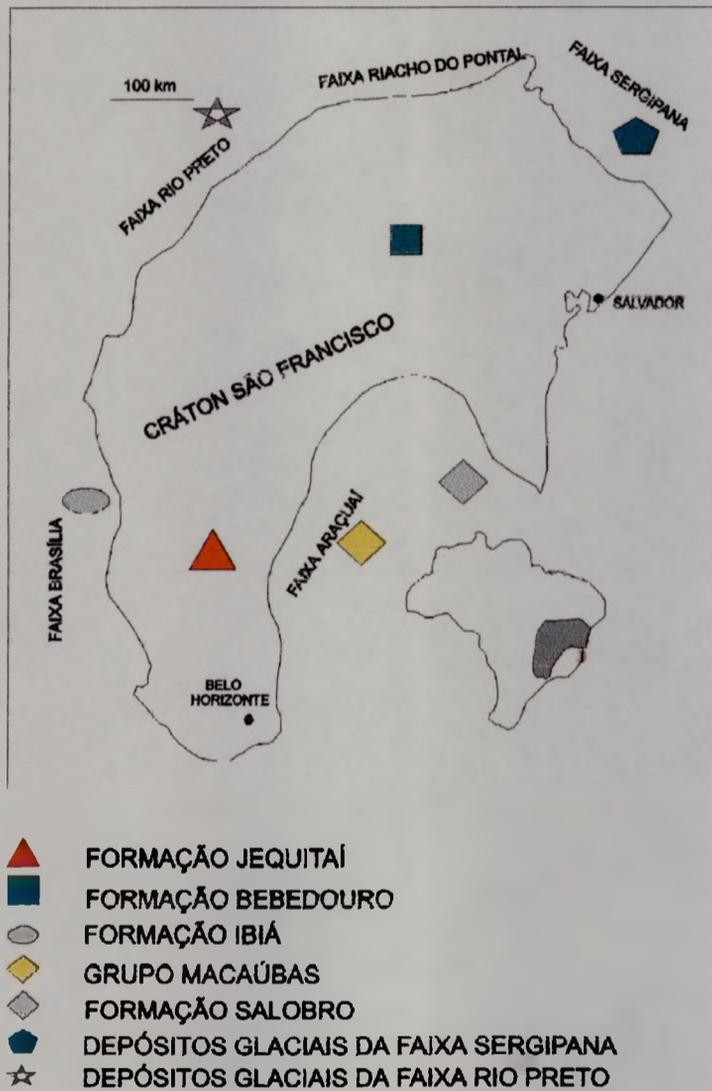


Figura 2-05 O Cráton do São Francisco e suas faixas marginais com localização dos depósitos glaciais

As glaciações Neoproterozóicas no Brasil foram separadas em dois intervalos de idade (Alvarenga e Trompette 1992):

- Uma mais antiga (900 Ma.) é encontrada sobre o Cráton do São Francisco e nas faixas de dobramento marginais, brasileiras.

- Uma mais nova (600 Ma.) é encontrada na Faixa Paraguai, na margem sudeste do Cráton Amazônico.

Glaciação do final do Neoproterózoico (600 Ma)

Região sudeste do Cráton Amazônico e Faixa Paraguai

Durante o Neoproterozóico, a região sul/sudeste do Cráton Amazônico, caracterizava-se por apresentar uma borda cratônica fortemente influenciada pela glaciação ao lado de uma bacia marinha relativamente profunda, com aporte e sedimentação vindo do continente através de leques submarinos alongados de noroeste para sudeste formando depósitos do tipo fluxos gravitacionais. Estes depósitos foram subdivididos nas fácies próximas, intermediárias e distais (Alvarenga e Saes 1992; Alvarenga e Trompette 1992). A idade dessa glaciação é entre 610-545 Ma (Trompette 1995). A freqüente presença de diamictitos com significativa influência glacial, localizados estratigraficamente abaixo da Unidade Média Carbonatada, sugere uma rápida mudança climática, na época que culminou com o fim do período glacial (Alvarenga, 1988).

A Faixa Paraguai está situada no sudeste do Cráton Amazônico e inclui uma sedimentação turbidítica, com a contribuição de material transportados por grandes massas de gelo flutuantes. Estes materiais podem facilmente serem identificados pelos seixos isolados em metapelitos, laminados, dos ciclos turbidíticos, mas que têm a sua identificação mascarada nas fácies mais grosseiras. Durante a glaciação, a Faixa Paraguai esteve em latitudes médias de 60° (Trompette 1995).

Os diamictitos das fácies proximais alcançam bancos maciços de mais 15 metros de espessura com numerosos seixos, blocos e matacões isolados que chegam a atingir 50 centímetros de diâmetro. Os turbiditos aí associados são

geralmente grosseiros, com numerosas intercalações conglomeráticas. Nos raros turbiditos finos da fácies proximal alguns seixos isolados podem aparecer entre os estratos laminados. Neste caso, os seixos isolados não estão condicionados a depósitos por correntes gravitacionais, mas à influência da contribuição glacial.

Os materiais glaciais continentais que estiveram acumulados na borda do Cráton Amazônico foram remobilizados e redepositados sob a forma de diamictitos, originados provavelmente de um fluxo de massa subaquoso, gerando e transicionando para turbiditos grossos e finos (Alvarenga e Saes 1992).

Assim, grande parte dos diamictitos da Formação Puga não são tilitos continentais, nem um simples depósito glácio-marinho, mas provavelmente depósitos marinhos plataformais de frentes de galerias remobilizadas por correntes gravitacionais na passagem cráton-bacia. Os diamictitos e turbiditos grossos das formações Bauxi, Puga e da parte média-superior do Grupo Cuiabá representam fácies glácio-marinhas retrabalhadas por correntes gravitacionais na borda do Cráton Amazônico (Alvarenga e Trompette 1992).

Glaciação do início do Neoproterózoico (≈ 900 Ma)

Cráton do São Francisco e faixas marginais

Os sedimentos com influência glacial ocorrem sobre o Cráton do São Francisco e nas faixas Araçuai, Brasília, Rio Preto e Sergipana (*FIG.2-05*), representados por rochas glaciogênicas e diamictitos das formações Jequitaiá, Bebedouro, Ibiá e do Grupo Macaúbas.

Formação Bebedouro

As rochas da Formação Bebedouro ocorrem sobre o Cráton do São Francisco na Bahia (*FIG.2-05*), e cobrem uma área superior a 60 000 km² (Karfunkel e Hoppe 1988). Essa formação sobrepõe o Grupo Chapada Diamantina em discordância e está recoberta pelos carbonatos da Formação Salitre. A Formação Bebedouro tem espessura entre 1 e 70 metros (Karfunkel e

Hoppe 1988), sendo formada por diamictitos com clastos de tamanho médio entre 1 a 50 centímetros (Karfunkel e Hoppe 1988).

Formação Ibiá

A Formação Ibiá é composta de diamictitos, siltitos e argilitos com poucos arenitos e têm espessuras de até 150 metros (Karfunkel e Hoppe 1988). Está em discordância sobre as rochas proterozóicas dos grupos Canastra e Paranoá ao longo da Faixa Brasília.

Seqüência Jequitai-Macaúbas

No sul do Cráton do São Francisco (FIG.2-05,06) os sedimentos glaciais incluem a Formação Jequitai sobre a plataforma cratônica e o Grupo Macaúbas na borda da plataforma, dentro da faixa Araçuaí. A Formação Jequitai deposita-se em discordância sobre quartzitos, metaconglomerados e metasiltitos do

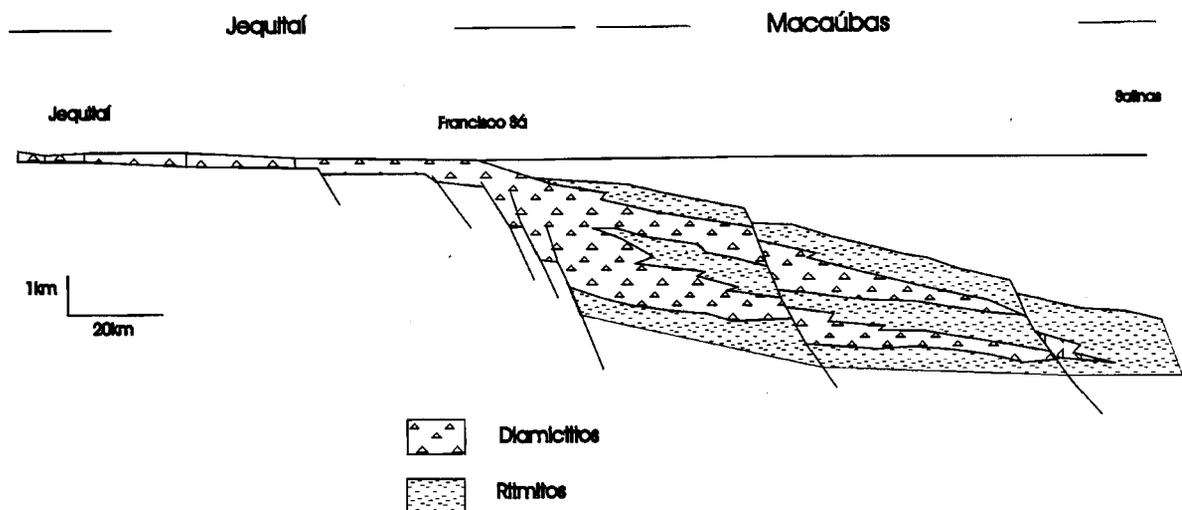


Figura 2-06 Sedimentação glacial na borda sudeste do Cráton do São Francisco (Uhlein *et al.* 1994, 1998 e 1999).

Supergrupo Espinhaço que se depositaram durante o Mesoproterozóico. A Formação Jequitai repousa sub-horizontalmente sobre o cráton, enquanto o Grupo Macaúbas está dobrado no interior da Faixa Araçuaí. Estas unidades foram provavelmente depositadas entre 900 e 700 Ma. Sobrepostos à Formação Jequitai tem-se carbonatos e folhelhos do Grupo Bambuí (Uhlein 1991; Uhlein *et al.* 1998, 1999)

Formação Jequitai

A Formação Jequitai aflora sobre o Supergrupo Espinhaço em discordância erosiva e, às vezes, a superfície da base mostra erosão glacial (pavimentos estriados). A origem glacial da Formação Jequitai foi reconhecida por Branner (1919 e depois por Moraes e Guimarães 1930 *in* Uhlein 1991). Sua origem glacial nunca foi seriamente questionada (Uhlein *et al.* 1999).

A formação foi inicialmente interpretada como fácies glácio-continentais com base nos pavimentos estriados da base (Issota *et al.* 1969; Karfunkel e Hoppe 1988; Rocha-Campos e Hasui 1981). Trabalhos recentes (Uhlein *et al.* 1994, 1998 e 1999) interpretam a Formação Jequitai como de deposição glácio-marinha em plataforma rasa com parcial cobertura de gelo. Rocha-Campos *et al.* (1996) tentam explicar as estrias nos quartzitos do Supergrupo Espinhaço como erosão glacial em sedimentos mole.

A Formação Jequitai é formada por diamictitos maciços com raras intercalações dos arenitos e argilitos, com espessura variando entre 0 até 100 metros. Os clastos nos diamictitos são de granitos, gnaisses, quartzitos, quartzo e calcário com tamanho que variam entre poucos centímetros até matacões (FOTO 2-01).

Grupo Macaúbas

O Grupo Macaúbas foi definido por Moraes e Guimarães (1930 *in* Uhlein 1991). O grupo tem a espessura de alguns quilômetros (FIG.2-06), consistindo de diamictitos com gradação vertical e lateral para fácies rítmicas (arenitos siltitos e folhelhos). Os diamictitos são constituídos de camadas maciças com espessura

de alguns decímetros até 50 metros. A matriz argilo-siltosa é rica em carbonatos e tem clastos milimétricos até centimétricos e com poucos clastos de até 1 m.



Foto 2-01 Matacão no diamictito da Formação Jequitaí na porção norte da Serra das Porteiras

Os clastos são de quartzito, granitóide, calcário e quartzo. As camadas e lençóis de conglomerados, arenitos e folhelhos estão intercaladas nas fácies dimictíticas. Apresenta materiais glaciais ressedimentados pelas correntes debríticas subaquáticas e pelas correntes turbidíticas. A influência glacial direta é reduzida a poucos clastos isolados (*dropstone*), (Uhlein *et al.* 1994, 1998 e 1999).

2.3 CONCLUSÕES

Acreditava-se no passado que as glaciações Neoproterozóicas ocorreram apenas em latitudes tropicais ($< 25^\circ$), mas novas evidências paleomagnéticas mostram que a maioria das glaciações Neoproterozóicas ocorrem em latitudes entre 25° e 60° (Meert e.Van der Voo 1994), entretanto são necessárias um volume maior de pesquisas para se ter dados mais confiáveis, á que, por exemplo foram encontrados sedimentos glaciais, na Austrália, a 650 Ma, entre 20°N - 12°S (Schmidt *et al.* 1991). As últimas pesquisas mostram que algumas glaciações Paleoproterozóicas também ocorreram em latitudes tropicais (Evans *et al.* 1997; Williams e Schmidt, 1997).

A explicação para a presença de sedimentos glaciais em latitudes inferiores a 25° ou perto dessas latitudes foram assim interpretados:

- Aumento significativo da obliquidade da terra (Williams 1993);
- Identificação incorreta dos sedimentos glaciais (Chumakov 1981; Eyles 1993);
- Uma forte glaciação que cobriu toda Terra “Snowball-earth” (Meert e.Van der Voo 1994);
- Um anel de gelo como o anel de Saturno (Meert e.Van der Voo 1994);
- Sedimentos glaciais foram acumulados em latitudes tropicais, mas eram originários outras latitudes (Meert e Van der Voo 1994);
- Um modelo conceitual que indica temperatura baixa por um “ring-world supercontinent” (Meert e.der Voo 1994);
- Temperatura global baixa por menor irradiação (10-15%) do Sol (Kuhn *et al.*, 1989; Crowley e Baum 1993);
- Concentração de CO_2 na ar (Kuhn *et al.* 1989);
- Uma mudança do dipolo axial geocêntrico durante o período 1000-540 Ma. (Schmidt *et al.* 1991);
- As condições no Precambriano foram diferentes e permitiram glaciações em latitudes tropicais (Kuhn *et al.* 1989; Crowley e Baum 1993; Meert e.Van der Voo 1994);

Nenhuma dessas teorias podem, separadamente, explicar todos os problemas que ocorrem nas glaciações Neoproterozóicas. Um destes problemas é a

combinação dos diamictitos com calcários e dolomitos. Isso só pode ser explicado com a rápida mudança do clima (Williams 1993), ou esses carbonatos (calcários e dolomitos) foram sedimentados em água fria como resultado do congelamento da água rica em CaCO_3 (Hambrey 1983; Souchez e Lemmens 1985; Fairchild *et al.* 1989).

As fácies glaciogênicas mais comuns preservadas em rochas não são tilitos e ou outros sedimentos glacio continentais. Os mais comum são “rainout” e fluxo de massa gerando diamictitos com fácies turbidíticas associadas. As rochas da glaciação continental compreendem menos de 10 % de todas rochas com influência glacial. As bacias com tectônica ativa não são um bom lugar para preservar dados da glaciação. A maioria dos sedimentos glaciais foram retrabalhados, fato que dificulta o seu reconhecimento. Isso é muito comum em glaciações Neoproterozóicas, onde os únicos dados que dispomos sobre a influência glacial são os sedimentos mal selecionados (diamictitos) e poucos pavimentos estriados.

As glaciações Neoproterozóicas ocorrem em todos os continentes atuais (Chumakov 1981; Meert e Van der Voo 1994) provavelmente incluindo a Antártida. Os dados foram mais preservados em bacias com tectônicas extensiva. Embora a maioria das teorias tentem usar eventos extraterrestres, somente quando juntamos eventos tectônicos deste período com glaciações, poderemos tentar explicar os eventos no Neoproterozóico. Um fato muito significativo é que todas glaciações Neoproterozóicas são conectadas com as orogêneses deste tempo. Isso também se torna um problema para diferenciar sedimentos glaciais de sedimentos tectônicos. Tectônica ativa pode destruir todos dados sobre uma glaciação, ou mascarar pelo retrabalhamento e ressedimentação. Um “uplift” com elevação grande e rápida pode permitir glaciações de altitude em latitude tropical. Esta tectônica foi uma boa fonte de material, depois transportado e sedimentado pela geleira. Mas com uma atividade sísmica forte muitos dos sedimentos glaciais foram retrabalhados pelos fluxos gravitacionais. Também muitos sedimentos glaciais foram destruídos pela subdução dos continentes. Isto pode significar que o maior impulso das glaciações neoproterozóicas é proveniente da tectônica de placas. Isto não significa que fatores extraterrestres não tenham influenciado na glaciação Neoproterozóica, mas não foram preponderantes. Outros fatores

terrestres, como concentração de CO₂ também puderam ter influência na duração e magnitude das glaciações Neoproterozóicas.

Para se desvendar os segredos das glaciações neoproterozóicas, precisamos coletar mais dados de campo, de todos os continentes e analisar estes dados com todas as tecnologias mais avançadas, especialmente dados sobre geocronologia e paleomagnetismo. Muito importante é fazer uma diferenciação dos sedimentos de gelo, sedimentos com influência do gelo e sedimentos tectônicos. Também é importante fazer uma diferenciação sobre sedimentos mal selecionados da origem glacial (glácio-continentais e glácio-marinhas) e sedimentos não glaciais, e fazer uma boa terminologia para isto. Dados mais precisos sobre as influências extraterrestres podem ser de grande utilidade.

A glaciação Neoproterozóica é um dos problemas mais enigmáticos na história da Terra. Na verdade, pode ser que esse problema seja simples, mas não menos interessante.

CAPITULO 3 – O CRÁTON DO SÃO FRANCISCO E AS SUAS COBERTURAS

3.1. LIMITES E DEFINIÇÃO DO CRÁTON DO SÃO FRANCISCO

O conceito do Crátón do São Francisco foi considerado com base nos seguintes itens; uma extensa área, consolidada antes do Ciclo Brasileiro, durante o qual não sofreu dobramentos do tipo alpino, mas atuou como antepaís dos geossinclíneos que então se desenvolveram às suas bordas (Almeida 1977). Essa placa esteve unida ao Crátón Congo-Kasai na África, tendo sido separados no Mesozóico, com a fragmentação do Gondwana.

O Crátón do São Francisco (FIG.3-01) é uma grande unidade tectônica,



Figura 3-01 – Localização do Crátón do São Francisco e suas faixas marginais

consolidada entre 2.5 e 1.8 Ga, incluído aí o Ciclo Transamazônico 2.2-1.9 Ga (Teixeira e Figueiredo 1991), seguido apenas de deformações de natureza paratectônica. O último importante evento que antecede ao Ciclo Brasileiro, foi o ciclo do Espinhaço-Kibaran (Brito-Neves e Cordani, 1991), evento representado pela formação de um rifte continental, com direção N-S, que deu origem à bacia do Supergrupo Espinhaço, entre 1,75 – 1,7 Ga (Uhlein *et al.* 1998).

3.2. ESTRATIGRAFIA DAS COBERTURAS MESO-NEOPROTEROZÓICAS DA PORÇÃO MERIDIONAL

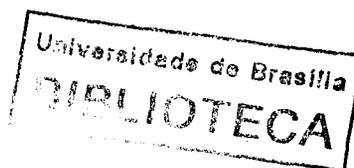
3.2.1. Supergrupo Espinhaço

O Supergrupo Espinhaço foi descrito pela primeira vez por Draper (1920). Esse conjunto tem espessura estratigráfica superior a 3000 metros, composto predominantemente por rochas metassedimentares, siliciclásticas, e subordinadamente por metavulcânicas e raras ocorrências de rochas carbonáticas (Martins-Neto 1998; Uhlein *et al.* 1998), tendo sido provavelmente depositado entre 1.75 e 1.1 Ga (Uhlein *et al.* 1998).

No Espinhaço Meridional essa unidade (*FIG.3-02*) foi dividida em dois grupos, estas em nove formações (Bruni *et al.* 1976; Uhlein 1991; Martins-Neto 1998);

Grupo Diamantina

A base do Grupo Diamantina (*FIG.3-02*) inclui as formações: Bandeirinha, São João da Chapada e Sopa-Brumadinho que são constituídas por quartzitos, metaconglomerados, metapelitos e metavulcânicas. Essas rochas sedimentares foram depositadas em ambiente fluvial com leque aluvial ou sistema fluvial entrelaçado (*braided*), e em ambiente marinho raso (Uhlein *et al.* 1998). Esse conjunto, que tem espessura entre 100 e 700 metros, é interpretado como a fase pré-rifte ou rifte inicial (Pflug *et al.* 1980; Uhlein 1991; Dussin e Dussin 1995; Martins-Neto 1998; Uhlein *et al.* 1998).



A Formação Galho do Miguel é constituída predominante por quartzitos finos, eólicos e marinhos, com espessura variando entre 500 e 1500 metros. A sua sedimentação é interpretada como sendo de uma fase transicional da evolução da bacia com subsidência termal e tectônica (Uhlein 1991; Dussin e Dussin 1995; Martins-Neto 1998; Uhlein *et al.* 1998).

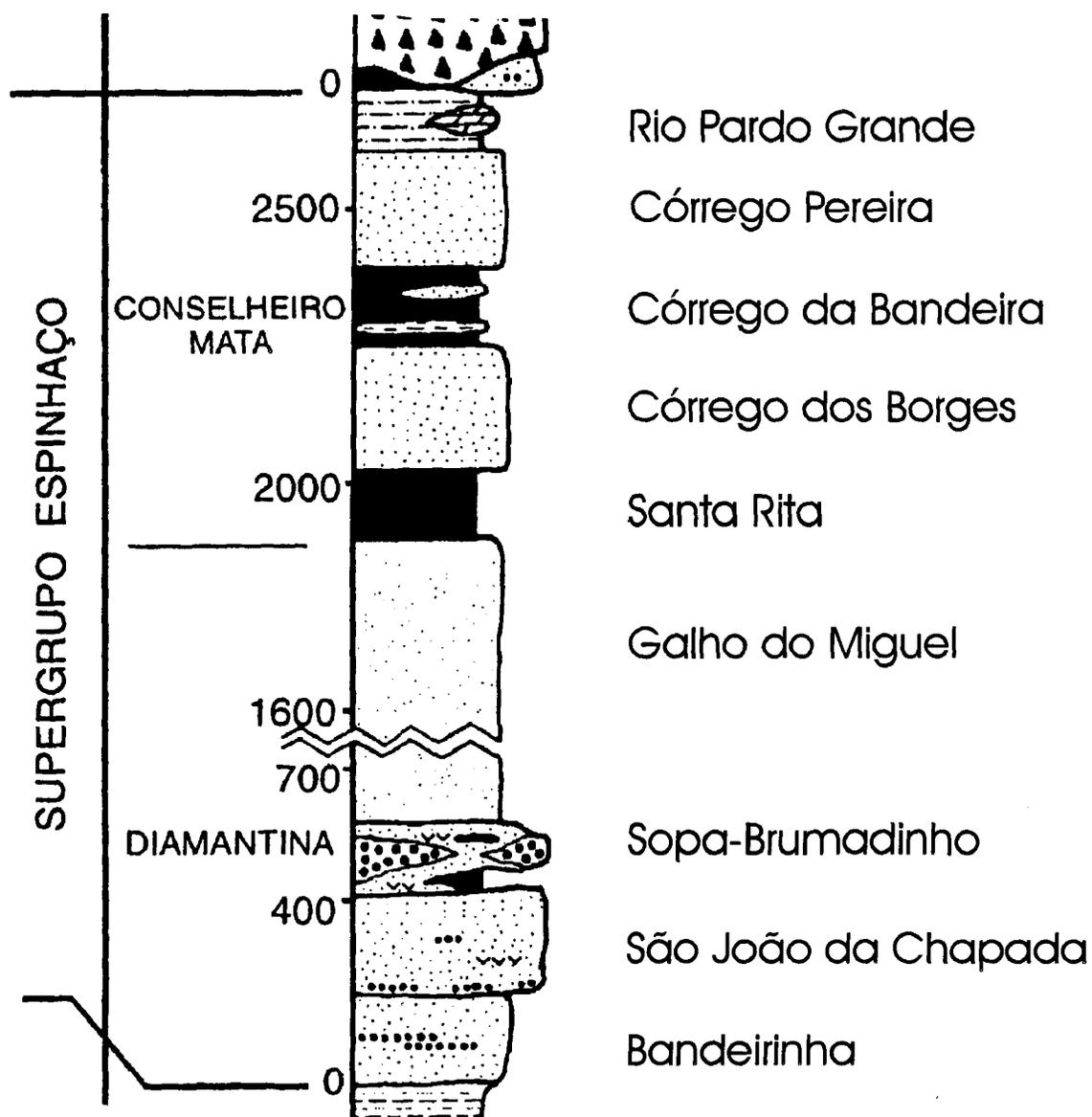


Figura 3-02 Coluna estratigráfica adotada da Serra do Espinhaço Meridional (Pflug 1968, Dussin *et al.* 1984, Martins-Neto 1998)

Grupo Conselheiro Mata

O grupo Conselheiro Mata (FIG. 3-02) com suas formações (Santa Rita, Córrego dos Borges, Córrego da Bandeira, Córrego Pereira e Rio Pardo Grande) é constituído por intercalações de quartzitos, metapelitos, metasiltitos e lentes de dolomitos no topo, com uma espessura em torno de 900 m (Martins-Neto 1998; Uhlein *et al.* 1998). Esse grupo foi depositado durante a fase flexural da bacia (Viveros e Walde 1976; Walde 1978; Uhlein 1991; Dupont 1995; Dussin e Dussin 1995; Martins-Neto 1998; Uhlein *et al.* 1998).

Correlação entre as unidades do Supergrupo Espinhaço

Na Serra do Cabral e na Serra da Água Fria afloram os quartzitos da Formação Córrego dos Borges (FIG.3-03) do Supergrupo Espinhaço. Esses quartzitos têm estrias gravadas na sua superfície, mostrando erosão glacial pós-Espinhaço.

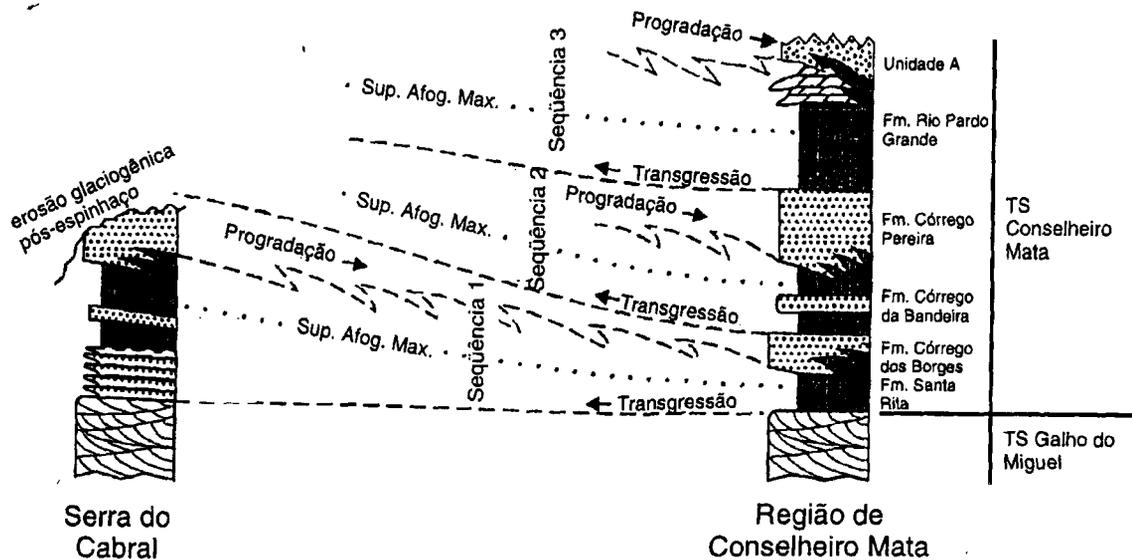


Figura 3-03 Correlação entre os unidades do Supergrupo Espinhaço na região Conselheiro Mata e Serra do Cabral / Serra da Água Fria (Dupont 1995, Martins-Neto 1998).

3.2.2. Supergrupo São Francisco

Pflug e Renger (1973) fazem a proposição formal do uso do termo Supergrupo São Francisco, incluindo o Grupo Macaúbas, Formação Jequitai e Grupo Bambuí. A deposição do Supergrupo São Francisco durante o Neoproterózoico começa com os sedimentos glaciogênicos da Formação Jequitai sobre o cráton e os sedimentos glaciogênicos e gravitacionais do Grupo Macaúbas na faixa Araçuaí (Uhlein 1991; Uhlein *et al.* 1994,1998; Martins-Neto *et al.* 1998). Estes sedimentos foram depositados durante a fase extensional que corresponde à formação do rifte Araçuaí, entre 1-0.9 Ga (Uhlein *et al.* 1998).

Grupo Bambuí

A litoestratigrafia original foi levantada por Costa e Branco (1961) e ligeiramente modificada por Dardenne (1978). O Grupo Bambuí (*FIG.3-04*) é subdividido em cinco formações: Sete Lagoas, Serra de Santa Helena, Lagoa do Jacaré, Serra da Saudade e Três Marias. A espessura do grupo está entre 1000 e 2000 metros e foi provavelmente depositado entre 0.8 e 0.6 Ga (Babinski 1993). Na faixa Araçuaí não foi encontrado o equivalente do Grupo Bambuí (Uhlein *et al.* 1994,1998).

O Grupo Bambuí é composto por dois conjuntos sedimentares com contato gradacional entre eles no centro da bacia e erosional na borda leste (Uhlein *et al.* 1998). O primeiro conjunto é composto por carbonatos, siltitos e pelitos, indicando uma sedimentação em plataforma rasa. Esse conjunto inclui as formações Sete Lagoas, Serra de Santa Helena, Lagoa de Jacaré e Serra da Saudade. O segundo conjunto foi sedimentado em ambiente fluvial e marinho raso com a deposição dos arenitos e pelitos da Formação Três Marias, representando um resíduo de uma bacia tipo foreland (Uhlein *et al.* 1998).

Formação Sete Lagoas

Esta formação, inicialmente descrita por Costa e Branco (1961 *in* Baptista *et al.* 1984), é constituída por uma seqüência de carbonatos (*FOTO 3-01*) (calcários e dolomitos) com intercalações pelíticas (*FOTO 3-02*) (Dardenne 1978, Uhlein 1991). A sucessão de rochas carbonáticas é constituída por calcários argilosos, calcários puros, calcários e dolomitos com brechas lamelares e estruturas estromatolíticas.

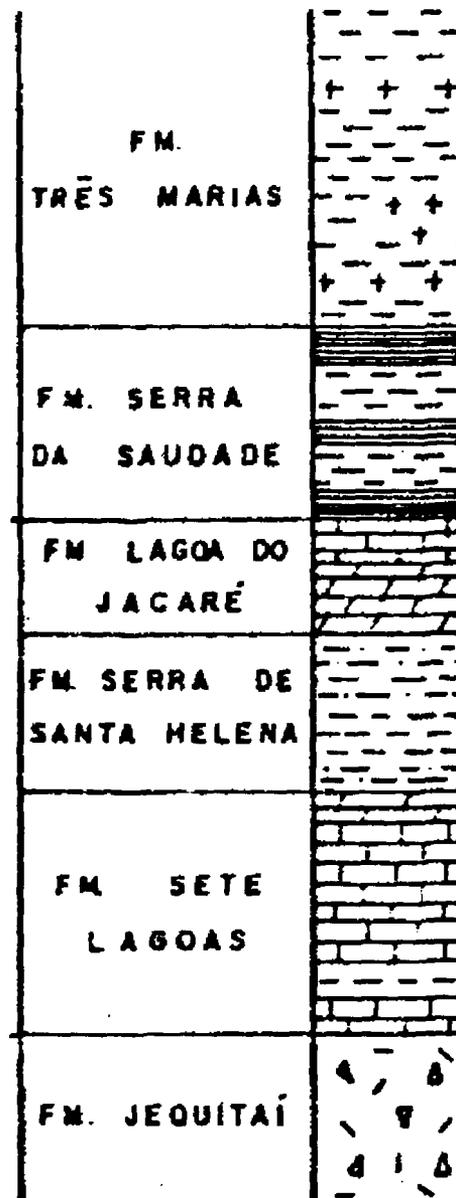


Figura 3-04 Coluna estratigráfica do Supergrupo São Francisco (Grupo Bambuí e Formação Jequitai; Seg.. Dardenne 1978).

Formação Serra de Santa Helena

A Formação Serra de Santa Helena é constituída por folhelhos e siltitos argilosos, finamente laminados (Costa e Branco 1961; Dardenne 1978; Uhlein 1991).

Formação Lagoa do Jacaré

A Formação Lagoa do Jacaré apresenta siltitos e margas cinza esverdeados, intercaladas com lentes de calcários pretos, ricos em matéria orgânica, fétidos, com bancos oolíticos, pisolíticos e com estratificações cruzadas acanaladas (Dardenne 1978; Uhlein 1991).



Foto 3-01 Afloramento dos calcários do Grupo Bambuí na parte noroeste da área pesquisada (região de Jequitai). A espessura dos calcários neste ponto é de aproximadamente 25 metros

Formação Serra da Saudade

A Formação Serra da Saudade é composta por siltitos, argilitos e folhelhos com pequenas e esparsas intercalações lenticulares de calcário (Dardenne 1978; Uhlein 1991). Nesta unidade ocorrem também fosforitos (Dardenne 1978).

Formação Três Marias

A Formação Três Marias apresenta rochas siliciclásticas, dominadas por arcósios e siltitos esverdeados, cuja sedimentação se deu sobre uma plataforma rasa, com marcante domínio de tempestades. Essa formação foi inicialmente descrita por Eschwege (1833) como "Arenito Pirapora" in Baptista *et al.* (1984)(Dardenne 1978; Uhlein 1991; Chiavegatto *et al.* 1993).



Foto 3-02 Erosão recente nos siltitos do Grupo Bambuí na parte sudoeste da Serra da Água Fria

CAPÍTULO 4 – ROCHAS GLACIOGÊNICAS DA FORMAÇÃO JEQUITAI

4.1 GEOLOGIA DA REGIÃO DE JEQUITAI

4.1.1 Introdução

A Formação Jequitai, nas serras da Água Fria e dos Porteiras, nordeste do estado de Minas Gerais, aflora nas bordas de um anticlinal e um sinclinal (*FIG.4-01*). O eixo do anticlinal possui direção NNE e é constituído por quartzitos do Supergrupo Espinhaço e diamictitos da Formação Jequitai. Em todas as camadas a direção preferencial de dobramento é NNE (Paiva Filho e Ponçano 1972).

A geomorfologia da região de Jequitai caracteriza-se por duas serras principais (Água Fria e Porteiras), que são separadas pelo cânion do Rio Jequitai (*FIG.4-01*). As serras tem orientação aproximadamente norte-sul e são formadas por quartzitos do Supergrupo Espinhaço, enquanto os vales são formados por siltitos e calcários do Grupo Bambuí. Os calcários do Grupo Bambuí (*FOTO 3-01*) também fazem relevo positivo como na Serra da Umbrana (*FIG.4-01*). Como as camadas são quase paralelas com as encostas das serras, em sua maior parte os sedimentos foram erodidos até os quartzitos. Os diamictitos foram preservados nos lugares de mergulhos mais suaves das camadas. Os siltitos só afloram no pé da serra (*FIG.4-02*).

O sinclinal é situado no vale entre as serras Água Fria/Porteiras e do Cabral. Em direção ao núcleo do sinclinal (Serra da Umbrana) afloram os calcários, enquanto que os flancos têm os siltitos do Grupo Bambuí (*FOTO 3-02*). Estes apresentam uma tectônica caracterizada por dobras de amplitudes da métricos, subordinadas ao grande dobramento do sinclinal. A direção dos eixos N-S, sugere transporte tectônico de E para W (*FIG.4-01*).

As rochas do Supergrupo Espinhaço são cortadas por veios de quartzo, leitoso xenomórfico, com zonas de desenvolvimento de quartzo hialino euédrico, e de direção geral NE (Paiva Filho e Ponçano 1972).

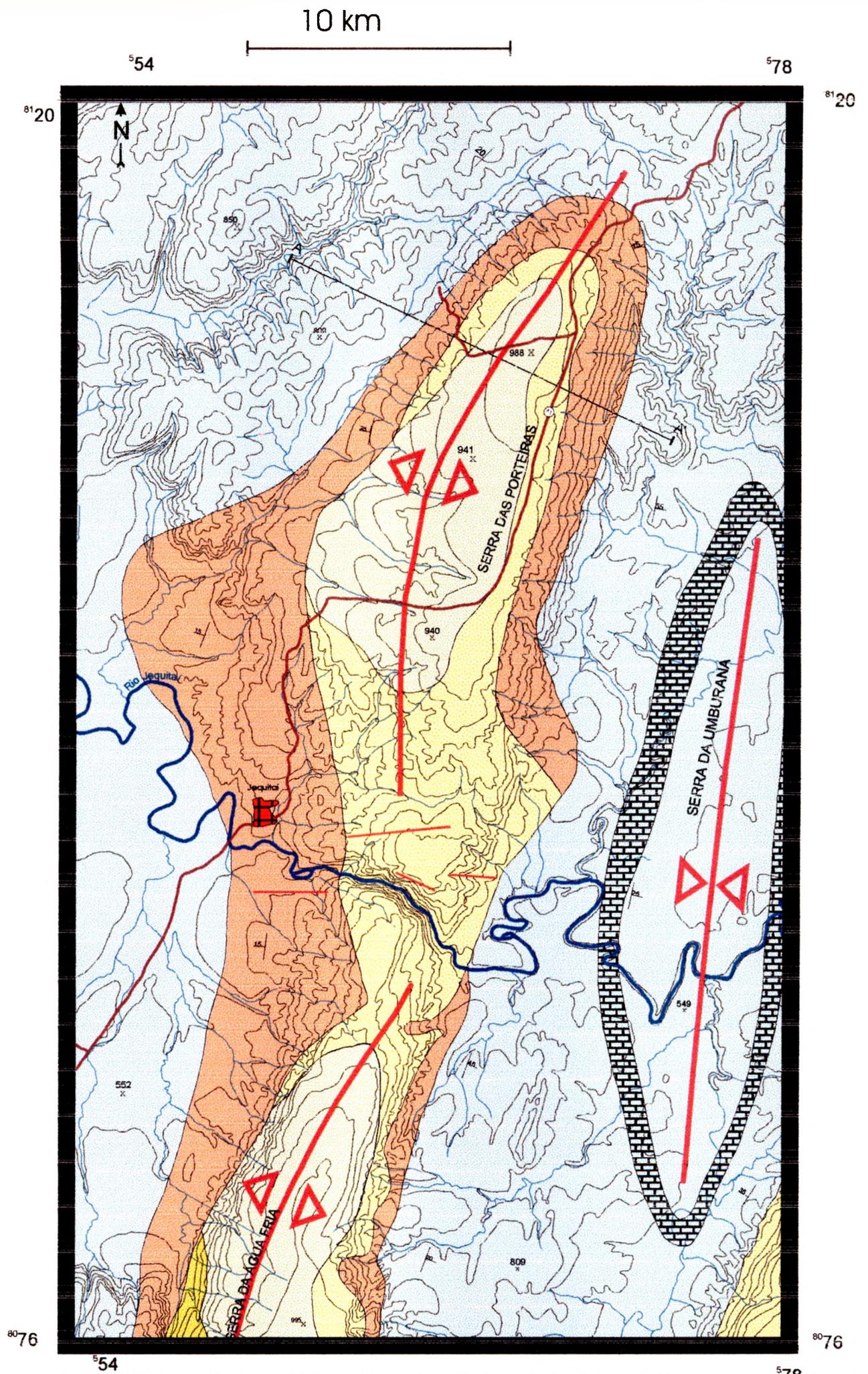


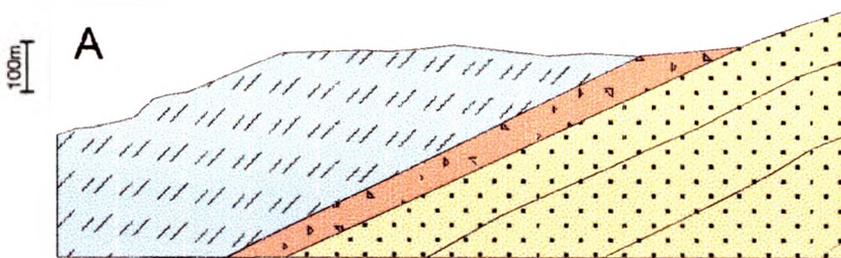
Figura 4-01 Mapa geológico da região de Jequitai. Ver legenda no Anexo 1.

CAPÍTULO 4 – ROCHAS GLACIOGÊNICAS DA FORMAÇÃO JEQUITAI

Na região estudada (*FIG.4-01*) encontram-se quatro tipos de unidades litoestratigráficas. As mais antigas são os quartzitos do Supergrupo Espinhaço. Sobrepostos a eles, em discordância, encontram-se os diamictitos da Formação Jequitai. Siltitos e calcários do Grupo Bambuí recobrem os diamictitos da Formação Jequitai, que por sua vez, são recobertos por sedimentos fanerozóicos, geralmente conglomerados (*FOTO 4-01*), arenitos e lateritos da Formação Areado (Paiva Filho e Ponçano; 1972, Costa *et al.* 1998) ou da Formação Urucuia (Valadão *et al.* 1994).



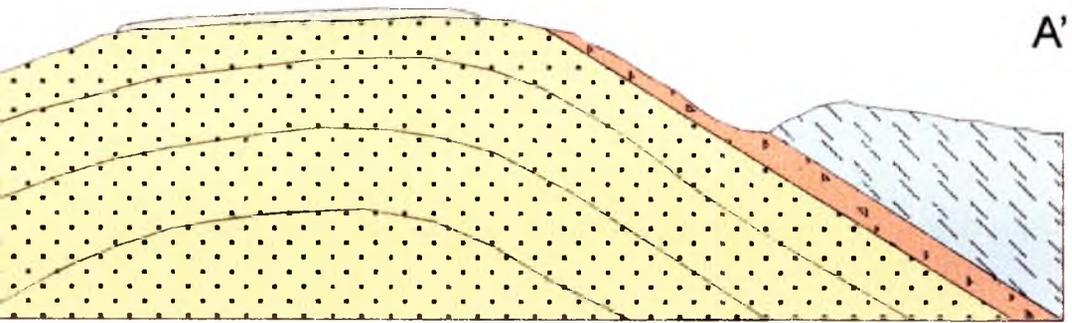
Foto 4-01 – Os conglomerados da Formação Areado na porção sudeste da Serra da Água Fria



-  Coberturas Fanerozóicas
-  Grupo Bambuí
-  Formação Jequitai
-  Supergrupo Espinhaço

Figura 4-02 Perfil geológico, localização na FIG. 4-01

106°



A'

1km



4.1.2 Descrição das fácies da Formação Jequitaí na região da cidade de Jequitaí

Neste ítem pretende-se individualizar as litofácies da Formação Jequitaí, descritas em trabalhos anteriores apenas como diamictitos.

4.1.2.1 Classificação das rochas sedimentares mal selecionadas com influência glacial

O termo *till* foi pela primeira vez usado na Escócia para descrever uma rocha com clastos grandes, polidos, às vezes estriados, com matriz argilosa. Posteriormente, a mesma foi conhecida como *bulder clay* (Harland *et al.* 1966). *Till* foi descrito como um sedimento não litificado, encontrado no Quaternário. O termo *tillito* foi usado para descrever rochas glaciais pré-Pleistocênicas, pelo material da base de uma geleira continental não pode ser usado pelas suas características descritivas, uma vez que podem ser encontradas em outras situações geológicas (Dreimains e Schlüchter 1985).

Os termos *till* e *tillito* têm dois elementos em sua definição: petrográfico e petrogenético. O nome *tillito* se usa no contexto genético, para sedimentos mal selecionados com origem glacial. O termo *diamictito* passou a ser usado como descritivo e sem conotação genética para descrever rochas que têm clastos com grande variedade de tamanho (Harland *et al.* 1966; Eyles *et al.* 1983).

Eyles *et al.* (1983) propõem um código de litofácies para as rochas de ambiente glaciogênico, o qual foi adaptado neste trabalho com algumas modificações, considerando também a classificação de rochas fluviais de Miall (1985), mal selecionados de Moncrieff (1989) que é usada por Raymond (1998) (TAB.4-01).

As litofácies da Formação Jequitaí foram inicialmente divididas em quatro grupos, considerando o tamanho dos grãos (TAB.4-01), aqui representados pela letra maiúscula. Esses grupos são:

Diamictitos (D),

Conglomerados (C),

Arenitos (S),

Sedimentos finos (F).

A segunda letra em minúsculo, que acompanha o maiúsculo **D** (diamictitos) representa a relação entre superfície visível da matriz e os clastos, com o objetivo de estabelecer o limite de fronteira entre diamictitos pobres e ricos em clastos. Nestes últimos, os clastos representam mais de 10% de superfície da rocha. A terceira letra que é em minúsculo nos diamictitos representa tipo da matriz.

<u>DIAMICTITOS (D)</u>	
Dr	Rico em clastos
Dp	Pobre em clastos
D-s	Com matriz arenosa
D-m	Com matriz argilosa
D—m	Maciço
D—s	Estratificado
D—I	Com concentração dos clastos
<u>CONGLOMERADOS (C)</u>	
Cm	Com matriz argilosa
Cs	Com matriz arenosa
<u>QUARTZITOS (S)</u>	
Sm	Maciço
Sc	Laminação cruzada
<u>ARGILITOS e SILTITOS (F)</u>	
Fm	Maciço
Fl	Laminado
F-d	Com "dropstone"

Tabela 4-01 Litofácies dos sedimentos glaciais (adaptado de Eyles *et al.* 1983, Moncrieff 1989 e Raymond 1998)

Moncrieff (1989) divide os diamictitos pelo tipo da matriz em três grupos (com matriz arenosa, intermediária e argilosa), enquanto Raymond (1998) coloca todos os diamictitos com matriz não argilosa como conglomerados. Nesse trabalho, os diamictitos foram divididos pelo tipo da matriz em dois grupos (com matriz argilosa **D-m** e arenosa **D-s**). A última letra em minúsculo nos diamictitos apresenta o tipo das estruturas nos diamictitos, tendo assim diamictito maciço **D-m**, estratificado **D-e**, e com concentração dos clastos **D-l**.

Os conglomerados (**C**) foram divididos em dois grupos (**TAB.4-01**) pelo tipo da matriz (arenosa e argilosa). Moncrieff (1989) usa relações 1:9, 1:1 e 9:1 para dividir areia e argila, mas para esse trabalho foi usada a proporção 1:1.

Os arenitos (**S**) são divididos por sua estrutura (maciço **Sm**; com laminação cruzada **Sc**; e com laminação horizontal **Sl**).

Os sedimentos finos (argilitos e siltitos, **F**) são divididos pela estrutura em: maciço (**Fm**), laminado (**Fl**) ou com indicação genética, com “dropstone” (**F-d**).

4.1.2.2 Conglomerados (C)

Essa fácies (**FOTO 4-02**) ocorre na base da Formação Jequitai, e inclui os conglomerados com clastos de quartzitos (Supergrupo Espinhaço) e matriz arenosa (**Cs**) em espessuras médios de 3-5 centímetros podendo atingir até 15 centímetros. A média do tamanho dos clastos é de 3-4 centímetros, podendo chegar até 10 centímetros, com formas angulosas. A matriz é composta de grãos de quartzo, na granulometria de areia média até grossa. A matriz e os clastos são de quartzitos semelhantes aqueles encontrados no Supergrupo Espinhaço.

Essa fácies foi sedimentada preenchendo pequenas depressões, encontradas na superfície dos pavimentos estriados. As estrias não tem continuidade abaixo dos conglomerados. Logo, representam depressões já existentes ou formadas concomitantemente com o transporte da geleira.

Junto com os conglomerados, por vezes encontram-se capas de sílica. Enquanto os conglomerados são depositados em depressões do paleorelevo, as capas de sílica estão sempre em partes positivos do relevo. Essas capas de sílica são de quartzo recristalizado em cristais de até 2 centímetros, com espessuras de até 5 centímetros. Como as estrias têm continuidade abaixo das capas de sílica, parece que elas são produto de processos posteriores.

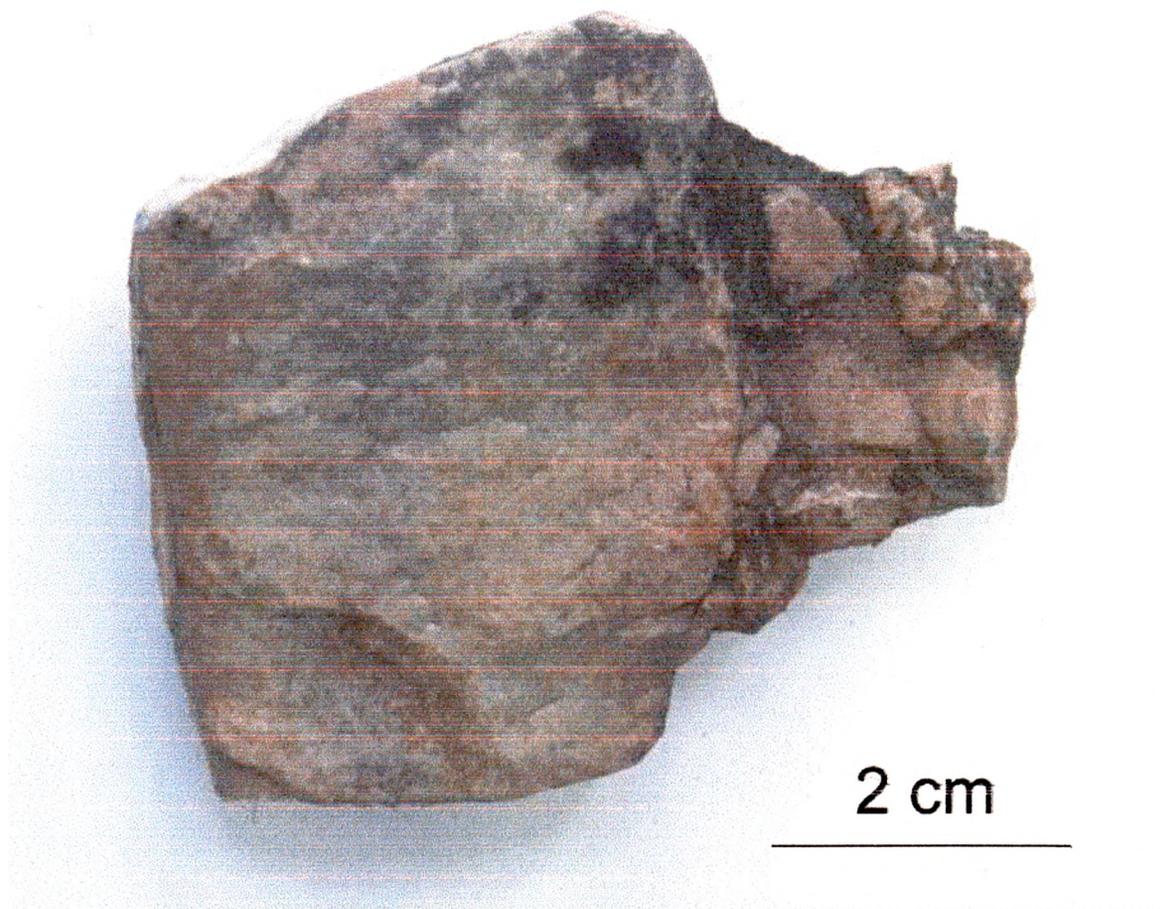


Foto 4-02 Litofácies (Cs) que incluem os conglomerados, encontrados nas depressões dos quartzitos com pavimentos estriados.

4.1.2.2.1 Pavimentos estriados

Na parte norte e leste da Serra da Água Fria (FOTO 4-03) aparecem os pavimentos estriados (FIG.4-01), que estão gravados nos quartzitos do Supergrupo Espinhaço (FIG.4-03). Na área norte, as estrias tem orientação 120°, apresentando profundidades de até 4 centímetros e larguras médias de 1 a 2 centímetros podendo, em alguns casos, alcançar larguras de até 15-20 centímetros. Essas estrias são muito regulares, retilíneas e paralelas e têm continuidade em todo afloramento. Na zona leste, as estrias principais tem orientação 110°, mas em um setor deste afloramento foram encontradas estrias com orientação 96° que cortam as estrias principais, de orientação 110°. A atitude das camadas do quartzito do Supergrupo Espinhaço é 110/10. As estrias indicam que a geleira avançava no sentido 100-120° de azimute.

a)



b)

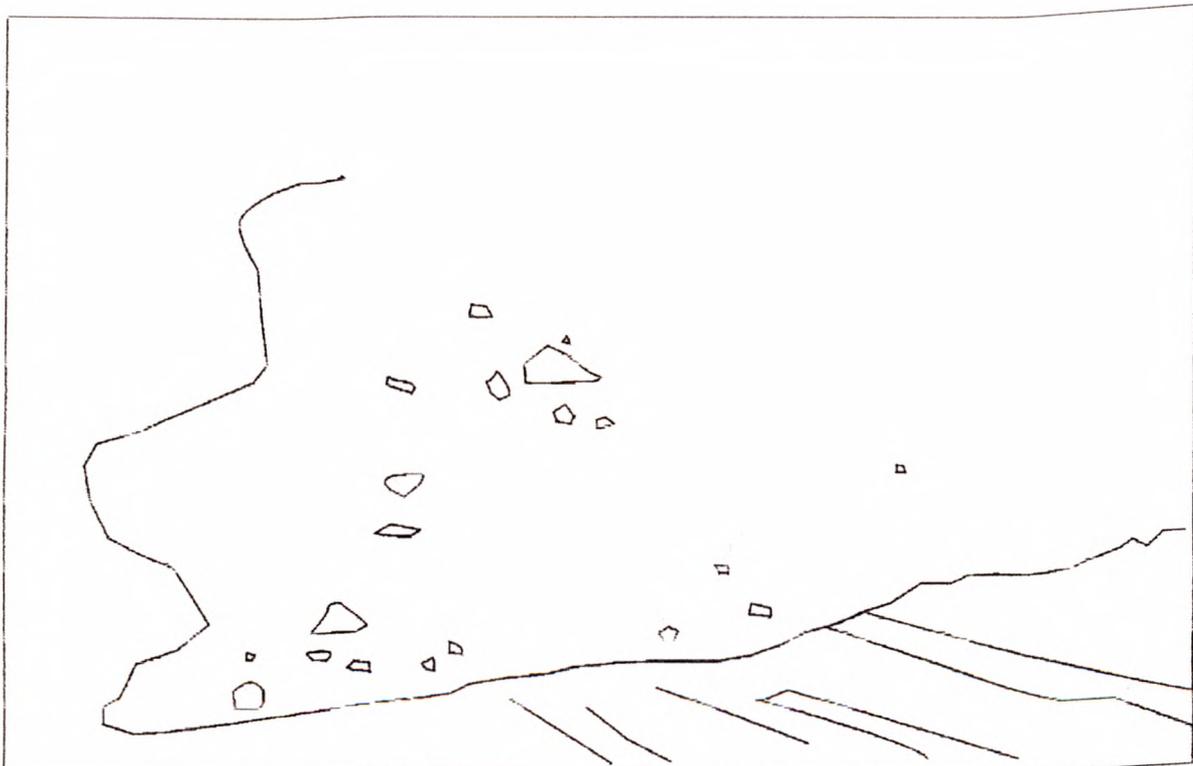


Figura 4-03 – a) Os conglomerados (Cs) preenchendo pequenos depressões nos quartzitos do pavimentos estriados
b) Quartzitos com a indicação dos estrias de origem glacial

Esses pavimentos foram pela primeira vez descritos por Isotta *et al.* (1969), depois vários autores descreveram esses afloramentos, e sua origem glacial nunca foi questionada. Rocha-Campos *et al.* (1996) propõem que as estrias foram gravadas no sedimento ainda mole, o que significaria que a glaciação é muito mais antiga (Mesoproterozóica), ou que as estrias seriam gravadas em sedimentos arenosos da Formação Jequitai. Não há evidência na literatura mundial de nenhuma glaciação durante o Mesoproterozóico, logo, é difícil pensar em deslocamentos de geleira sobre os sedimentos moles do Supergrupo Espinhaço, de idade Mesoproterozóica. No campo, não foi encontrada nenhuma evidência que sugerissem que esses quartzitos não fazem parte do Supergrupo Espinhaço.



Foto 4-03 Pavimentos estriados gravados nos quartzitos do Supergrupo Espinhaço na parte noroeste da Serra da Água Fria

Os clastos encontrados na matriz arenosa dos conglomerados que foram depositados nas depressões do paleorelevo evidenciam que esses quartzitos foram a fonte para o conglomerado, durante a erosão glacial. A uniformidade da orientação das estrias e o seu paralelismo são evidências contrárias à indicação

de erosão de geleira em sedimentos inconsolidados. Dados recentes de marcas glaciais em sedimentos moles no Mar Beaufort, Alasca (Barnes *et al.* 1987) mostram a existência de irregularidade na orientação do registro de estrias.

As estrias e os conglomerados são interpretados nesta dissertação como a primeira fase da glaciação, quando a geleira continental avançou sobre o Cráton São Francisco, erodindo os quartzitos do Supergrupo Espinhaço. Na região da Serra do Cabral – Serras da Água fria e Porteiras, o Supergrupo Espinhaço foi erodido até a Formação Córrego dos Borges (FIG.3-04) e as direções do avanço da geleira (medidas nas estrias na Serra da Água Fria) são concordantes com as direções regionais propostas por Karfunkel e Hope (1988) e Dominquez (1993)(FIG. 4-04).

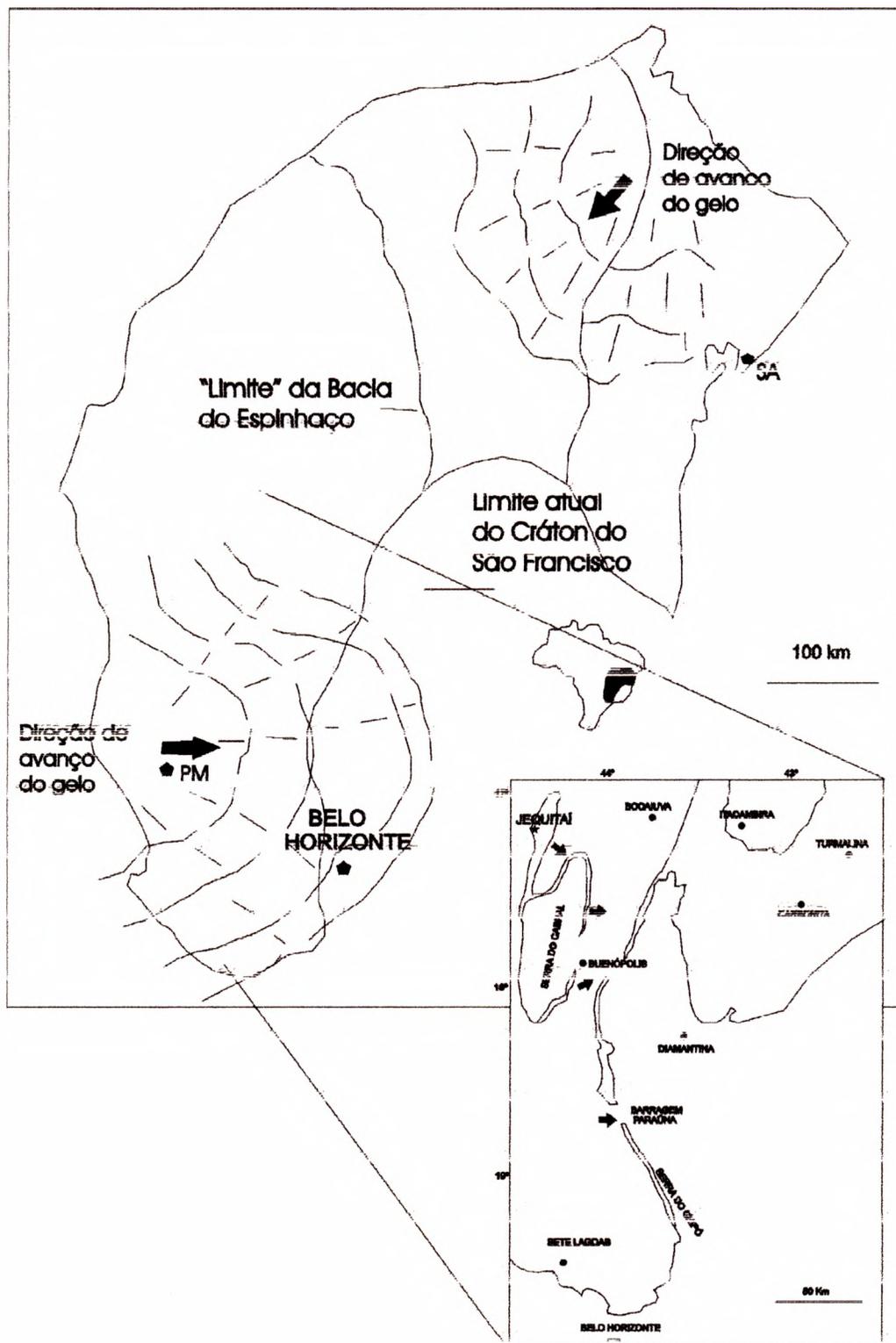


Figura 4-04 Principais direções do avanço do gelo no início do Neoproterozóico (Karfunkel e Hope 1988 e Dominguez 1993)

4.1.2.3 Diamictitos (D)

➤ **Dpmm** – /p/-pobres em clastos, /m/-com matriz argilosa /m/-maciços.

Em toda a região pesquisada, a Formação Jequitai apresenta a fácies (**Dpmm**) na sua base (FOTO 4-04). Esses diamictitos são comuns em afloramentos alterados, com clastos de até 3 centímetros constituindo até 5%

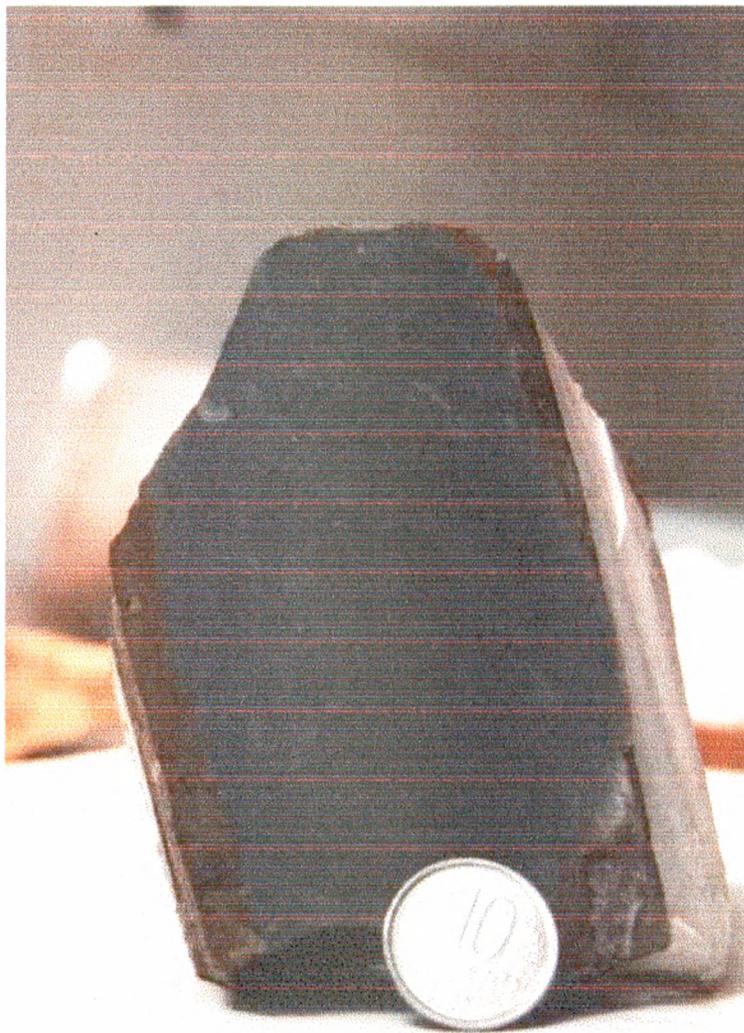


Foto 4-04 A fácies (**Dpmm**) na parte norte da Serra das Porteiras

da superfície da rocha. A maioria dos clastos são de quartzitos e quartzo sem orientação, em matriz composta predominante de silte e argila. Ocorrem em camadas geralmente superior a dois metros, e o seu contato com outras fácies pode ser gradacional ou brusco.

Ainda nesta fácies (**Dpmm**) podemos encontrar, ocasionalmente um rápido aumento na granulometria da matriz, atingido tamanho areia. Estass camadas

com matriz arenosa são de tamanho inferior de 5 centímetros (*FOTO 4-05*) e apresentam fácies (**Dpsm**).

A fácies (**Dpmm**) é provavelmente depositada ou retrabalhada por correntes de fundo. A ausência de estratificação indica sedimentação rápida (fluxo de massa), próximo da frente do gelo, em água sem correntes do fundo (Link *et al.*, 1994), considerando que esta vai causar estratificação (Eyles 1988). Estas fácies podem ser depositadas em baixo do gelo flutuante (*FIG. 2-03*), ou no pé do sopé continental (*FIG. 2-03*). O aumento dos componentes arenosos na matriz significa maior energia da água e que o diamictito foi sedimentado mais próximo à frente da geleira. A ausência de orientação dos clastos sugere que esses sedimentos foram depositados em ambiente glácio-marinho (Dowdeswell *et al.* 1985).

➤ **Dpsm** – /p/-pobres em clastos, /s/-com matriz arenosa /m/-maciços.

A matriz desses diamictitos é composta predominantemente de grãos de quartzo



Foto 4-05 Intercalação da fácies de diamictito com matriz dominante arenosa, pobres em clastos (**Dpsm**) com diamictitos pobres em clastos e matriz composta de argila e silte (**Dpmm**). Estas fácies incluem principalmente a sua matriz e aflora na porção sul da Serra das Porteiras.

com granulometria entre o tamanho areia e silte. Os grãos maiores na matriz são, às vezes, compostos de granito e feldspato. Essa fácies (*FOTO 4-05*) é muito rara e no campo, torna-se problemático separá-la dos arenitos com clastos. Para esse trabalho todos arenitos com clastos maiores que 2 milímetros foram colocados nesta fácies. As camadas desta fácies tem contato brusco com outras fácies. Estes sedimentos foram provavelmente sedimentados (*FIG 2-03*) nas mesmas condições dos diamictitos anteriores (*Dpmm*), só que em zona mais próxima da frente da geleira.

➤ **Dpms** – /p/-pobres em clastos, /m/-com matriz argilosa /s/-estratificados

Essa fácies (*FOTO 4-06*) é pouco freqüente e foi encontrada só na parte norte da Serra das Porteiras (*FIG 5-01*), com as duas ocorrências na mesma posição na coluna estratigráfica. Esta fácies ocorre em intervalos centimétricos individualizados entre os diamictitos (*Dpmm*). Os clastos nestes diamictitos são pequenos (2-15 milímetros), de quartzito e quartzo. Entre os

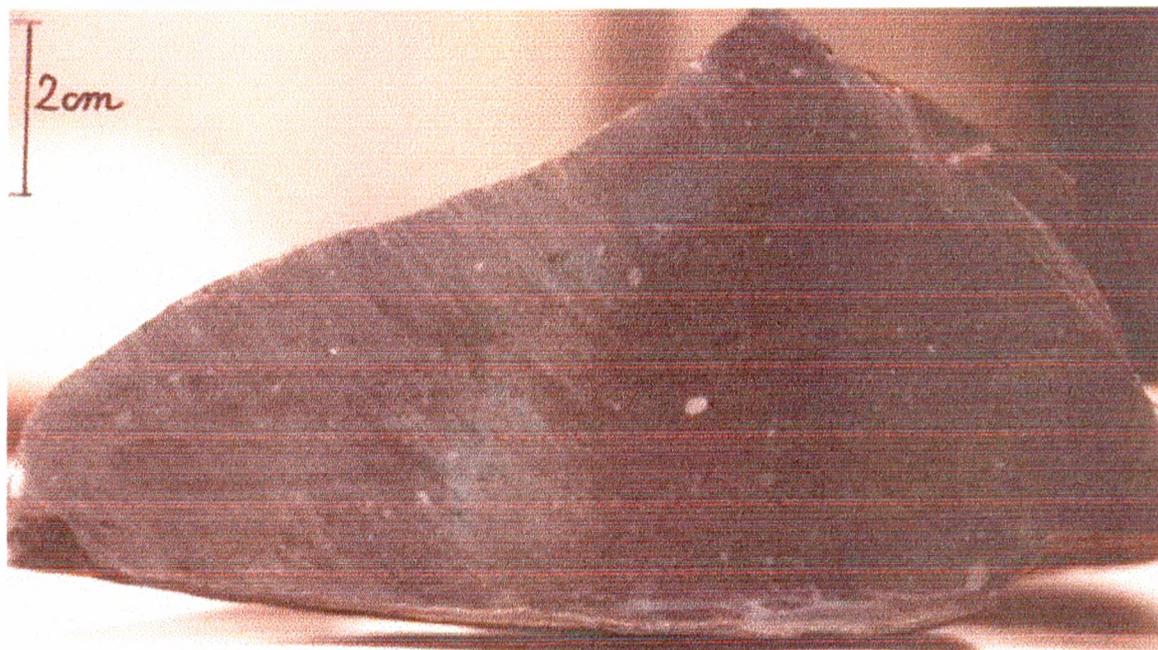


Foto 4-06 Estratificação planoparalela nos diamictitos (**Dpms**) encontrados na parte norte da Serra das Porteiras

clastos não foi encontrada nenhuma orientação. As lâminas internas variam entre 2 até 7 milímetros. Na matriz destes diamictitos predomina a componente argilosa, mas foi também encontrada a componente siltica e carbonática.

Essa fácies foi provavelmente depositada como sedimento gravitacional, com pequenos *dropstones*. A sedimentação desta fácies ocorre provavelmente durante um clima muito frio, com pouco transporte de massa e deposição lenta, condensada. Sua posição no ambiente de deposição sugere sedimentação em baixo do gelo flutuante, em *icebergs* que lançam pequenos *dropstones*. Como essa fácies é intercalada com a fácies (Dpmm), é provável que tenha sido depositada próxima à plataforma de gelo, durante uma fase que não teve fluxos de massa.

Dpml – /p/-pobres em clastos, /m/-matriz argilosa //alinhamento dos clastos. Essa fácies (FOTO 4-07) é rara e foi definida pela concentração dos clastos em planos de acamamento. Os diamictitos (**Dpml**) afloram perto do topo da



Foto 4-07 Os diamictitos com concentração dos clastos (**Dpml**) encontrados próximo ao topo da coluna estratigráfica da Formação Jequitai. Aflora na sua margem esquerda do Rio Jequitai ao lado da ponte localizada na periferia da cidade

Formação Jequitaiá ao lado do Rio Jequitaiá perto da cidade de Jequitaiá, em meio às fácies (**Dpmm**) sendo diferenciados pela concentração dos clastos, principalmente em linhas com tamanho que varia entre 0.5 e 10 centímetros.

A concentração dos clastos pode ser horizontal, como observado no afloramento perto da estrada BR-365 (*FIG.5-01*), e com clastos maiores (5-10 centímetros), ou ondular (*FOTO 4-07*) com clastos menores (0.5-2 centímetros), como visto ao lado do rio Jequitaiá. A matriz é predominante argilosa, mas aumenta a componente de silte quando comparada com as fácies onde se encontra intercalada (**Dpmm**). A espessura dessa concentração de clastos é de 2 até 20 centímetros e depende do tamanho dos seus clastos, que são de natureza variada sem qualquer orientação.

É interpretada como depósito por fluxo de massa, ou retrabalhamento por correntes de fundo que indicam maior energia. A ausência de orientação e de estratificação indicam sedimentação rápida na água. Os contatos bruscos entre as fácies indicam mudanças rápidas das condições da sedimentação.

- **Drmm** – *r/r*-ricos em clastos (mais de 10 %), *m/m*-matriz argilosa *m/m*-maciços
Essa fácies (*FOTO 4-08*) é muito comum e pode ser encontrada em diversas



Foto 4-08 Diamictitos maciços, ricos em clastos (**Drmm**)

posições nas colunas estratigráficas, como no topo da Formação Jequitai onde se caracteriza por aumento e variedade dos clastos (FIG. 5-01,-02,-03,e-04). Os clastos são pouco arredondados, e alguns deles são estriados. O tamanho médio varia entre 3-15 centímetros podendo incluir matações de 50 centímetros (FOTO 4-09) a maiores de dois metros. A matriz é composta predominantemente por quartzo e feldspato com granulometria de argila e silte, podendo atingir até areia em alguns pontos. Nos diamictitos mais ricos em clastos, a concentração dos clastos pode ter até 30-40 % da rocha, mas é muito raro achar clastos em contato. A maioria dos clastos são de calcário, dolomito, quartzitos, quartzo e granito, sem orientação, e em alguns afloramentos do topo da Formação Jequitai os calcários e dolomitos constituem até 40% dos clastos encontrados, muitos mostrando presença de grãos de quartzo que, provavelmente, indica uma compactação. Nestes afloramentos há maior variedade dos clastos. Os contatos basais são bruscos, enquanto contatos no topo são gradacional com fácies (Dpmm) e bruscos com outras fácies.



Foto 4-09 Um matação na fácies (Drmm)

Essa fácies provavelmente indica o declínio da glaciação com as geleiras se descongelando e jogando mais sedimentos na bacia, as quais sofrem ocasionalmente ressedimentação e transporte por fluxo de massa.

- **Drsm** – /r/-ricos em clastos (mais de 10 %), /s/-matriz arenosa /m/-maciços. Essa fácies não é muito comum, mas como a rocha é mais resistente à erosão, foram encontrados em vários afloramentos (FOTO 4-10). Essa fácies se diferencia dos diamictitos (**Drmm**) apenas pelo aumento da granulometria na matriz, que passa a ser arenosa.

A sedimentação dessa fácies provavelmente ocorre na frente da geleira como nos diamictitos (**Drmm**), só que com deposição mais próxima.



Foto 4-10 Diamictitos (**Drsm**) na porção oeste da Serra das Porteiras

4.1.2.4 Quartzitos (S)

➤ **Sm** – /m/-maciço

A fácies dos quartzitos maciços (*FOTO 4-11*) ocorre como lentes ou possíveis camadas de até 8 metros (*FIG.5-01,02,04*) de espessura intercalados na fácies (**Dpmm**). São compostos por granulometria areia média e com predomínio dos grãos de quartzo, e raros feldspatos, sem matriz. Os grãos mostram recristalização. Os contatos com a fácies (**Dpmm**) são bruscos e os melhores afloramentos encontram-se em cortes da rodovia BR-365, na porção norte da Serra das Porteiras (*FIG.4-01*). No afloramento com forma de peixe foram encontrados entradas de quartzito (**Sm**) no diamictitos (**Dpmm**).



Foto 4-11 Os arenitos (**Sm**) intercalados nos diamictitos (**Dpmm**) em corte da BR-365 na parte norte da Serra das Porteiras

Essa fácies foi inicialmente interpretada como *esker* (Hettich e Karfunkel 1978), e como um grande matacão, mas as entradas de quartzito (**Sm**) no diamictito (**Dpmm**) mostram que as duas fácies estiveram moles durante a sedimentação, ficando difícil imaginar como vários grandes matacões teriam caído sozinhos, na ausência de menores sem deformar a estrutura da rocha

de baixo. A formação Jequitai foi sedimentada em ambiente glácio-marinho não se pode falar sobre esker típico, mas esses sedimentos podem ser o produto da desembocadura de um túnel subaquático com sedimentação rápida de fluxo de detritos. (FIG.4-05).



Figura 4-05 Modelo esquemático de sedimentação dos quartzitos (Sm)

Como esses quartzitos não tem clastos pingados provavelmente foram rapidamente cobertos com diamictitos (Dpmm). Isso indica cobertura de gelo ativa com rápidas mudanças do ambiente de sedimentação. Também a ausência dos seixos pingados pode indicar que essa sedimentação ocorreu abaixo do gelo flutuante (FIG.2-03).

➤ **Sc – /c/**-com laminação cruzada

Essa fácies (FOTO 4-12) aflora em camadas com espessura de até 3 metros (FIG.5-02,04) formadas por grãos de granulometria areia média compostos de quartzo e feldspato recristalizado. As lâminas têm espessura de até 3 milímetros. Também são encontrados cristais de pirita com tamanho até 5 milímetros, mas essa pirita é provavelmente produto da alteração pós-diagenética. Não foram encontrados seixos pingados. Os contatos com outras fácies foram cobertos, mas não foi encontrado nenhum afloramento com fácies misturadas. Como os quartzitos anteriores, estes ocorrem sempre associados a diamictitos (Dpmm).

Essa fácies foi sedimentada em ambiente mais distal da frente do gelo, comparado com os quartzitos maciços. Neste ambiente a energia da água foi menor e começa a sedimentação gravitacional com a separação dos grãos.

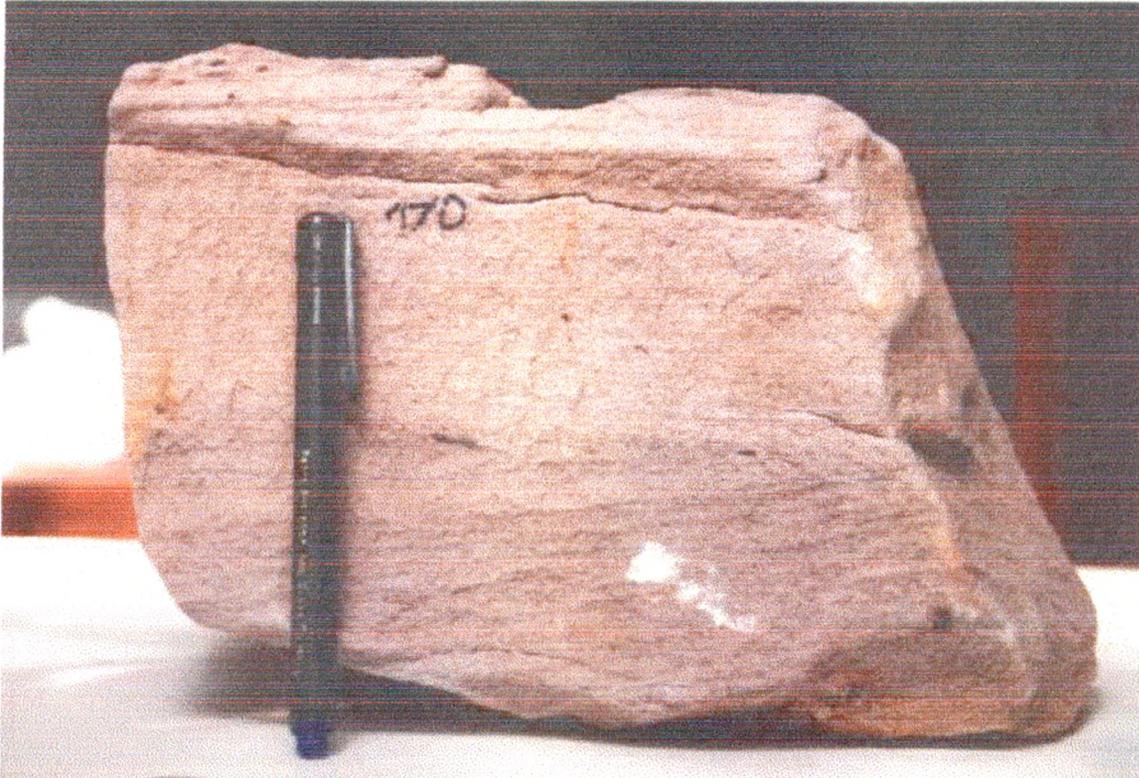


Foto 4-12 Os arenitos (Sc) na parte leste da Serra das Porteiras

4.1.2.5 Argilito e Siltitos (F)

➤ **Fm – /m/-maciço**

Essa fácies é um argilito com ausência de seixos pingados, em camadas de até um metro (FIG.5-02) intercalada em diamictitos (Dpmm) com contato brusco.

Esses sedimentos foram provavelmente depositados durante uma parada de transporte glacial. Essa parada pode significar o início de um forte congelamento ou que durante essa sedimentação, a geleira esteve longe e não teve nenhuma influência na sedimentação. Como essa fácies está intercalada nos diamictitos (Dpmm) provavelmente indica um tempo de forte congelamento com fraco transporte glacial.

4.2 GEOLOGIA DA REGIÃO CRISTALINA

4.2.1 Introdução

O Domo de Cristalina localiza-se junto à cidade de Cristalina, no Estado de Goiás, a 200 km ao sul de Brasília cujo principal acesso é feito através da Rodovia BR-040 (*FIG.1-01*).

A Geomorfologia da região de Cristalina (GO) se caracteriza pela presença de pseudomesas recobertas por delgado depósito detrito laterítico, de cores amareladas a avermelhadas. Contornando as pseudomesas surgem elevações abauladas em forma de colinas, onde as drenagens são de padrão dendrítico, que alcançaram os filitos e formaram vales profundos e estreitos contornando externamente o domo. A rede de drenagem de Cristalina apresenta um padrão radial centrífugo muito bem caracterizado (*FIG.4-06*).

Estruturalmente, a região de Cristalina é um domo braquiforme assimétrico desventrado (*FIG.4-06,07*), com dimensões de 45 por 25 km (Faria 1985). O núcleo do domo expõe rochas mais jovens que os flancos. A inversão estratigráfica é devida à superposição do Grupo Canastra sobre o Formação Jequitai por um contato tectônico resultante do cavalgamento do primeiro sobre o segundo (*FIG.4-07*). Isto deve ter ocorrido por ocasião da principal fase compressiva da orogênese Brasileira (Faria 1985).

Enquanto os filitos do Grupo Canastra mostram pelo menos três fases de deformação reconhecidas até o presente, as rochas do núcleo do domo, representadas pelos metarritmitos do Grupo Paranoá, mostram apenas uma fase de deformações durante metamorfismo de fácies xisto verde baixo, da zona da biotita (Faria 1985).

Esse grupo é constituído por filitos cinza e pretos, grafitosos, com ocasionais intercalações de quartzito fino, branco, que normalmente evidencia uma orientação dos grãos de quartzo; contém esparsos corpos lenticulares de calcário cinza, impuro com foliações argilosas que realçam o intenso dobramento. Embora seja a seqüência mais antiga da região, ela se sobrepõe aos diamictitos da Formação Jequitai, em contacto tectônico, devido a um cavalgamento (Faria 1985).

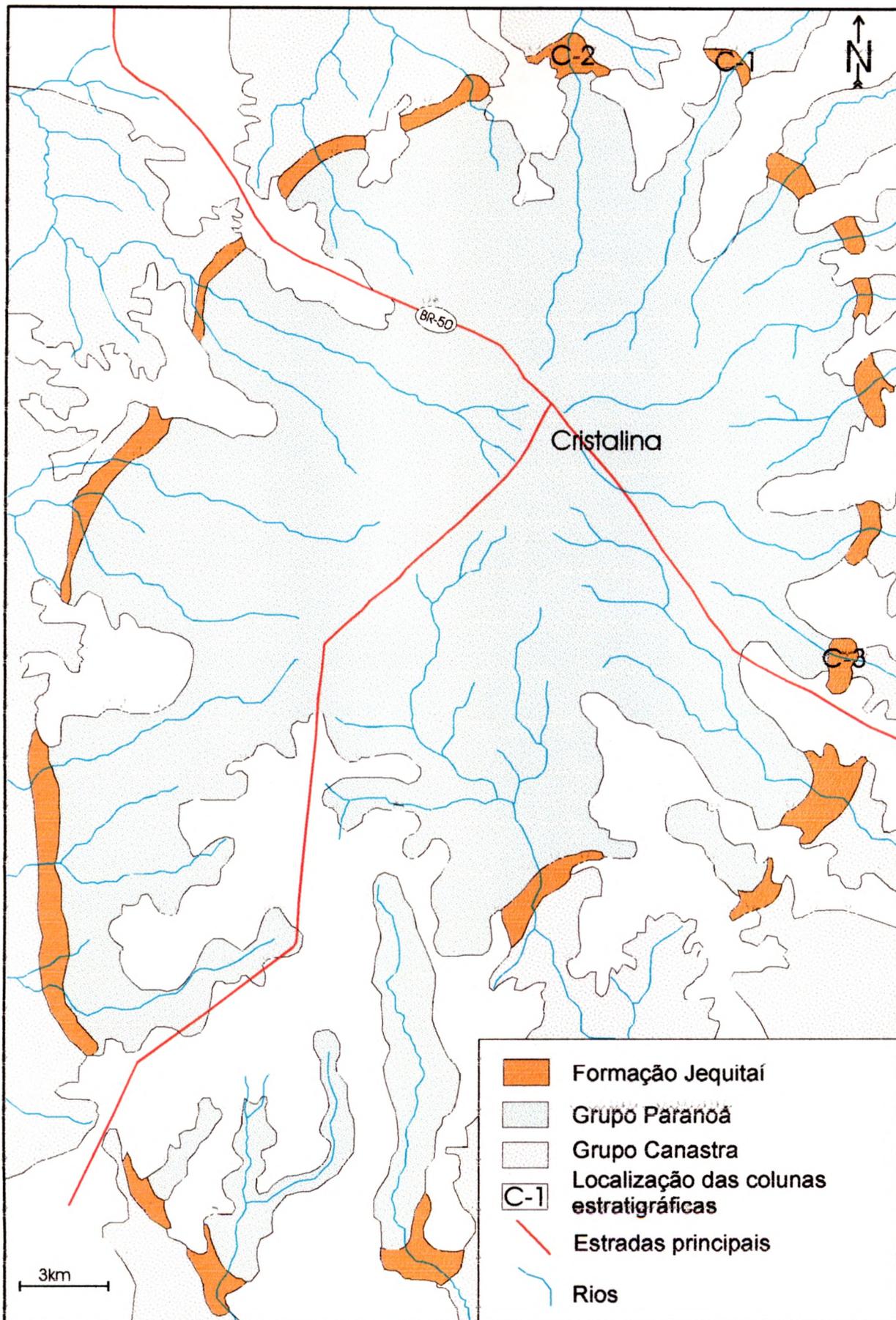


Figura 4-06 Mapa geológico da região de Cristalina, GO. Modificado de Faria (1985) com localização das colunas descritas na capítulo 4

C1-Córrego Lajinha - Figura 5-05

C2-Ribeirão Moreira- Figura 5-06

C3-Ribeirão Cristal -Figura 5-07

CAPÍTULO 4 – ROCHAS GLACIOGÊNICAS DA FORMAÇÃO JEQUITAI

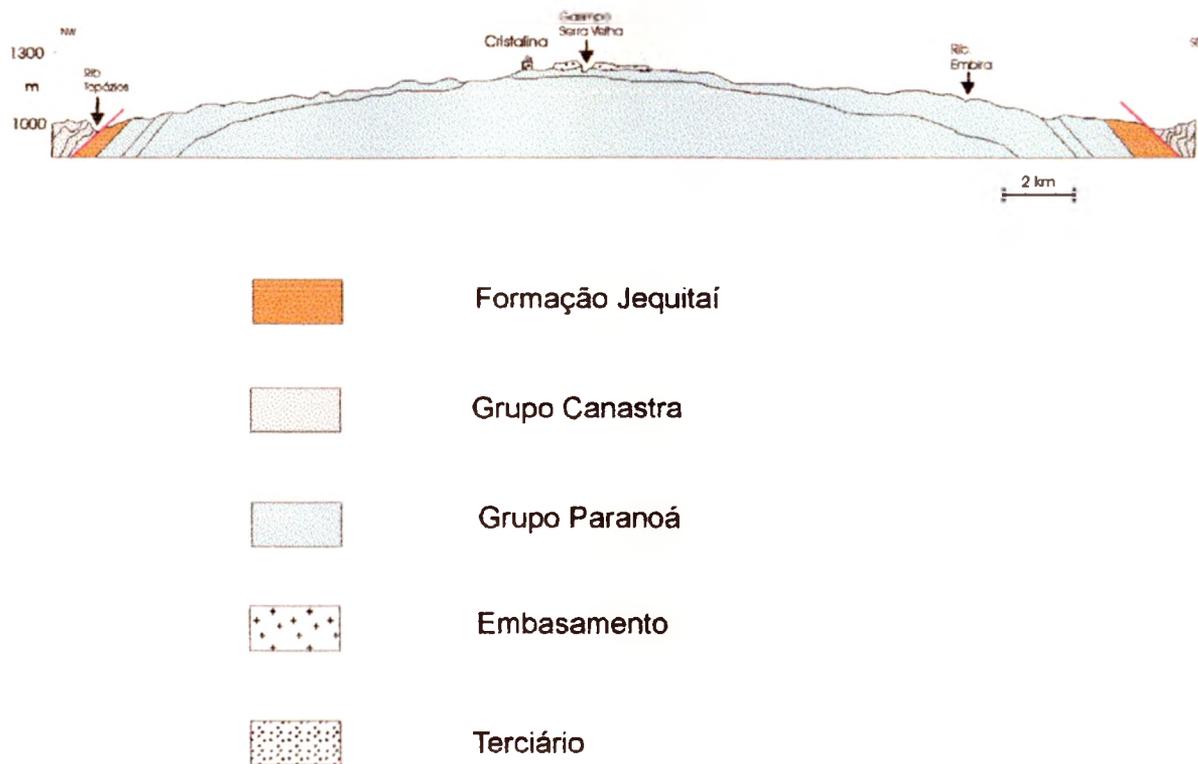


Figura 4-07 Seção geológica do domo de Cristalino, GO. Modificado de Faria (1985)

As rochas do Grupo Paranoá foram divididos por Faria (1985) em cinco unidades litostratigráficas bem distintas (FIG.4-08):

- **MFTARRITMITO INFERIOR** – é representado por uma seqüência rítmica constituída por alternância de finos leitos de metargilitos e metassilitos. A espessura da seção aflorante na área é 80 metros.

QUARTZITO FINO – é constituído de quartzito de granulação fina, cinza-claro e branco, compacto, bem seleccionado, que se expõe em bancos de 0.5 até 2 metros. Contém ocasionais intercalações de até 5 metros de ritmito de forma lenticular. Esta unidade encaixa os jazimentos de cristal de rocha da região e apresenta uma espessura da ordem de 100 metros. O contato com a unidade inferior é gradacional.

GRUPO	FORMAÇÃO	UNIDADE	ESPESSURA	LITOLOGIA
MACAUBAS	JEQUITAI		150 m	
PARANOÁ		E	ATÉ 40m	
		D	20-30m	
		C	10-30m	
		B	100 m	
		A	MIN. 60 m	
CANASTRA				

Figura 4-08 Seção litológica dos grupos Paranoá e Canastra e Formação Jequitai no domo de Cristalina, GO. Modificado de Faria (1985)

-
- METARRITMITO INTERMEDIÁRIO – é representado por lamínulas de 0.1 centímetro, a camadas de 5 centímetros de espessura de metassiltito e metargilito de cor verde-azulada a preta, com bancos de quartzitos de granulação fina a muito fina, de espessura média em torno de 10 centímetros. A espessura total da unidade oscila entre 10 e 30 metros.

- QUARTZITO GROSSO – é constituído de um quartzito de granulação média a grossa de cor cinza. Esse quartzito possui leitos conglomeráticos com seixos de quartzo leitoso e bolas de argila cinza, com diâmetro médio de 1 centímetro. O contato com a unidade inferior é indistinto pela constância de intercalações de ritmito nos bancos de quartzito de granulação grossa. Esta unidade tem espessura de 20 a 30 metros.
- METARRITMITO SUPERIOR – Representa o topo do Grupo Paranoá na região de Cristalina e é composto por metarritmito arenoso, laminado, de cor cinza-esverdeada contendo bastante pirita e martita. Esta unidade sobrepõe-se à unidade anterior em contato gradacional e possui espessura que varia de 0 a 40 metros.

Formação Jequitaí

Em Cristalina a Formação Jequitaí é sobreposta ao Metarritmito superior ou raramente sobre os Quartzitos grossos. É composta por diamictitos de matriz argilo-siltosa a arenosa, constituída de quartzo, feldspato, sericita e carbonato; tem cor cinza-esverdeada a creme, até arroxeadas quando alterada, em que flutuam clastos predominantemente de quartzitos do substrato local, o Grupo Paranoá. Os clastos são subangulosos, achatados e mal selecionados. Ocorrem seixos com estrias em várias direções. Há um predomínio no diâmetro máximo dos seixos de 3 até 5 centímetros, embora atinjam até 50 centímetros. Eles não mostram uma distribuição homogênea e é comum uma maior concentração de seixos em certos locais. O desaparecimento destes elementos torna a rocha restrita a sua matriz (Faria 1985).

4.2.2 Descrição das fácies da Formação Jequitaí no domo da Cristalina

4.2.2.1 Conglomerados (C)

➤ **Cm** – /m/-maciços

Os conglomerados maciços com matriz argilosa afloram em camadas com espessura menor de 50 centímetros (*FIG.5-05*). Apresenta clastos

arredondados de quartzito, onde muitos se tocam. A matriz é de granulometria argilo-siltosa. Essa fácies foi encontrada ao lado do Córrego Lajinha associada a quartzitos maciços (**Sm**) na base e diamictitos (**Dpmm**) no topo com contatos bruscos.

A sedimentação dessa fácies indica um intervalo de tempo com maior energia da água. Essa fácies pode representar um canal subaquático. Os contatos bruscos mostram rápida mudança dos ambientes. Também a ausência da estrutura interna indica deposição rápida, provavelmente por fluxo de massa.

4.2.2.2 Diamictitos (D)

➤ **Dpmm** – /p/ -pobre em clastos (<10%), /m/ -matriz argilosa, /m/ -maciço

Essa fácies é mais comum na região (FOTO 4-13) e sempre ocorre na base da Formação Jequitai. Os clastos desses diamictitos são predominantemente de quartzito, com tamanho médio de 1 até 3 centímetros, dispostos em matriz com predomínio da argila. Os clastos são subangulosos, arredondados, sem contato entre si, e sem qualquer estrutura interna. A espessura das camadas



Foto 4-13 Os diamictitos (**Dpmm**) no Córrego Ribeirão Cristal

da fácies (**Dpmm**) varia de 1 até 15 metros com contatos geralmente gradacional com a fácies (**Dmrm**) e bruscos com as outras.

Esses diamictitos provavelmente foram depositados em condições parecidos com a mesma fácies na região da cidade de Jequitai. Esses diamictitos provavelmente foram depositados em condições parecidos com a mesma fácies na região da cidade de Jequitai.

➤ **Dmrm** - /r/-ricos em clastos, /m/-matris argilosa, /m/-maciços

Os diamictitos (**Dmrm**) são menos comuns (FOTO 4-14). Estão em contato gradacional com os diamictitos anteriores (**Dpmm**). Os clastos predominantes são de quartzito, podendo atingir até 50 % da rocha, sem nenhuma orientação. A matriz é predominantemente argilo-siltosa, com menor importância da componente arenosa.

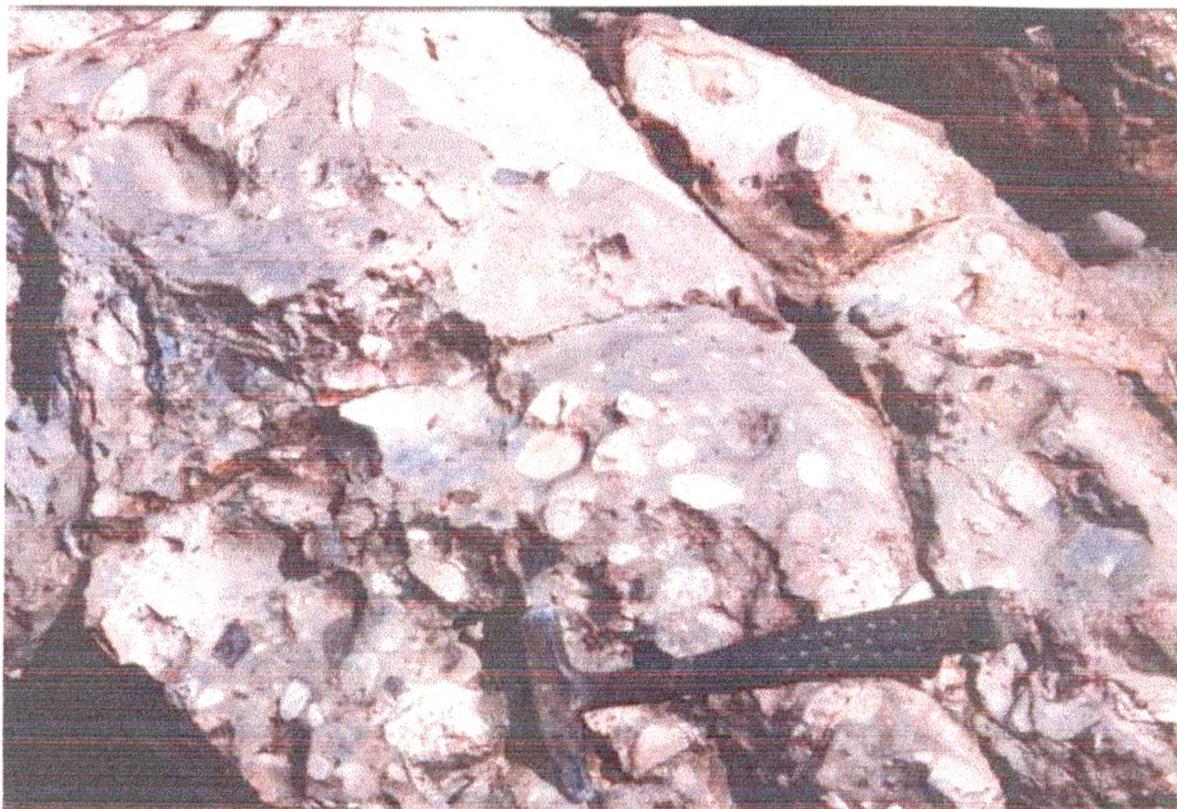


Foto 4-14 Concentração dos clastos no diamictito (**Dmrm**)

Esses diamictitos, como os anteriores, são parecidos como os mesmos sedimentos na região da cidade de Jequitaí. Por isso, provavelmente foram depositados em ambientes parecidos.

4.2.2.3 Quartzitos (S)

➤ **Sm – /m/-maciço**

Essa fácies não é tão comum na região. Normalmente aflora em camadas de 1 até 2 metros e tem contatos bruscos com outras fácies. Os quartzitos têm grãos de granulometria fina e são brancos, sem estrutura interna e seixos pingados.

Esses sedimentos foram depositados provavelmente por um acontecimento rápido, como mostra a ausência de estrutura interna e a rápida mudança dos contatos.

4.2.2.4. Argilitos e Siltitos (F)

➤ **FI – // -laminação horizontal**

Esses sedimentos são compostos de lâminas horizontais, micro dobradas, de cor cinza. A espessura das lâminas varia entre 2 e 6 milímetros. Os contatos com outras fácies podem ser bruscos e gradacional. Os contatos com quartzitos são bruscos, e com os diamictitos podem ser bruscos ou gradacionais. Com as fácies (**FId**) são sempre gradacionais e as vezes é difícil separar um do outro. No campo, o limite foi colocado no último seixo pingado.

Esses sedimentos foram depositados em água com baixa energia, provavelmente no mar mais profundo. Na deposição desses sedimentos não houve influência do gelo. Isso porque foi depositado longe de gelo ou foi depositado durante forte glaciação quando teve pouco transporte glacial.

➤ **FId – // -laminação horizontais, /d/-com seixos pingados (*dropstone*)**

Essa fácies é a mesma que a fácies anterior (**FI**), com a inclusão dos seixos pingados. Esses seixos são de tamanho entre 0.5 e 5 centímetros e são de quartzito. Geralmente esses seixos são raros e normalmente se encontram 3-6 seixos por metro quadrado da superfície da rocha.

CAPÍTULO 4 – ROCHAS GLACIOGÊNICAS DA FORMAÇÃO JEQUITAI

Essa fácies foi depositada em condições parecidas com as anteriores (mar profundo, baixa energia da água), mas com a influência de gelo na sedimentação. Isso pode significar que este tempo houve um degelo que quebrou a plataforma de gelo e lançou “icebergs” (FOTO 4-15) no mar.

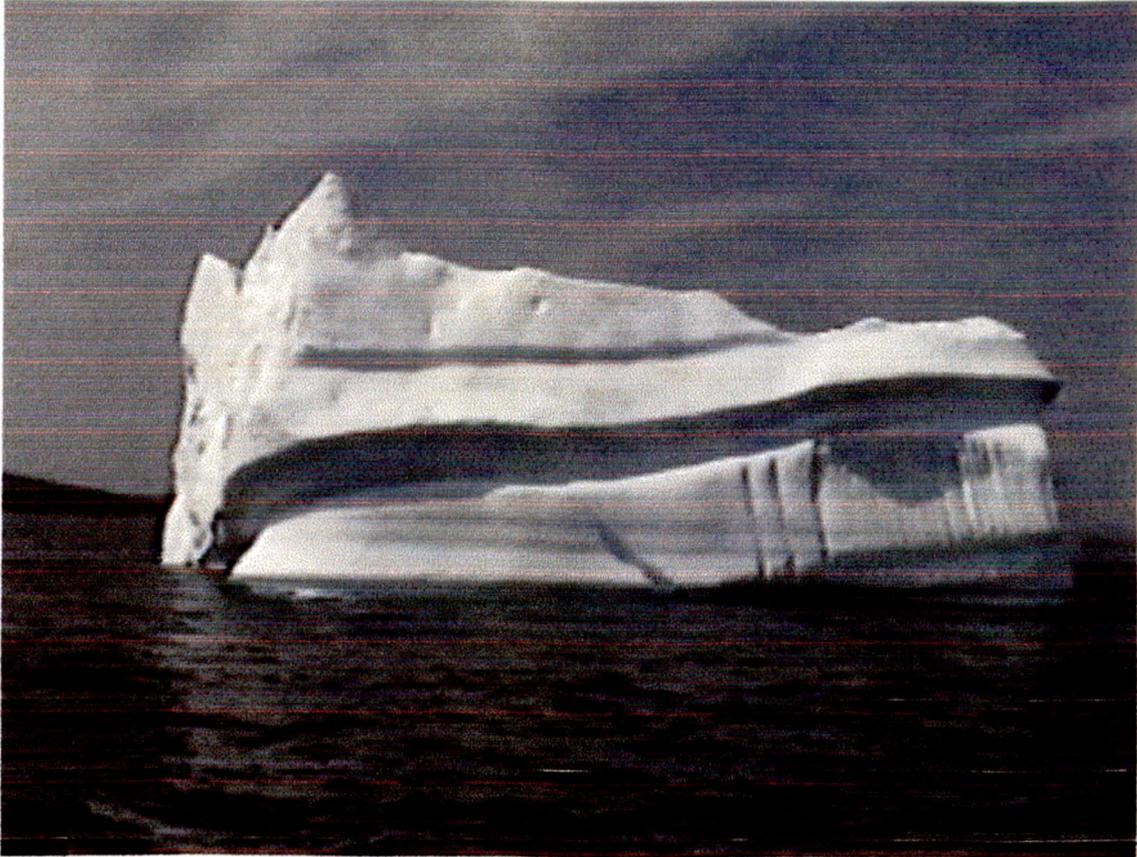


Foto 4-15 Um *Iceberg* recente

CAPÍTULO 5 – CORRELAÇÃO

5.1 INTRODUÇÃO

As rochas glaciogênicas neoproterozóicas que afloram na região do domo de Cristalina (GO) e na região da cidade de Jequitai (MG), são provavelmente o produto do mesmo evento glacial. Os sedimentos glaciais na região da cidade de Cristalina (*FIG.5-05,06,07*) têm espessuras da ordem de 150 metros (Faria 1985), enquanto na região de cidade Jequitai (*FIG.5-01,02,03,04*), entorno de 70 metros.

A distância entre essas duas regiões é superior a 400 quilômetros, não havendo entre elas nenhum outro afloramento de rochas glaciogênicas neoproterozóicas.

5.2 CORRELAÇÃO DAS ROCHAS GLACIAIS

5.2.1 Ausência/presença de pavimentos estriados

Na região da cidade de Jequitai, abaixo dos primeiros diamictitos, foram encontrados pavimentos estriados nos quartzitos do Supergrupo Espinhaço e conglomerados nas depressões deste pavimento. A ausência de pavimentos estriados na região de cidade Cristalina, onde a base da formação são os quartzitos do Grupo Paranoá, podem ter várias explicações:

- Cobertura de gelo não atingiu esta área;
- Estrias existem, mas não foram encontradas (cobertas, erosão recente...);
- Estrias foram erodidas no Neoproterozóico;

Na região da cidade de Jequitai, os pavimentos estriados foram encontrados apenas na Serra da Água Fria. Isto pode ser explicado pela topografia que deu a oportunidade para estrias aflorarem, mas também pode indicar evolução diferente

durante o começo da glaciação Neoproterozóica. Os conglomerados que acompanham pavimentos estriados (FIG.4-01) são produtos de um evento que antecede os primeiros diamictitos e estão relacionados a formação desses pavimentos. O tempo entre esses conglomerados e os primeiros diamictitos não pode ser determinado e não temos dados sobre o tipo de ambiente sedimentar, mas provavelmente nesta época a região da cidade de Jequiá esteve sob uma cobertura de gelo. Sobre a região da cidade de Cristalina não temos dados, mas pelo direção de transporte do gelo regional (FIG.4-04) e obtidos na região de Jequiá podemos pensar que situação foi a mesma.

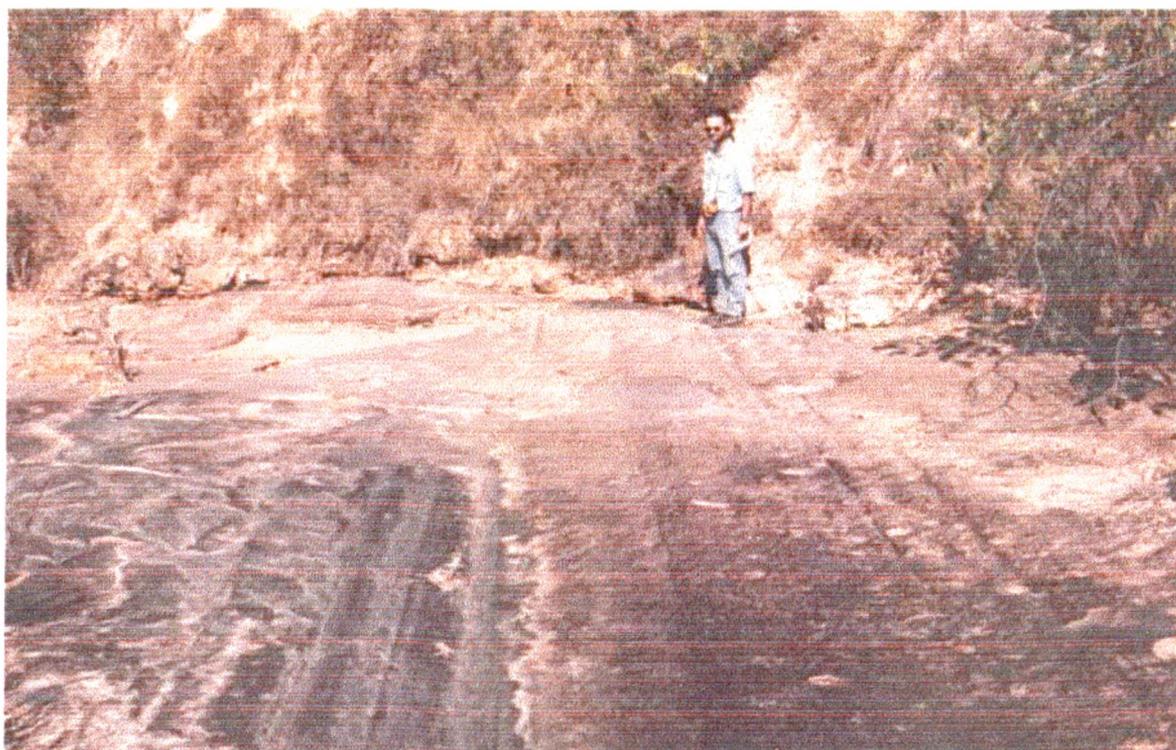
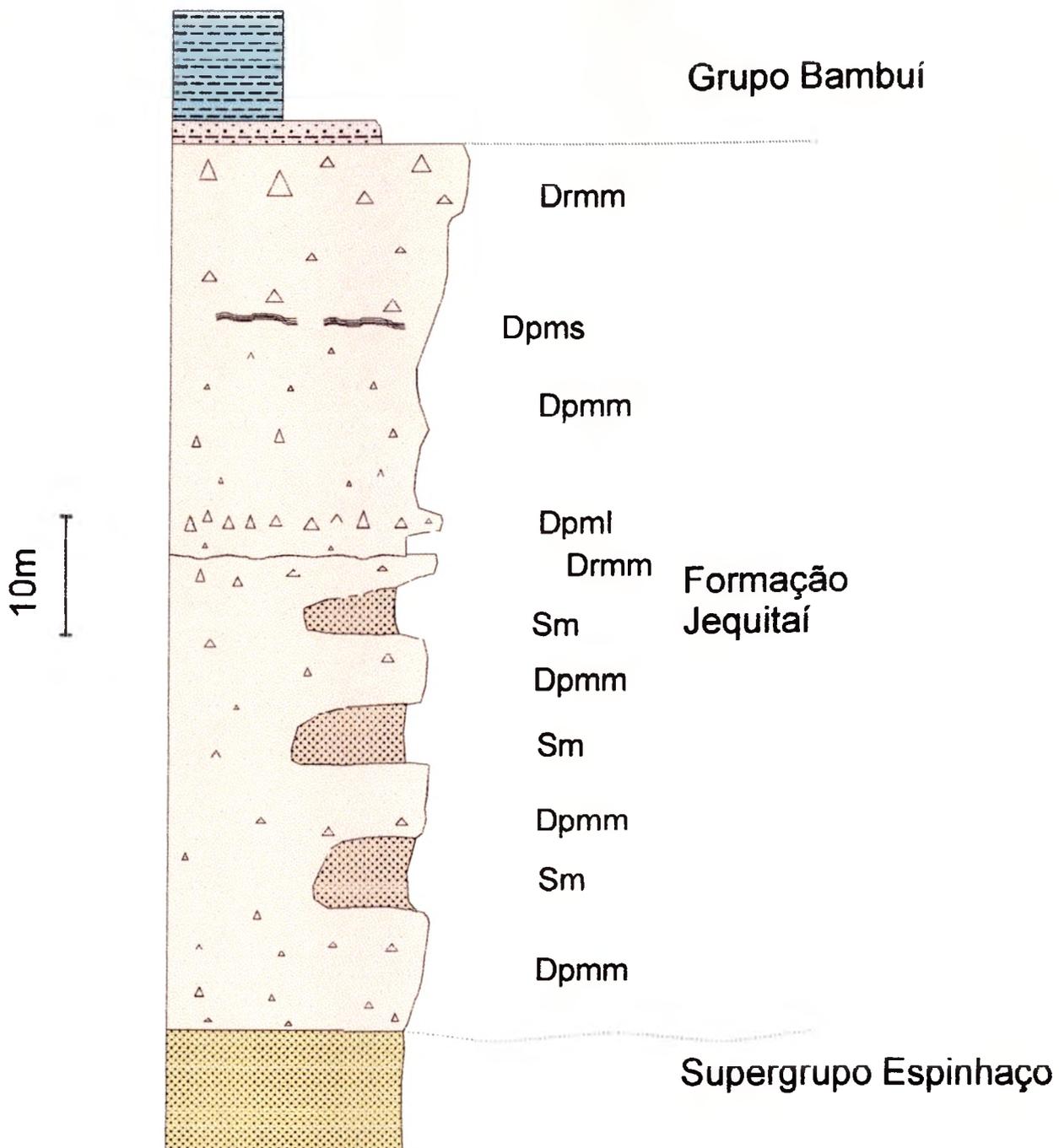
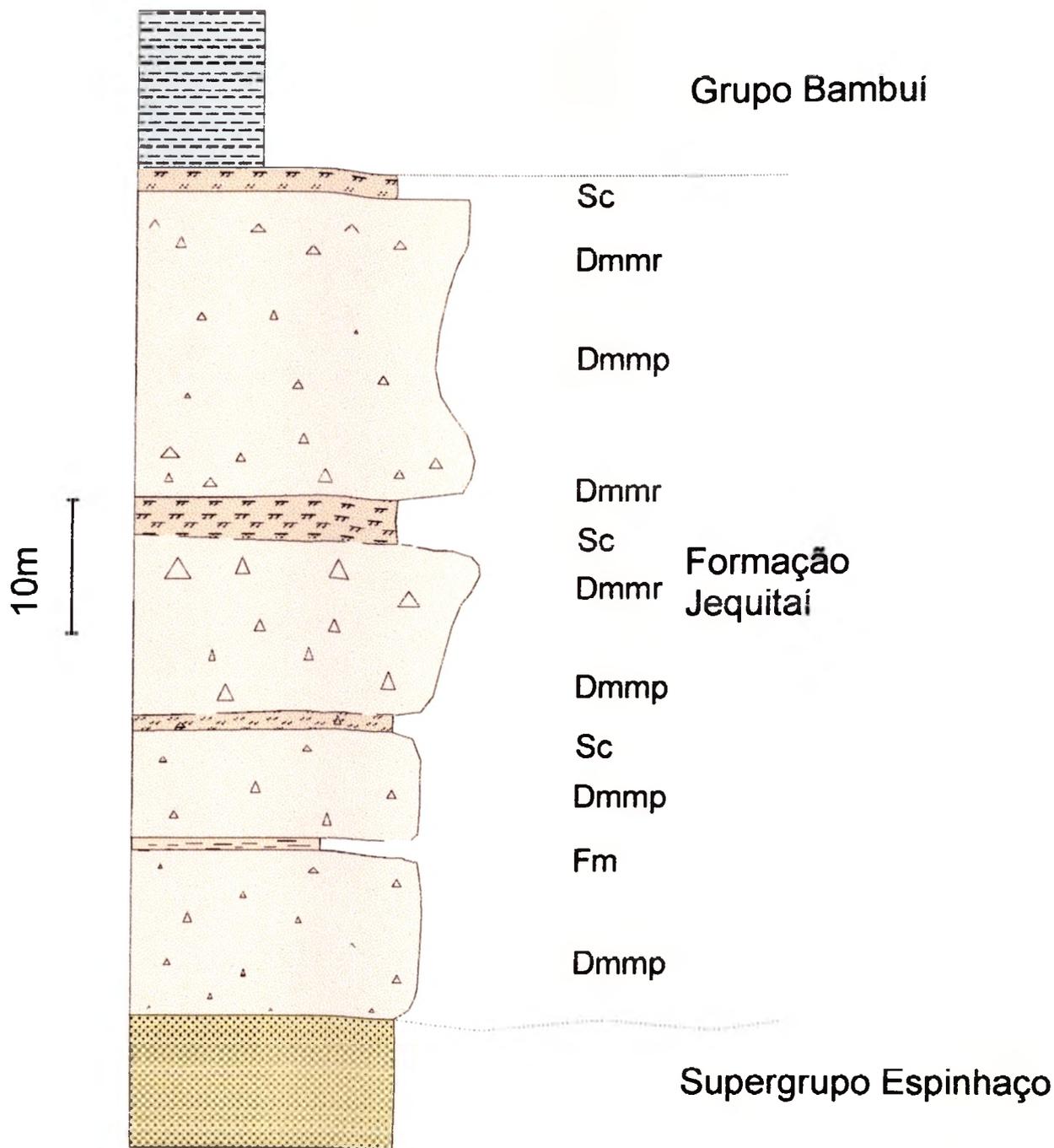


Foto 5-01 Os diamictitos (**Dpmm**) sobre pavimentos estriados na parte norte da Serra da Água Fria



- | | | | |
|--|----------------------------------|-------------|---------------------------------------|
| | Diamictito | Dpmm | Diamictito maciço pobre em clastos |
| | Arenito | Drmm | Diamictito maciço rico em clastos |
| | Arenito com laminação horizontal | Sm | Arenito maciço |
| | Evidência de estratificação | Sl | Arenito com laminação horizontal |
| | | Dpml | Diamictito com alinhamento de clastos |

Figura 5-01 Coluna estratigráfica (J-1) da Formação Jequitai na parte norte da Serra das Porteiras. Localização da coluna no FIG.4-01



	Diamictito	Dmmp	Diamictito maciço pobre em clastos
	Quartzito	Dmmr	Diamictito maciço rico em clastos
	Quartzito cruzado	Sc	Quartzito cruzado
		Fm	Argilito maciço

Figura 5-02 Coluna estratigráfica (J-2) da Formação Jequitai na parte noroeste da Serra das Porteiras. Localização da coluna no FIG.4-01

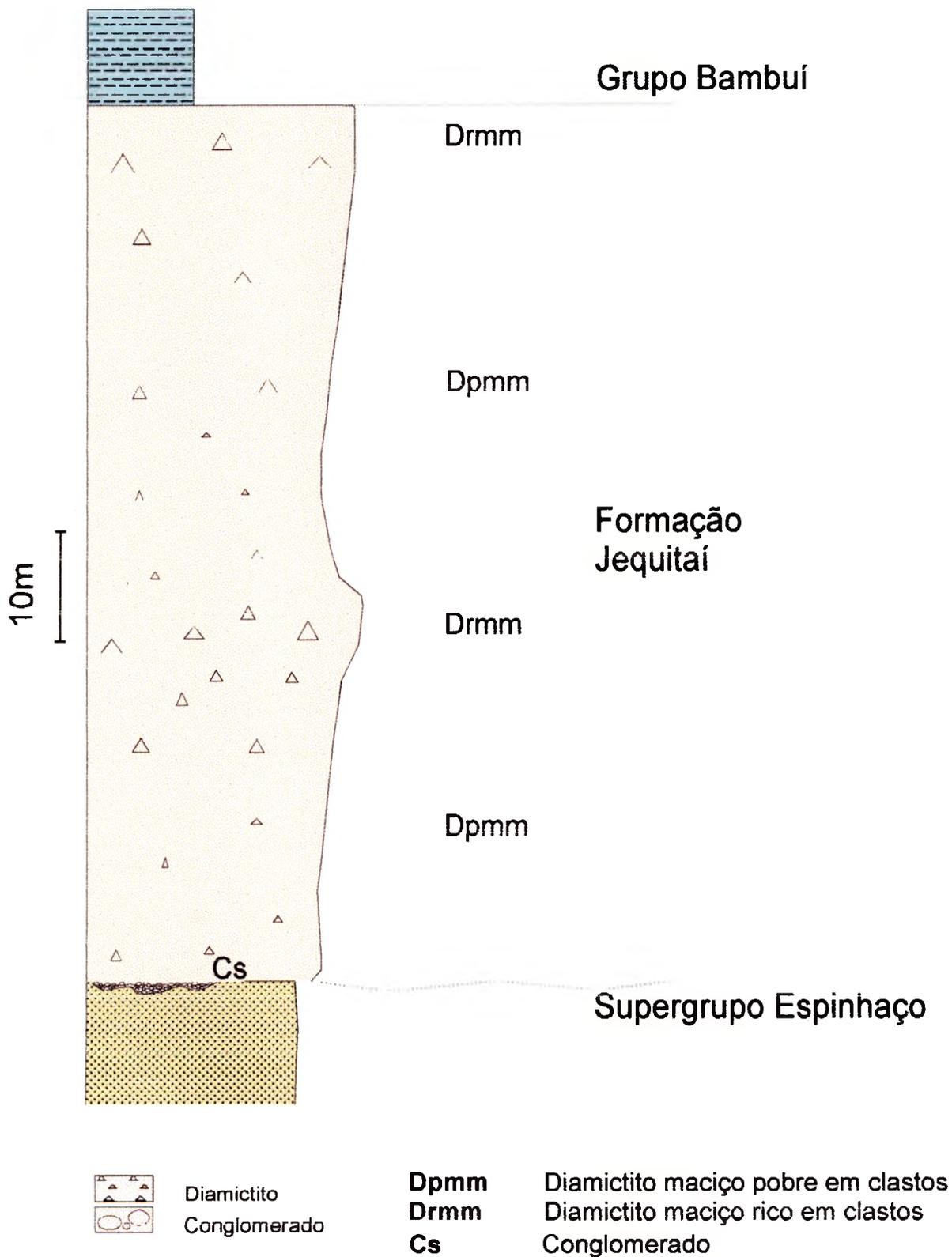


Figura 5-03 Coluna estratigráfica (J-3) da Formação Jequitai na parte norte da Serra da Água Fria. Localização da coluna no FIG.4-01

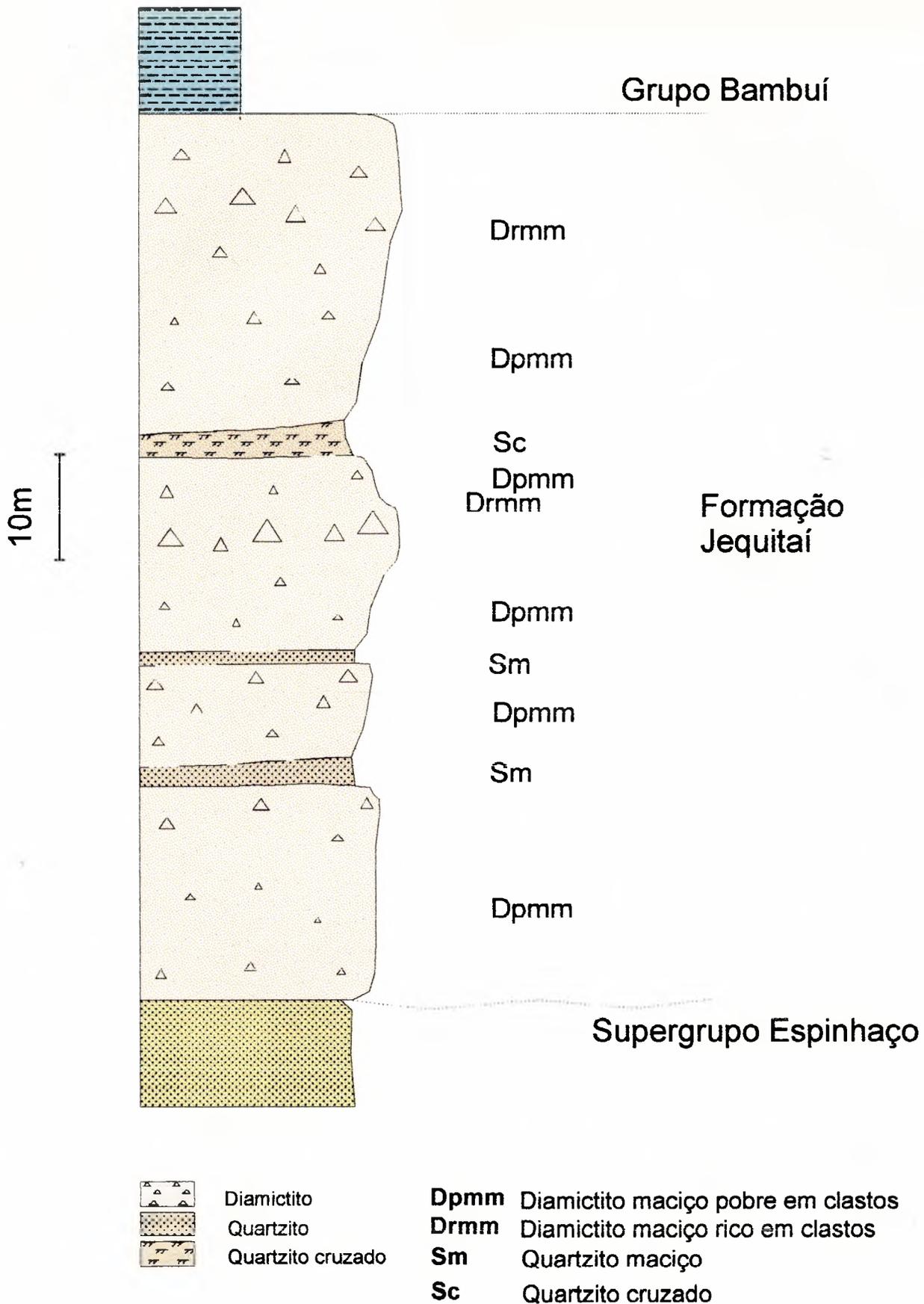


Figura 5-04 Coluna estratigráfica (J-4) da Formação Jequitai na parte noroeste da Serra da Água Fria. Localização da coluna no FIG.4-01

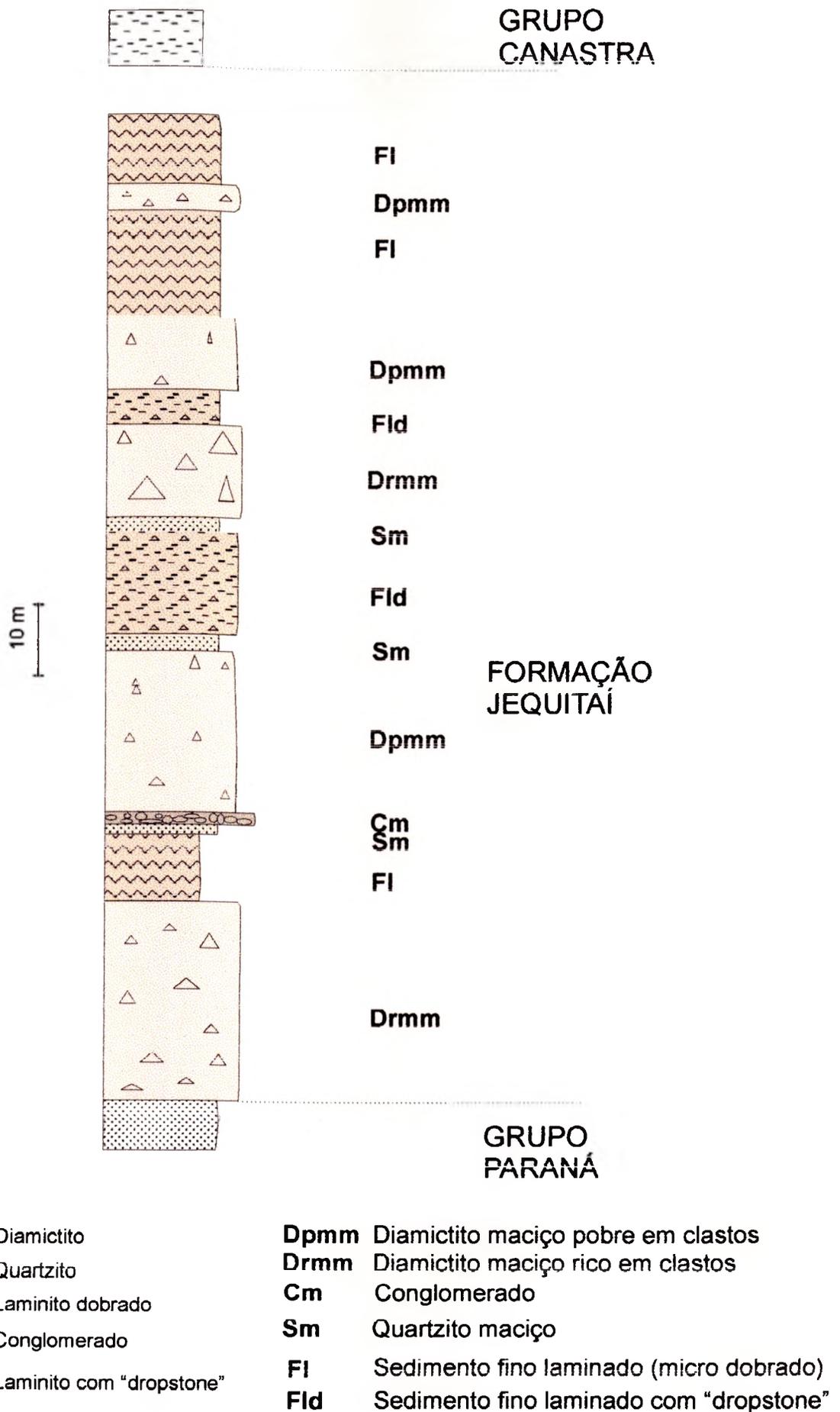


Figura 5-05 Coluna estratigráfica (C-1) da Formação Jequitai através do Córrego Lajinha. Localização da coluna na FIG.4-06

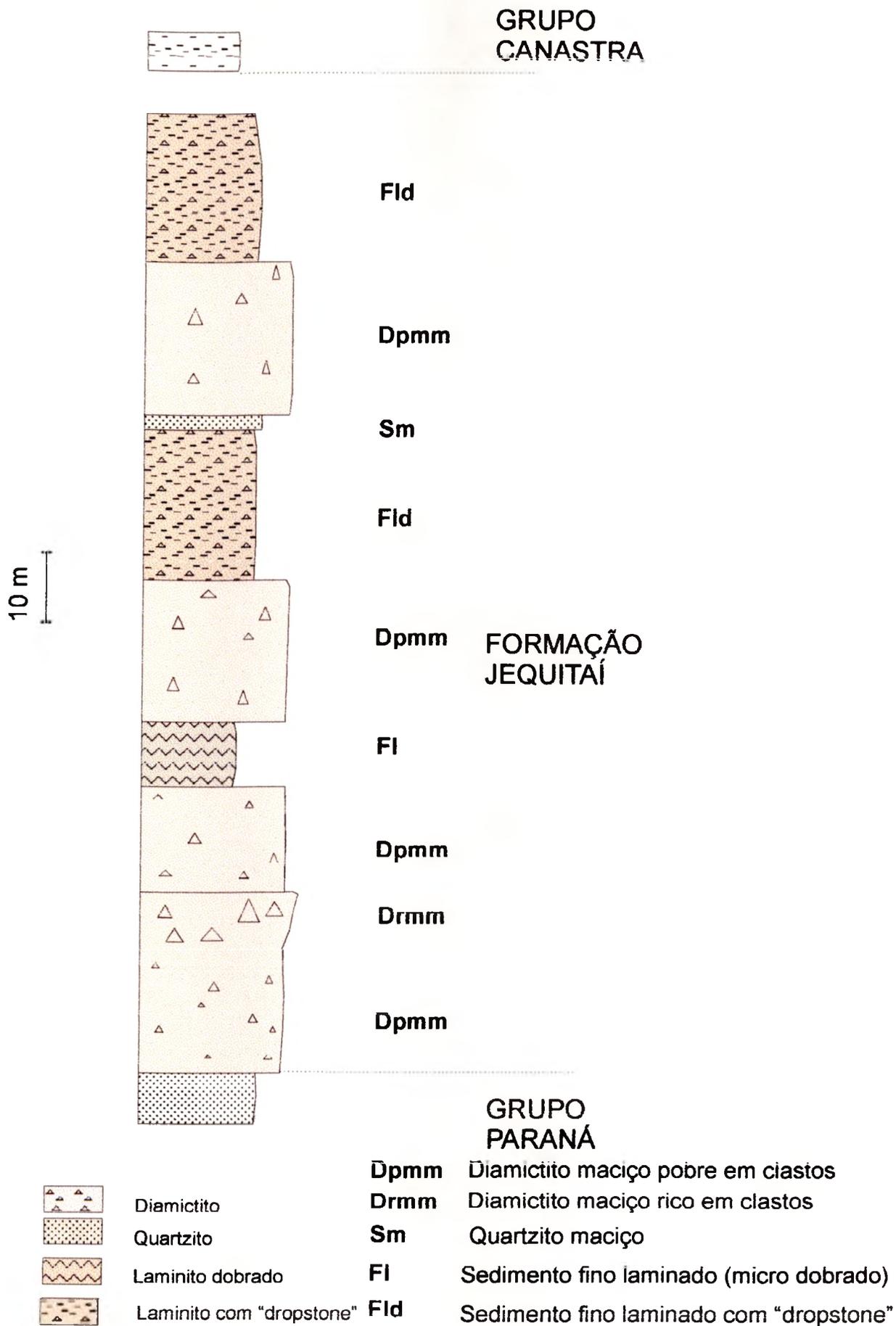


Figura 5-06 Coluna estratigráfica (C-2) da Formação Jequitai através do Ribeirão Moreira. Localização da coluna na FIG.4-06

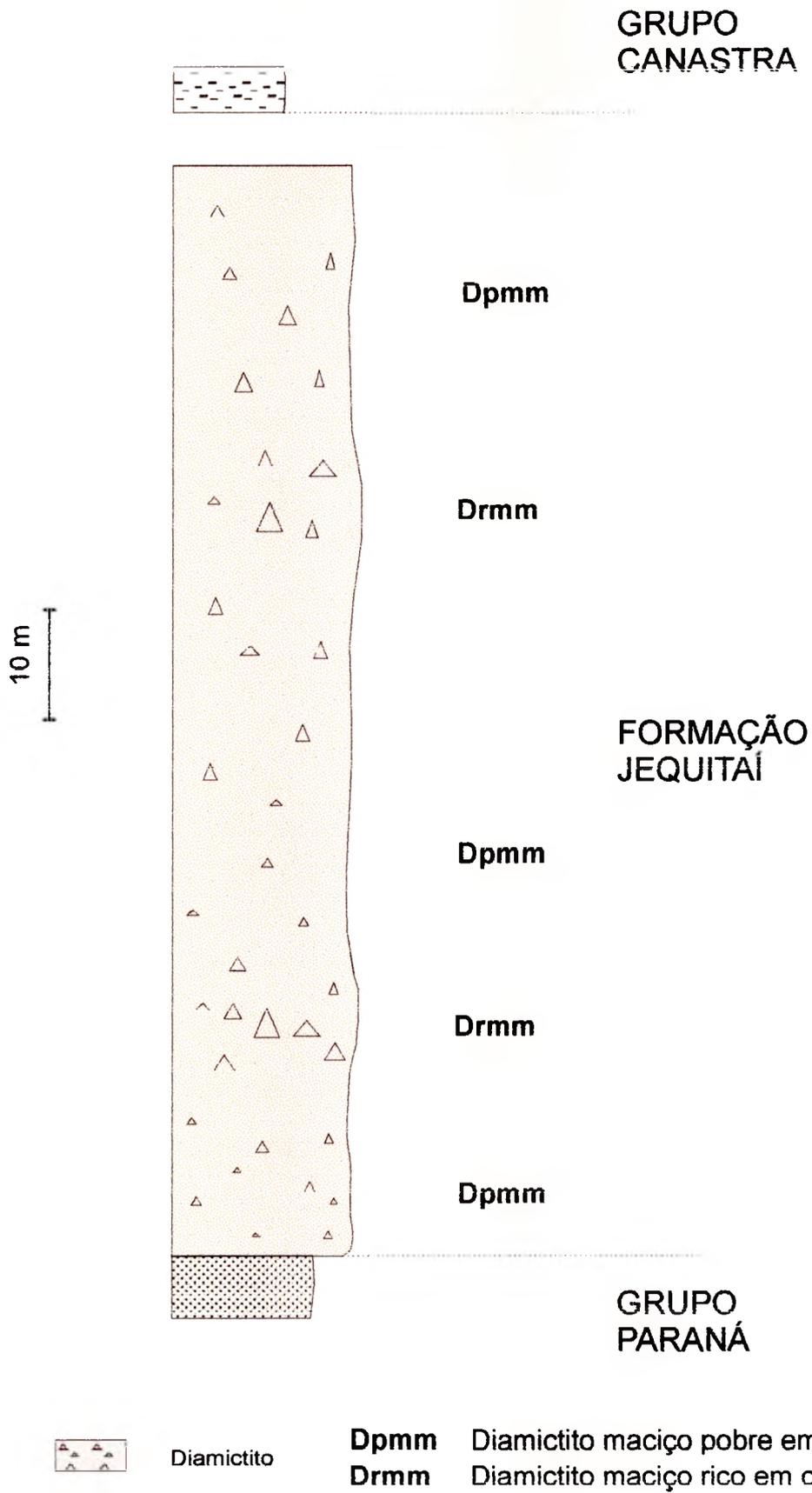


Figura 5-07 Coluna estratigráfica (C-3) da Formação Jequitai através do Ribeirão Cristal. Localização da coluna na FIG.4-06

5.2.2. Correlação das fácies

As colunas estratigráficas (FIG.5-01,02,03,04,05,06,07) obtidas nas duas regiões não permitem correlação detalhada das litofácies por várias razões:

- ✓ A distância entre essas duas regiões é superior a 400 quilômetros e sem outros afloramentos de diamictitos;
- ✓ variação lateral das fácies;
- ✓ Idades diferentes da sedimentação das litofácies são diferentes;

Entretanto tenta-se estabelecer uma correlação de associação de fácies entre as duas regiões.

As áreas de Cristalina e Jequitai iniciam a sedimentação dos diamictitos pela fácies (**Dpmm**) (FIG.5-01,02,03,04,06,07), com exceção do Córrego Lajinha (FIG.5-05), Cristalina, onde começa com os diamictitos (**Drmm**). Como foi discutido anteriormente, (**Dpmm**) é uma fácies glácio-marinha, sedimentada em baixa energia por fluxo de massa. Nas duas regiões a componente arenosa da matriz é variada, mas esta granulometria foi mais significativa na região da cidade de Jequitai. Isto provavelmente indica que os diamictitos (**Dpmm**) da área de Jequitai foram depositados mais próximo da frente da geleira e que nas duas regiões a sedimentação glacial começa com a mesma fácies.

O diamictito (**Drmm**) também aflora (FIG.5-01,-02,-03,-04,-05,-06,-07) nas duas regiões e pode estar em contato gradacional ou brusco com diamictitos (**Dpmm**). Na região da cidade de Cristalina, a fácies (**Drmm**) tem uma relação clasto/matriz superior à encontrada na região de Jequitai.

As outras fácies dos diamictitos (**Dpsm**, **Drsm**, **Dpms** e **Dpml**) foram encontradas apenas na região da cidade de Jequitai. Essas fácies ocorrem em pequenas espessuras mostrando menores variações no sistema da deposição.

Todos os diamictitos, nas duas regiões, foram interpretados como sedimentos glácio-marinhos proximais com ausência de estratificação ou turbiditos.

As fácies dos quartzitos também afloram (FIG.5-01,-02,-03,-04,-05,-06,-07) nas duas regiões . Na região do Domo de Cristalina as camadas de quartzito (Sm) têm espessura de até dois metros, enquanto na região da cidade de Jequitai (FOTO 4-10) essa fácies foi encontrada como lentes (FIG.5-01) dentro do diamictito (Dpmm) com. os quartzitos da região de Jequitai sendo mais ricos em feldspatos. Na região da cidade da Cristalina não foi possível determinar a extensão lateral destes sedimentos. Nos quartzitos não foram encontrados seixos pingados, fato que pode ser explicado por sedimentação abaixo do gelo flutuante, ou por rápida sedimentação. Os quartzitos com laminação cruzada (FOTO 5-02) foram encontrados só na região da cidade de Jequitai.



Foto 5-02 Os quartzitos (Sc) na descida noroeste da Serra das Porteiras

As fácies dos sedimentos finos ocorrem nas duas regiões, mas com espessura mais importante em Cristalina. Na região da cidade de Jequitai a só fácies (Fm) ocorre apenas entre os diamictitos (Dpmm). Enquanto na região do Domo da Cristalina as fácies (FI e Fld) são importante no topo da formação. A fácies de sedimentação fina (F) provavelmente indica o tempo em que o gelo esteve longe dessa sedimentação onde a influência de *icebergs* é registrada na fácies (Fld). Ausência das fácies (FI e Fld) na região da cidade de Jequitai indica uma sedimentação em mar raso perto da frente da geleira. Este fato é reforçado pelo término da sedimentação glacial com diamictitos (Drmm), com uma maior variedade de clastos mostrando um momento de descongelamento regional com maior entrada dos sedimentos no mar raso e de rápida sedimentação provavelmente pelo fluxos de massas. Sedimentos para essa sedimentação foram provavelmente trazidos pela geleira com base úmida.

5.2.3. Espessura dos sedimentos glaciais

A Formação Jequitai tem espessuras em torno de 70 metros na região da cidade de Jequitai (FIG.5-01,-02,-03,-04), enquanto na região da cidade de Cristalina (FIG.5-05,-06,-07) alcançam espessuras da ordem de 150 metros (Faria 1985). Em Cristalina o contato no topo é tectônico não permitindo saber em quanto e como a unidade se ampliaria. As diferentes espessuras das duas regiões e a presença de sedimentos finos (FI e Fld) em Cristalina indicam um mar mais profundo em Cristalina do que na região de Jequitai. Esta situação pode ser explicada pelo fato que as áreas de Jequitai e Cristalina estariam posicionadas respectivamente sobre o cráton e a borda cratônica (Faixa Brasília).

5.2.4 O intervalo glacial

A glaciação Neoproterozóica sobre o Cráton São Francisco provavelmente ocorreu entre 0.9 e 0.8. Ga. Os sedimentos glaciais da região de Cristalina e de Jequitaiá são provavelmente produtos do mesmo evento glacial que ocorreu no começo do Neoproterozóico, com registro também em outros continentes. O primeiro evento que gravou estrias e depósito de conglomerados foi registrado somente na região da cidade de Jequitaiá.

CAPÍTULO 6 - ISÓTOPOS ESTÁVEIS

6.1 Introdução

Vários elementos de número atômico pequeno são constituídos por mais de dois isótopos. Processos físicos e químicos que ocorrem na natureza podem originar reações de intercâmbio isotópico, fracionamento ou a separação dos isótopos leves dos pesados, cuja magnitude é dependente da diferença de massa dos isótopos, da temperatura de formação dos compostos, das características de ligação química, da latitude e de outros fatores geográficos e climáticos do local de estudo.

Como resultado do fracionamento, os elementos preservam o registro das condições do meio ambiente sobre as quais se formaram os compostos. Dessa forma, esses elementos participam, virtualmente, de todos os processos geoquímicos que acontecem na superfície terrestre.

Através da medição da abundância relativa dos isótopos leves e pesados de um elemento, e da compreensão dos mecanismos envolvidos, pode-se interpretar a origem e a história dos eventos naturais envolvidos.

Fracionamento isotópico do ^{18}O em função da temperatura

O fracionamento isotópico decresce com o incremento da temperatura. Para a calcita este valor é uma função da temperatura, pois com o decréscimo da temperatura, a calcita se enriquece em ^{18}O em relação à água do mar. Assim,

através de determinações precisas de $\delta^{18}\text{O}$ em carbonatos marinhos, é possível calcular a temperatura do oceano no momento de formação da calcita. No entanto, existem limitações devido à variação da composição isotópica ao longo do tempo. Por exemplo, valores de $\delta^{18}\text{O}$ de rochas carbonáticas marinhas de idade fanerozóica tornam-se negativos com o tempo (Veizer e Hoefs 1976). O aparente esvaziamento de ^{18}O dessas rochas tem sido atribuídos a:

- ◆ efeitos de longo-prazo de intercâmbio isotópico entre as rochas carbonáticas com águas meteóricas;
- ◆ existência, na era paleozóica de temperaturas mais elevadas do que no presente;
- ◆ teor baixo de ^{18}O nas águas marinhas da era paleozóica quando comparada com os oceanos da era moderna;

Como as diversas épocas de glaciação tem acontecido alternadamente, o balanço $\delta^{18}\text{O}$ tem mudado entre o gelo e os oceanos. Os valores de $\delta^{18}\text{O}$ dos oceanos tem mudado no passado em função da extensão da glaciação continental. Os efeitos cinéticos causados pelo gelo polar originam compostos isotopicamente mais leves do que a água do mar. No exemplo da glaciação pleistocênica, os oceanos se enriqueceram em ^{18}O porque a camada de gelo continental foi fortemente depletida em ^{18}O , tendo assim mudado os valores de $\delta^{18}\text{O}$ da água do mar. A paleotermometria isotópica considera que a calcita ou a aragonita biogênica precipitaram em equilíbrio isotópico com a água do mar. Esta exigência é satisfeita somente por alguns poucos organismos secretores de carbonatos como os moluscos e foraminíferos. Neste ultimo incluindo as espécies bentônicas (residentes no fundo) e pelágicas (flutuantes), cujos habitais tinham temperaturas bastante diferentes

Um incremento do enriquecimento em ^{18}O da calcita pode ter sido causado pela diminuição de temperatura, ou pelo aumento em teor de ^{18}O da água do mar, ou de ambos.

A temperatura dos oceanos e os valores de $\delta^{18}\text{O}$ da água do mar podem estar relacionados, pois considerando que um decréscimo na temperatura da água do mar pode ter sido causada pelo início da glaciação continental, que originou também um enriquecimento dos oceanos em ^{18}O .

Fracionamento isotópico do carbono

O carbono é um dos principais elementos da biosfera, mas ocorre também na litosfera e na atmosfera. A abundância dos isótopos ^{12}C e ^{13}C varia em aproximadamente 10% como resultado do fracionamento isotópico das reações de intercâmbio e dos efeitos cinéticos.

O fracionamento isotópico do carbono ocorre principalmente durante as reações de fotossíntese em plantas verdes. Como resultado, os compostos biogênicos são fortemente diminuídos em ^{13}C , apresentando assim valores negativos de $\delta^{13}\text{C}$.

No entanto, sob certas condições, o carbono biogênico pode ser oxidado formando íons bicarbonato que, posteriormente podem ser incorporados dentro do CaCO_3 , dando valores negativos de $\delta^{13}\text{C}$ cuja magnitude depende das proporções da mistura de carbono biogênico e inorgânico.

O CaCO_3 precipitado em equilíbrio com o CO_2 da atmosfera pode ser enriquecido em ^{13}C em relação ao CO_2 alcançando valores próximos de 0 ‰ (PDB).

Os complexos caminhos bioquímicos em organismos vivos oferecem muitas oportunidades para o fracionamento isotópico do carbono podendo ser usado como indicadores de paleoambientes.

As plantas verdes fracionam isótopos de carbono durante o processo de fotossíntese em, no mínimo, três etapas do metabolismo, cada um dos quais favorece à retenção preferencial de ^{12}C .

Em escala global os valores de $\delta^{13}\text{C}$ podem estar na faixa de -30‰ à $+25\text{‰}$ (PDB). Os valores de $\delta^{13}\text{C}$ em amostras do Neoproterózoico são altos de $+4$ até $+8\text{‰}$ com incursões negativas durante as glaciações (Derry *et al.* 1992). As extraordinárias variações do $\delta^{13}\text{C}$ demonstradas no Neoproterózoico (FIG.6-01) sugerem que os processos do carbono são o coração do paradoxo paleoclimático (Kaufman e Knoll, 1995 e Kaufman 1997). Os valores de $\delta^{13}\text{C}$ dos carbonatos do Proterozóico são mais negativos quando comparamos com os carbonatos do Fanerozóico (Veizer e Hoefs 1976). O fato de os compostos reduzidos de carbono, encontrados em organismos vivos e fósseis sejam isotopicamente mais leves, enquanto que os minerais de carbonato formados em meio marinho são isotopicamente mais pesados, permite caracterizar os carbonatos secundários dos sedimentos. Por exemplo, valores de $\delta^{13}\text{C}$ muito negativos ($\cong -36\text{‰}$) em carbonatos, mostram que os mesmos podem Ter sido formados pela oxidação do metano em estratos adjacentes ricos em hidrocarbonetos; no entanto, os carbonatos com valores próximos de zero, podem ter sido formados pela recristalização de carbonatos marinhos.

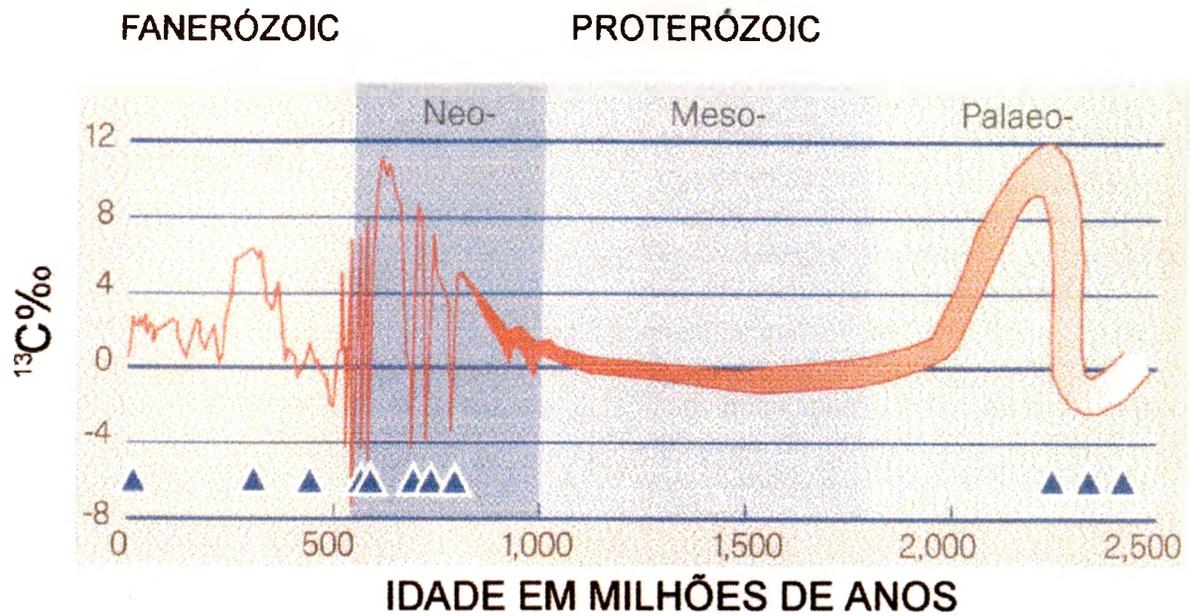


Figura 6-01 Curva isotópica para variação do carbono na água do mar durante os últimos 2.5 Ga. O triângulo representa as glaciações (Kaufman e Knoll 1995; Kaufman 1997).

Da mesma forma, a característica dos carbonatos de água doce é ser isotopicamente mais leves. Carbonatos não marinhos, pobres em ^{13}C , possuem composição isotópica mais variável do que os carbonatos marinhos.

6.2 Metodologia

6.2.1 A coleta das amostras.

Foram coletadas nove amostras dos diamictitos do Formação Jequitai e sete amostras dos calcários do Grupo Bambuí na região da cidade de Jequitai.

A amostragem foi realizada obedecendo as seguintes condições:

- As amostras foram coletadas em região previamente mapeada;
- Foram escolhidos amostras sem alteração visual;
- Cada amostra foi georeferenciada e relacionada com a coluna estratigráfica.

6.2.2 Tratamento e análises das amostras

O tratamento e análise foi feito em amostra de carbonatos no Laboratório de Geoquímica da Universidade de Brasília (LAGEQ / UnB). Inicialmente as amostras foram lavadas com água da torneira, logo secadas à temperatura ambiente. Posteriormente, foram escolhidas dezesseis amostras para a análise isotópica. Cada amostra foi moída e secada no forno por 12 horas. Nas amostras dos diamictitos foram separados os clastos da matriz, sendo cada uma moída e



Foto 6-01 Linha de extração de CO₂ montada no LAGEQ/UnB.

separada também para análises. Os clastos pequenos (menores que 2 milímetros) foram incluídos no cimento porque provavelmente esse clastos estavam em equilíbrio isotópico com a água do mar durante a sua formação.

Análise dos isótopos estáveis de oxigênio e carbono

A análise de isótopos de oxigênio e de carbono em amostras de carbonato seguiu o procedimento de McCrea (1950). O método consiste na reação das amostras com ácido fosfórico concentrado (densidade \hat{A} 1.91 g/cm³) em uma linha de extração a vácuo (FOTO 6-01), produzindo-se CO₂ onde então analisado os isótopos de oxigênio e carbono por espectrometria de massa de fonte gasosa, em um espectrômetro FINIGAN DELTA E (FOTO 6-02).

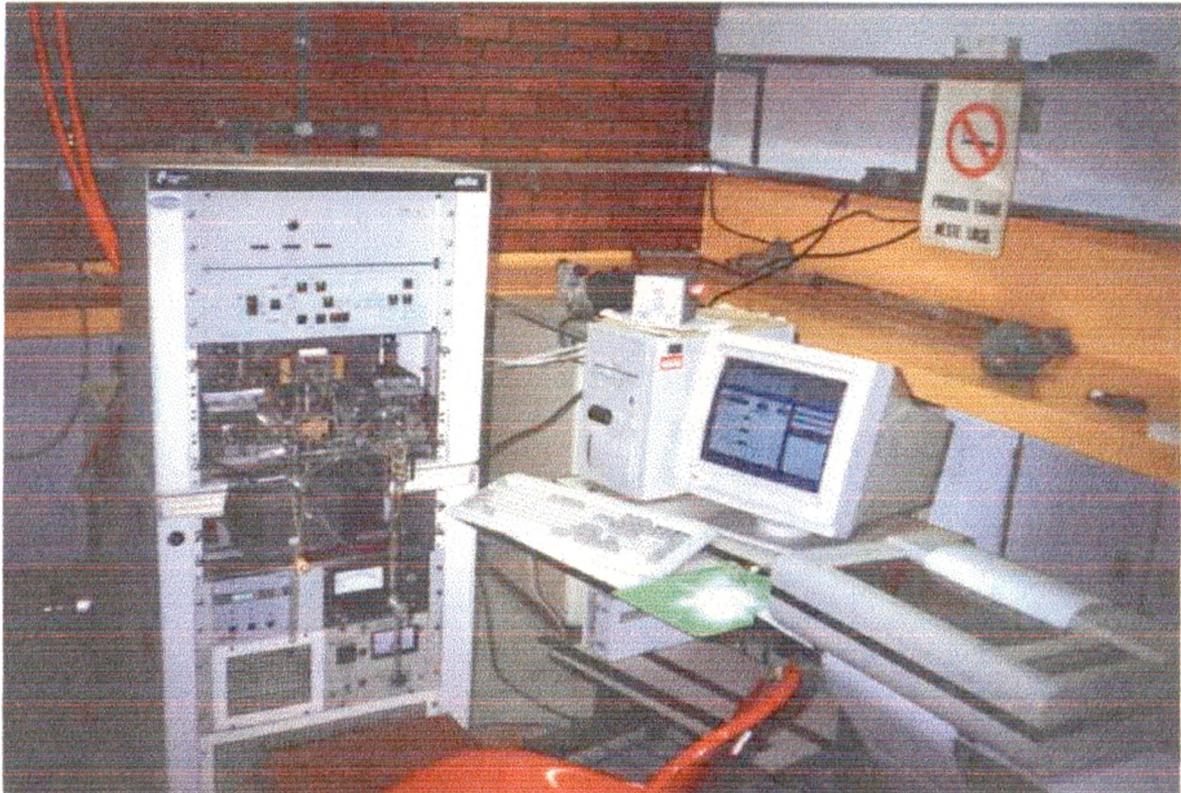


Foto 6-02 Espectrômetro de massa de fonte gasosa da marca FINIGAN DELTA E (LAGEQ/UnB)

As razões isotópicas são apresentadas em variações por mil (‰) e através do parâmetro delta (□):

$$\square = \frac{(^{18}\text{O}/^{16}\text{O})_{\text{amostra}} - (^{18}\text{O}/^{16}\text{O})_{\text{padrão}}}{(^{18}\text{O}/^{16}\text{O})_{\text{padrão}}} \times 1000$$

6.3 Discussão dos resultados obtidos

Na tabela 6-01 estão resumidos os resultados obtidos, os quais são divididos em três grupos. O primeiro grupo corresponde a matriz carbonatada dos diamictitos da Formação Jequitai, enquanto o segundo grupo aos clastos de calcário dos diamictitos. O terceiro grupo é obtido nos calcários do Grupo Bambuí.

Amostra			$\delta^{13}\text{C}(\text{PDB})$	$\delta^{18}\text{O}(\text{PDB})$	$\delta^{18}\text{O}(\text{SMOW})$
J 2	Formação Jequitai	Matriz	-3.087	-11.776	18.77
J 3	Formação Jequitai	Matriz	-2.109	-9.812	20.794
J 4	Formação Jequitai	Matriz	-2.217	-10.648	19.933
J 5	Formação Jequitai	Matriz	-2.56	-10.756	19.03
J 24	Formação Jequitai	Clasto	-2.109	-11.777	18.769
J 24 cg	Formação Jequitai	Clasto	-1.765	-12.627	17.893
J 24 c1	Formação Jequitai	Clasto	-1.923	-12.894	17.618
J 24 c2	Formação Jequitai	Clasto	-0.577	-11.7	18.848
J 24 c3	Formação Jequitai	Clasto	-0.587	-10.955	19.616
B 9/10	Grupo Bambuí	Calcário	10.534	-6.162	24.557
B1	Grupo Bambuí	Calcário	9.339	-6.164	24.556
B2	Grupo Bambuí	Calcário	9.257	-5.607	25.13
B3	Grupo Bambuí	Calcário	9.783	-5.797	24.934
B4	Grupo Bambuí	Calcário	9.435	-7.171	23.518
B5	Grupo Bambuí	Calcário	10.2	-7.034	23.659
B7	Grupo Bambuí	Calcário	8.952	-5.836	24.894

Tabela 6-01 – Valores das amostras obtidos na região de cidade Jequitai

No grupo 1 (matriz da Formação Jequitai) os valores do $\delta^{13}\text{C}$ (PDB) estão entre -2.109 até -3.087 ‰, sendo muito parecido com os valores do grupo 2 (clastos de calcário da Formação Jequitai) que tem resultados entre -0.577 e -2.109 ‰. Os valores de $\delta^{13}\text{C}$ (PDB) dos clastos de calcário apresentam geralmente valores menos negativos do que a matriz dos diamictitos. Isto pode indicar que o clima foi menos frio durante o processo de sedimentação dos calcários que, posteriormente, foram erodidos pela geleira e sedimentados como clastos nos diamictitos. A diferença é pequena e isto mostra que provavelmente esses calcários foram sedimentados durante um período mais quente (interglaciação), mas que não durou o suficiente para trocar a composição isotópica. No entanto, os valores negativos do $\delta^{13}\text{C}$ PDB indicam um clima mais frio durante a sedimentação. Os valores de $\delta^{18}\text{O}$ PDB da matriz dos diamictitos mostra uma variedade entre -9.812 e -11.776 ‰ e para os clastos entre -10.955 até -12.894 ‰, também muito parecidas. Os valores mais negativos são indicadores de uma provável temperatura baixa do mar, assim como a existência de muita água doce aprisionada nas geleiras continentais. Os valores de $\delta^{18}\text{O}$ mais negativos para os clastos indicam que esses calcários sedimentaram durante uma glaciação mais intensa, provavelmente pelo congelamento da água e a consequente precipitação de CaCO_3 .

Os calcários do Grupo Bambuí mostram valores de $\delta^{13}\text{C}$ PDB entre $+8.952$ até $+10.534$ ‰, (FIG.6-02) muito diferentes dos encontrados nos diamictitos, o que mostra uma drástica mudança de ambiente.

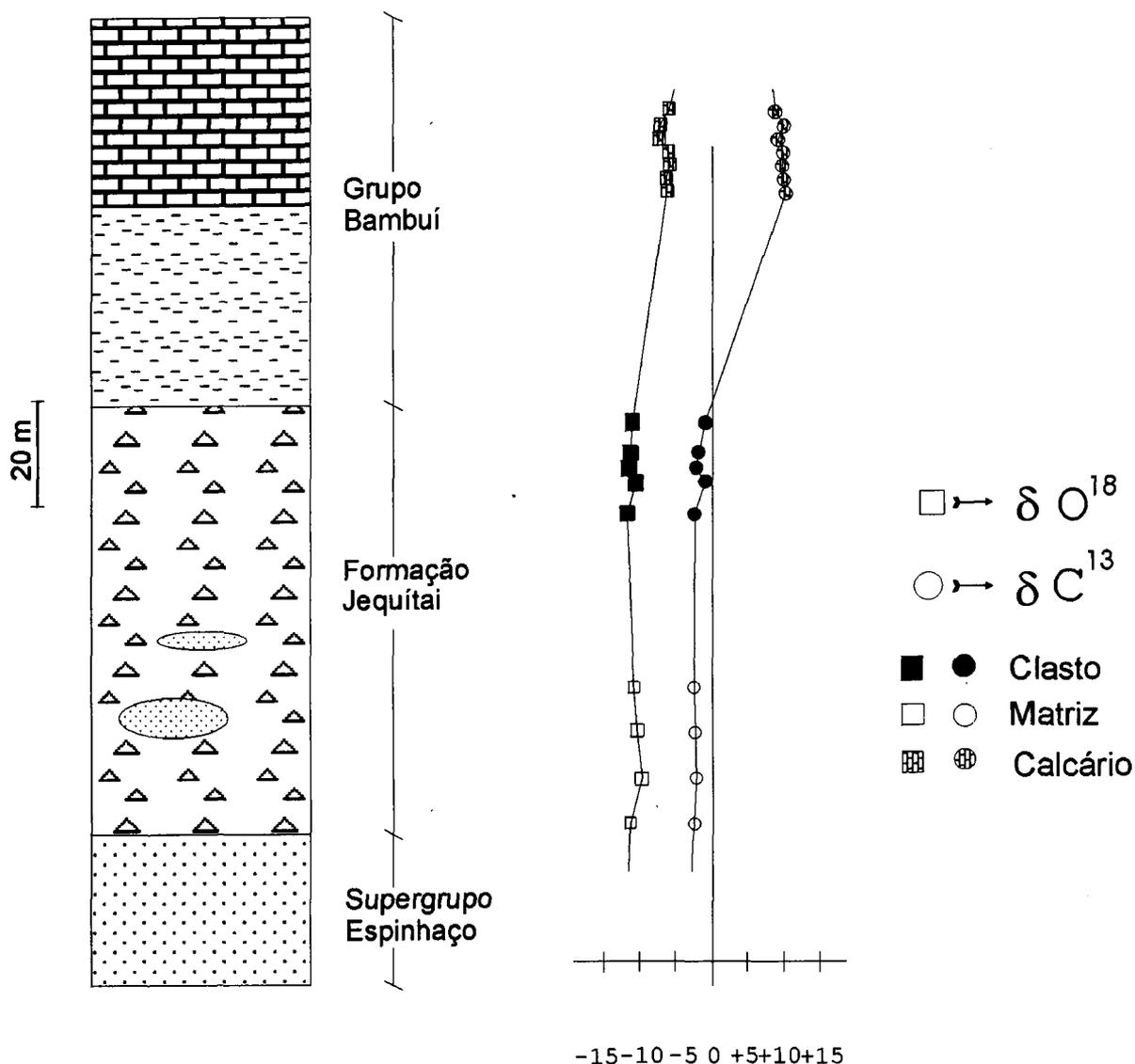


Figura 6-02 Coluna estratigráfica geral de região da cidade de Jequitai com resultados isotópicos obtidos para a Região de Jequitai

Os carbonatos da base do Grupo Bambuí (FIG.6-03), da Formação Sete Lagoas apresentam valores entre +2 e +2.8 ‰ $\delta^{13}C$ e no começo da Formação Serra de Santa Helena mudam para 10.4-10.8 ‰ $\delta^{13}C$ (Iyer *et al.* 1995). Uma mudança brusca (FIG.6-04), com aumento dos valores de $\delta^{13}C$ (0.8-4.1 para 6.9-

13.5) foi notada na região da Serra de São Domingos no topo da Formação Sete Lagoas (Santos *et al.* 1996,1997).

Comparando aos dados de isótopos estáveis existentes (FIG.6-03,04) para o Grupo Bambuí (Iyer *et al.* 1995 e Santos *et al.* 1996,1997) com os dados obtidos na região da cidade de Jequitaiá (FIG.6-02), podemos pensar que a Formação Sete Lagoas não foi sedimentada em Jequitaiá, pois os valores de $\delta^{13}\text{C}$ e ^{18}O são compatíveis com aqueles encontrados na Formação Lagoa do Jacaré ou do topo da Formação Sete Lagoas. Isto sugere que, a região da cidade Jequitaiá deva Ter sido um alto durante o começo da sedimentação do Grupo Bambuí.

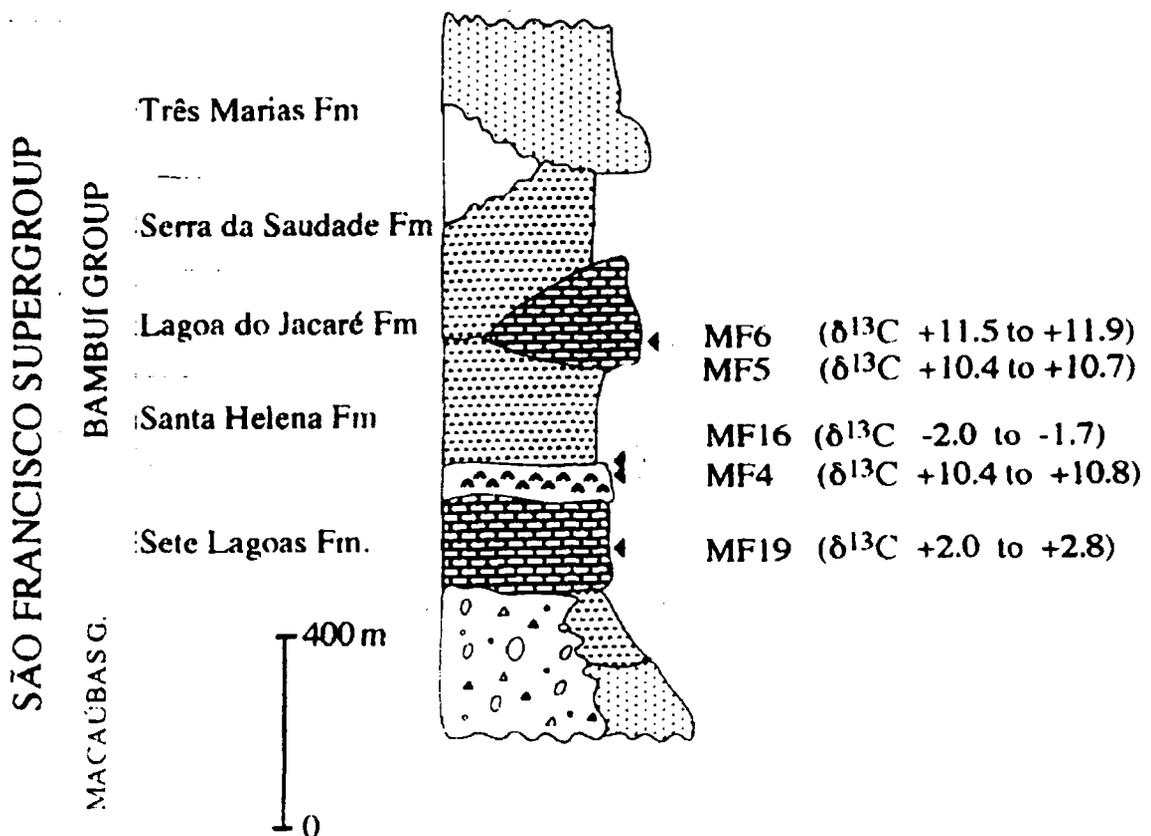


Figura 6-03 Coluna estratigráfica geral na parte leste e central da bacia do São Francisco com valores isotópicos (Iyer *et al.* 1995)

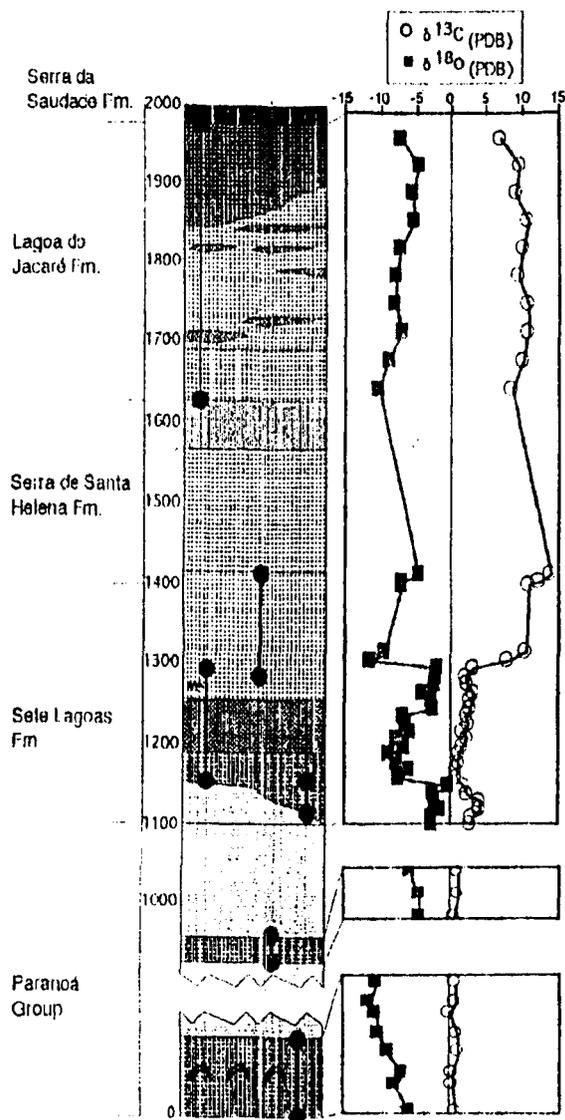


Figura 6-04 Coluna estratigráfica da região de São Domingos com dados isotópicos. Modificado por Santos *et al.* (1996,1997)

Os resultados dos isótopos estáveis (^{13}C e ^{18}O) obtidos para os diamictitos da Formação Jequitai mostram que não há grande diferença entre os clastos e a matriz, sugerindo que, não houve mudança significativa de clima e que esses calcários foram depositados durante a glaciação Jequitai, provavelmente durante um momento de interglaciação. Os valores negativos de $\delta^{13}\text{C}$ (PDB) indicam

origem glacial para Formação Jequitaiá. A pequena diferença entre todos os dados obtidos nos diamictitos indica um ambiente da sedimentação mais estável, como é o ambiente glácio-marinho.

Os resultados dos valores de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ obtidos para os calcários do Grupo Bambuí (TAB. 6-01) mostram que houve uma mudança no ambiente de sedimentação, posterior à sedimentação da Formação Jequitaiá. Comparando esses valores com valores de outros afloramentos (Serra de São Domingos, região Sete Lagoas) do Grupo Bambuí (FIG.6-03,04) podemos concluir que sedimentação aqui começa tardiamente.

CAPÍTULO 7 – CONCLUSÕES

A Formação Jequitai em Cristalina (FIG. 7-01), e em Jequitai (FIG. 7-02) tem sua origem glacial, indicada pelos sedimentos mal selecionados (diamictitos), pavimentos estriados na base, valores negativos de $\delta^{13}\text{C}$, e os clastos estriados. A espessura da formação, (\approx 70 metros em Jequitai e \approx 150 metros em Cristalina) sugerem deposição em ambiente glácio-marinho, o que é reforçado pela ausência de importantes superfícies de erosão, orientação dos clastos, e fácies glácio-continentais com estratificação. Os diamictitos maciços sem orientação dos clastos são considerados comuns em sedimentação glácio-marinha (Dowdeswell et al. 1985).

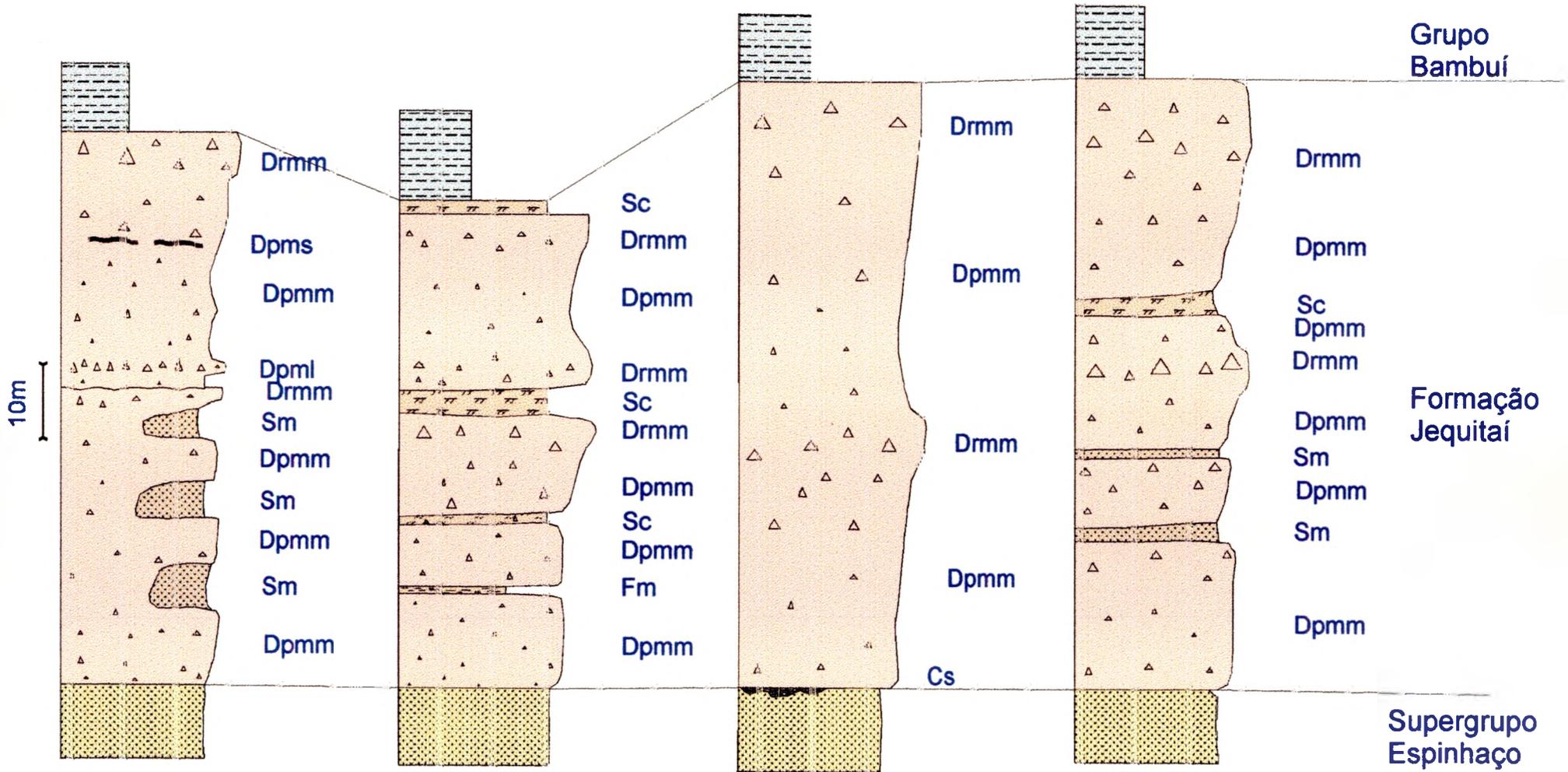
As estrias na base da Formação Jequitai são, indubitavelmente produto da erosão glacial. Entretanto, apresentam uma atividade que provavelmente antecede à fase de sedimentação dos diamictitos, a interpretação de que essas estrias foram gravadas no sedimento mole (Rocha-Campos et al. 1996) é provavelmente incorreta considerando que os quartzitos do Supergrupo Espinhaço, não são contemporâneos ao evento glacial (Neoproterozóico), tendo uma idade mais antiga (Mesoproterozóico). Também no campo não foi encontrado nada que indicasse que esses quartzitos não são parte do Supergrupo Espinhaço. A uniformidade das estrias, com um forte paralelismo entre elas, é uma evidência contrária à indicação de erosão por gelo nos sedimentos inconsolidados. As estrias Neoproterozóicas gravadas em sedimento mole na província Hunan, China (Zhang 1992), mostram várias camadas com morfologia semi circular que é diferente da morfologia dos pavimentos estriados na Serra da Água Fria.

As estrias da Serra da Água Fria podem ser interpretadas como gravadas pelo gelo em continente ou plataforma continental, pela abrasão dos quartzitos que já estavam consolidados nesta época. Os conglomerados encontrados nas irregularidades dos pavimentos estriados são indicadores dessa hipótese.

Os primeiros diamictitos sedimentados sobre estrias não são produto do mesmo evento das estrias. Primeiro, houve uma geleira fazendo a abrasão dos quartzitos do Supergrupo Espinhaço, avançando para $100^\circ - 120^\circ$, que poderia

Colunas estratigráficas - Jequitai, mg

Figura 7-01 Colunas estratigráficas da região da cidade de Jequitai



Colunas estratigráficas - cristalina, go

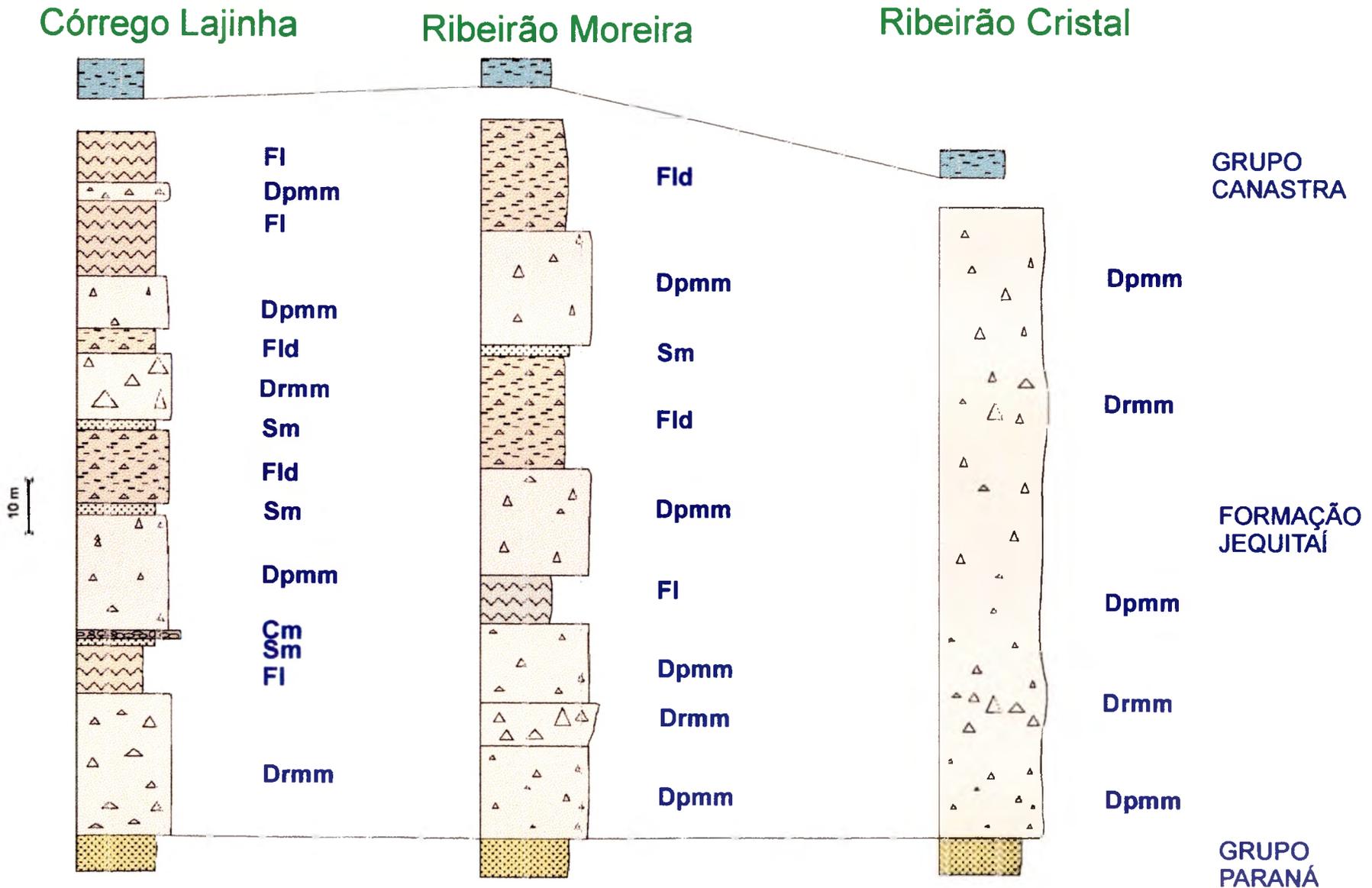


Figura 7-02 Colunas estratigráficas da região da cidade de Cristalina

inclusive ser em ambiente continental que, posteriormente, com retirada de gelo, início do descongelamento, começa a deposição dos diamictitos (**Dpmm**) em ambiente glácio-marinho. O tempo entre esses dois eventos é difícil de ser determinado.

Como a maioria dos sedimentos da Formação Jequitaí são maciços, a sua sedimentação foi provavelmente rápida e por vários fluxos da massa, enquanto que a sedimentação por partículas em suspensão foi de menor importância. As fácies encontrados indicam uma sedimentação sub-aquosa com provável retrabalhamento por correntes de fundo, como a superfície erosiva encontrada nos diamictitos (**Dpmm**) sobre lentes do quartzito (**Sm**).

Os contatos bruscos entre as fácies também indicam mudanças rápidas dos ambientes sedimentares, condições comuns em frente de geleira marinha com base úmida.

As lentes de quartzito encontradas nos diamictitos (**Dpmm**) na porção norte da Serra das Porteiras são prováveis produtos de túneis subaquáticos no gelo que jogavam areia em frente da geleira. Ausência dos seixos pingados nos quartzitos pode indicar os mesmos quartzitos foram rapidamente cobertos por diamictitos (**Dpmm**) pelo fluxo de massa, ou foram depositados abaixo do gelo flutuante.

A concentração dos clastos no topo da formação mostra uma época de descongelamento geral. O aumento do número dos clastos de calcário no topo da formação e da componente carbonatada na matriz indica que existiu uma fonte distinta nesse época. Essa fonte foi provavelmente os calcários sedimentados durante o glaciação Jequitaí, provavelmente interglaciais.

A maior variedade dos clastos no topo indica várias fontes de clastos. Isso pode ser causado pela erosão mais forte como resultado de degelo, ou pelo início de uma nova fase tectônica.

A grande espessura da Formação Jequitaí em Cristalina ($\approx 150\text{m}$) reforça a de posição de ambiente glácio-marinho. Ausência dos pavimentos estriados não significa que não houve erosão glacial antes de início da sedimentação da Formação Jequitaí.

As fácies (**FI**) e (**FI_d**) foram depositados com uma menor influência do gelo, provavelmente no mar, onde a influência glacial foi reduzida restando

apenas a sedimentação a partir de ocasionais *icebergs*. Esta sedimentação é descontínua e inclui períodos com a ausência de *icebergs*, congelamento mais intenso, mudança de orientação de correntes marinhas, ou pela distância da plataforma de gelo. Os sedimentos (**Fld**) com muitos *dropstones*, provavelmente indicam um importante momento de degelo. As fácies (**FI**) e (**Fld**) que afloram na parte superior da formação, podem indicar que neste período a região de Cristalina esteve mais longe de plataforma de gelo

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Almeida, F. F. M.** (1977): O Cráton do São Francisco, *Revista Brasileira de Geociências*, Vol. 7, Pag. 349-365, Brasil.
- Alvarenga, C. J. S.** (1988): Turbiditos e a glaciação do final do Proterozóico superior no cinturão Paraguai, Mato Grosso; *Revista Brasileira de Geociências*, Vol. 18, Num. 3, Pag. 323-327, Brasil.
- Alvarenga, C. J. S. e Saes, G. S.** (1992): Estratigrafia e sedimentologia do Proterozóico médio e superior da região sudeste do cratão amazônico; *Revista Brasileira de Geociências*, Vol. 22, Num. 4, Pag. 493-499, Brasil.
- Alvarenga, C. J. S. e Trompette, R.** (1992): Glacially influenced sedimentation in the Later Proterozoic of the Paraguay belt (Mato Grosso, Brazil); *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, Vol. 92, Num 1 / 2, Pag. 85-105, Elsevier Scientific Publishing Company, Amsterdam, Holanda.
- Anderson, J. B. e Thomas, M. A.** (1991): Marine ice-sheet decoupling as a mechanism for rapid, episodic sea-level change: the record of such events and their influence on sedimentation; *Sedimentary Geology*, Vol. 70, Pag. 87-104, Elsevier, Scientific Publishing Company, Amsterdam, Holanda.
- Babinski, M.** (1993): Idades isocrônicas e geoquímica isotópica de Pb/Pb nas rochas carbonáticas do grupo Bambuí, no porção sul da Bacia do São Francisco, tese de doutorado, Instituto de Pesquisas Energéticas e Nucleares, Pag. 133. São Paulo, Brasil.
- Baptista, M. B., Braun, O. P. G. e Campos, D. A.** (1984): Léxico estratigráfico do Brasil, CPRM, Brasília, Brasil.
- Barnes, P. W., Asbury, J. L., Rearic, D. M. e Ross, R. C.** (1987): Ice erosion of a sea-floor knickpoint at the inner edge of the Stamukhi Zone, Beaufort Sea, Alaska; *Marine Geology*, Vol. 76, Pag. 207-222, Elsevier Scientific Publishing Company, Amsterdam, Holanda.
- Boulton, G. S. e Deynoux, M.** (1981): Sedimentation in glacial environments and the identification of tills and tillites in ancient sedimentary sequences; *Precambrian Research*, Vol. 15, Pag. 397-422, Elsevier Scientific Publishing Company, Amsterdam, Holanda.
- Brito-Neves, B. B. e Gordani, U. G.** (1991): Brito-Neves, B. B. tectonic evolution of South America during Late proterozoic; *Precambrian Research*, Vol. 53, Pag. 23-40, Elsevier Scientific Publishing Company, Amsterdam, Holanda.
- Bruni, M. A. et. Al.** (1976): Texto explicativo. Folha Aracaju. SC. 24. Carta Geol. Brasil Milionésimo, Dep. Nac prod. Min. Brasília, Brasil.

- Chiavegatto, J. R. S. e Gomes, N. S.** (1993): Análise estratigráfica das seqüências tempestíticas da Formação Três Marias na porção meridional da Bacia do São Francisco, In: SIMP. SOBRE O CRÁTON DO SÃO FRANCISCO, II, Salvador. Anais... Salvador SBG BASE/SGM pag. 189-191, Brasil.
- Chumakov, N. M.** (1981): Upper proterozoic Glaciogenic rocks and their Stratigraphic significance; *Precambrian Research*, Vol. 15, Pag. 373 –395, Elsevier, Scientific Publishing Company, Amsterdam, Holanda.
- Chumakov, N. M.** (1985): Glacial events of the Past and their Geological Significance; *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, Vol. 51, Pag. 319-346, Elsevier Scientific Publishing Company, Amsterdam, Holanda.
- Clauer, N. e Deynoux, M.** (1987): New Information on the probable isotopic age of the Late Proterozoic glaciation in West Africa; *Precambrian Research*, Vol. 37, Pag. 89–94, Elsevier, Scientific Publishing Company, Amsterdam, Holanda.
- Costa, M. T. e Branco, J. J. R.** (1961): Roteiro para a excursão Belo Horizonte – Brasília; *Contribuição ao XIV Congresso Brasileiro de Geologia*. Belo Horizonte. Instituto de Pesquisas Radioativas, Brasil.
- Costa, K. V., Penha, U. C. e Araújo, M. C.** (1998): Conglomerado cretáceo com potencial diamantífero na serra da Água Fria/MG, Anais do 9. Simpósio de Geologia de Minas Gerais SBG Núcleo MG – Bol. 14, Pag 132-133, Brasil.
- Crowley, T. J. e Baum, S. K.** (1993): Effect of Decreased Solar Luminosity on Late Precambrian Ice Extent; *Journal of geophysical Research*, Vol. 98, Num. D9, Pag. 16723-16732, American Geophysical Union, USA.
- Dardenne, M. A.** (1978): Síntese sobre a estratigrafia do Grupo Bambuí no Brasil Central; *Anais XX Congr.bras.Geol.*, Pag. 597-610, Recife, Brasil.
- Dardenne, M. A. et. Al.** (1978): O tilito da base do Grupo Bambuí na borda ocidental do Cráton do São Francisco, SBG-Núcleo Centro-oeste, Bol. Inf., num. 7-8, Pag. 85-97, Brasil.
- Dardis, G. F. e McCabe, A. M.** (1994): Subglacial processes, sediments and landforms – an introduction; *Sedimentary Geology*, Vol 91, Pag. 1-5, Elsevier Scientific Publishing Company, Amsterdam, Holanda.
- Derry, L. A., Kaufman, A. J. e Jacobsen, S. B.** (1992): Sedimentary cycling and environmental change in the Late Proterozoic: Evidence from stable and radiogenic isotopes; *Geochimica et Cosmica Acta*, Vol. 56, Pag. 1317-1329, Pergamon Press, USA.
- 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. e Misi, A. O Cráton São Francisco. Salvador SBG BASE/SGM/CNPq. 215 p. Cap. 8. Pag 137-159, Brasil.
- Dowdeswell, J. A., Hambrey, M. J. e Wu, R. (1985):** A Comparasion of Clast Fabric and shape in Late Precambrian and Modern Glaciogenic Sediments; *Journal of Sedimentary Petrology*, Vol. 55, No. 5, Pag. 691-704.
- Draper, D. (1920):** The High-Level Diamond Bearing Deposits of Brazil. (As Jazidas Elevadas de Diamantes do Brasil) *R. Ci. Soc. Bras.* Rio de Janeiro, 1 (4): Pag. 1-13, Brasil.
- Dreimains, A. e Schlüchter, C. (1985):** Field criteria for the recognition of till or tillite; *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, Vol. 51. Pag. 7-14, Elsevier Scientific Publishing Company, Amsterdam, Holanda.
- Drewry, D. (1986):** *Glacial Geological Processes*; Pag. 276, Edward Arnold, London
- Dupont, H. (1995):** O Grupo Conselheiro Mata no seu quadro paleogeográfico e estratigráfico, *Bol. Soc. Bras. Geol., Núcleo Minas Gerais*, 13: Pag 9-10, Brasil.
- Dussin, I. A. e Dussin T. M. (1995):** Supergrupo Espinhaço: modelo de evolução geodinâmica; *Geonomos*, Vol. 3, Pag. 19-26.
- Embleton, B. J. J. e Williams, G. E. (1986):** Low palaeolatitude of deposition for late Precambrian periglacial varvites in South Australia: implications for paleoclimatology; *Earth and Planetary Science Letters*, Vol- 79, Pag. 419-430, Elsevier Scientific Publishing Company, Amsterdam, Holanda.
- Evans, D. A., Beukes, N. J. e Kirschvink, J. L. (1997):** Low-latitude glaciation in the Paleoproterozoic era; *Nature*, Vol. 386, Pag. 262-266,
- Eyles, C. H. (1988):** Glacially-and tidally-influenced shallow marine sedimentation of Late Precambrian Port Askaig Formation, Scotland; *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology*, Vol. 68, Pag 1-25, Elsevier Scientific Publishing Company, Amsterdam, Holanda.
- Eyles, N., Eyles, C. H. e Miall, 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*, Vol. 30, Pag. 393-410, Elsevier Scientific Publishing Company, Amsterdam, Holanda.
- Eyles, C. H., Eyles, N. e Miall, A. D. (1985):** Models of glaciomarine sedimentation and their application to the interpretation of ancient glacial sequences; *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, Vol. 51. Pag. 15-84, Elsevier Scientific Publishing Company, Amsterdam, Holanda.

- Eyles, N.** (1993): Earth's glacial record and tectonic setting; *Earth-science reviews*, Vol. 35, pag. 1-248, Elsevier Scientific Publishing Company, Amsterdam, Holanda.
- Eyles, N. e Eyles, C. H.** (1989): Glacially-influenced deep-marine sedimentation of the Late Precambrian Gaskiers Formation, Newfoundland, Canada; *Sedimentology*, Vol. 36, Pag. 601-620, Elsevier Scientific Publishing Company, Amsterdam, Holanda.
- Eyles, N e Young, G. M.** (1994): Geodynamic controls on glaciation in Earth history; *World and Regional Geology 5, Earth's Glacial Records*, Pag 1-28, Cambridge University Press, Cambridge, Grã-Bretanha.
- Fairchild, I. J., Hambrey, M. J., Spiro, B. e Jefferson, T. H.** (1989): Late Proterozoic glacial carbonates in northeast Spitsbergen: new insights into the carbonate-tillite association; *Geological Magazine*, Vol. 126, Num. 5, Pag. 469-490, Cambridge University Press, Grã-Bretanha.
- Faria, A.** (1985): Geologia do domo de cristalina, Goiás; *Revista Brasileira de Geociências*, Vol. 15, Num. 3, Pag. 231-240, Brasil.
- Gravenor, C. P., von Brunn, V. e Dreimanis, A.** (1984): Nature and Classification of Waterlain Glaciogenic Sediments, Exemplified by Pleistocene, Late Paleozoic and Late Precambrian Deposits; *Earth Science Reviews*, Vol 20., Pag. 105-166, Elsevier Scientific Publishing Company, Amsterdam, Holanda.
- Gonzaga, G. M., Teixeira, N. A. e Gaspar, J. C.** (1994): The origin of diamonds in western Minas Gerais, Brazil; *Mineral Deposit Letters*, Vol. 29, Pag. 414-421. *Mineralium Deposita*.
- Hambrey, M. J. e Harland, W. B.** (1985): The late proterozoic glacial era; *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology*, Vol. 51, pag. 255-272, Elsevier, Scientific Publishing Company, Amsterdam, Holanda.
- Harland, W. B., Herod, K. N. e Krinsley, D. H.** (1966): The definition and identification of tills and tillites; *Earth-Science Reviews*, Vol. 2, pag. 225-256, Elsevier, Scientific Publishing Company, Amsterdam, Holanda.
- Hart, J. K. e Roberts, D. H.** (1994): Criteria to distinguish between subglacial glaciotectonic and glaciomarine sedimentation, I. Deformation styles and sedimentology, *Sedimentary Geology*, Vol. 91, Pag. 191-213, Elsevier, Scientific Publishing Company, Amsterdam, Holanda.
- Hettich, M.** (1977): A glaciação proterozóica no Centro-Norte de Minas Gerais, *Revista Brasileira de Geociências*, Vol. 7, Num. 2, Pag. 87-101, Brasil.
- Hettich, M. e Karfunkel, J.** (1978): Um esker, um varvito e seixos estriados no Grupo Macaúbas – norte de Minas Gerais; *Revista de Escola de Minas de Ouro Preto – REM*, Vol. 34, Pag. 5-8, Brasil.

- Hoffman, P. F.** (1991): Did the Breakout of Laurentia Turn Gondwanaland Inside-Out, *Science*, Vol. 252. Pag. 1409-1412.
- Iyer, S. S., Babinski, M. Krouse, H. R. e Chemale Jr, F.** (1995): Highly ¹³C-enriched carbonate and organic matter in the Neoproterozoic sediments of the Bambuí Group, Brazil; *Precambrian Research*, Vol. 73, Pag. 271-282, Elsevier Scientific Publishing Company, Amsterdam, Holanda.
- Isotta, C. A. L., Rocha-Campos, A.C. e Yoshida, R.** (1969): Striated pavement of the Upper-Precambrian glaciation in Brazil; *Nature*, Vol. 222, Pag. 466-468.
- Karfunkel, J. e Hoppe, A.** (1988): Late proterozoic glaciation in central-eastern Brazil: synthesis and model; *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology*, Vol. 65, Pag. 1-21, Elsevier Scientific Publishing Company, Amsterdam, Holanda.
- Kaufman, A. J** (1997): An ice age in the tropic; *Nature*, Vol. 386, Pag. 227-228,
- Kaufman, A. J. e Knoll, A.H.** (1995): Neoproterozoic variations in the C-isotopic composition of seawater: stratigraphic and biogeochemical implications; *Precambrian Research*, Vol. 73, Pag. 27-49, Elsevier Scientific Publishing Company, Amsterdam, Holanda.
- Knoll, A. H. e Walter, M. R.** (1992): Latest Proterozoic stratigraphy and Earth history; *Nature*, Vol. 356, Pag. 673-676.
- Kuhn, W. R., Walker, J. C. G. e Marshall, H. G.** (1989): The Effect on Earth's Surface Temperature from Variations in Rotation Rate, Continent Formation, Solar Luminosity, and Carbon Dioxide; *Journal of Geophysical Research*, Vol. 94, Num. D8, Pag. 11129-11136.
- Lindsay, J. F.** (1989): Depositional controls on Glacial Facies Associations in a Basinal Setting, Late Proterozoic, Amadeus Basin, Central Australia; *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology*, Vol. 73, Pag 205-232, Elsevier Scientific Publishing Company, Amsterdam, Holanda.
- Link, P. K., Miller, J. M. G. e Christie-Blick, N.** (1994): Glacial-marine facies in a continental rift environment: neoproterozoic rocks of western United States Cordillera; *World and Regional Geology 5, Earth's Glacial Records*, pag 29 - 46, Cambridge University Press, Cambridge, Grã-Bretanha.
- Marmo, J. S. e Ojakangas, R. W.** (1984): Lower Proterozoic glaciogenic deposits, eastern Finland, *Geological society of America, Bulletin*, Vol. 95, Num. 9, Pag. 1055-1062, USA.
- Martins-Neto, M. A.** (1998): O Supergrupo Espinhaço em Minas Gerais: Registro de uma bacia rifte-sag do paleo-mesoproterozoico, *Revista Brasileira de Geociências*, Vol. 28, Num. 2, Pag 151-168, Brasil.

- Martins-Neto, M. A. Castro, P. T. A. e Hercos, C. M.** (1998): O Supergrupo São Francisco (Neoproterózoico) no Cráton do São Francisco em Minas Gerais; Anais do 9. Simpósio de Geologia de Minas Gerais SBG Núcleo MG – Bol. 14, Pag 22-24, Brasil.
- Meert, J. G. e van der Voo, R.** (1994): The neoproterozoik (1000-540 Ma) glacial intervals: No more snowball earth?, *Earth and Planetary Science Letters*, Vol. 123, Num 1/4, Pag.1-13, Elsevier Scientific Publishing Company, Amsterdam, Holanda.
- Miall, A. D.** (1985): Architectural-Element Analysis: A New Method of Facies Analysis Applied to Fluvial Deposits; *Earth-Science Reviews*, Vol. 22, pag. 261-308, Elsevier, Scientific Publishing Company, Amsterdam, Holanda.
- Miller, J. M. G.** (1996): Glacial sediment; *Sedimentary Enviroments: Proces Facies and Stratigraphy*, University Press Cambridge, edited by reading, H. G., Pag. 454-485, Cambridge, Grã-Bretanha.
- Moncrieff, A. M. C.** (1989): Classification of poorly-sorted sedimentary rock; *Sedimentary Geology*, vol. 65, pag. 191-194, Elsevier Scientific Publishing Company, Amsterdam, Holanda.
- Noce, C. M., Pedrosa-Soares, A. C., Grossi-Sad, J. H., Baars, F. J., Guimarães, M. L. V., Mourão, M. A. A., Olivera, M. J. R. e Roque, N. C.** (1998): Nova divisão estratigráfica regional do Grupo Macaúbas na faixa Araçuaí: o registro de uma bacia Neoproterozóica;); Anais do 9. Simpósio de Geologia de Minas Gerais SBG Núcleo MG – Bol. 14, Pag 29-31, Brasil.
- Oliveira, E. P. e Knauer, L. G.** (1993): Corpos máficos e ultramáficos do Cráton São Francisco. In: DOMINGUEZ, J. M. L. e Misi, A. O Cráton São Francisco. Salvador SBG BASE/SGM/CNPq. 215 p. Cap. 7, Pag 119-136, Brasil.
- Paiva Filho, A. e Ponçano, W. L.** (1972): Mapa geológico preliminar da região de Jequitaiá, Estado de Minas Gerais; Na. XXVI Congr. Bras. Geol. Vol. 1, Pag. 95-102, Belém(PA), Brasil.
- Parenti Couto, J. G. e Bez, L.** (1981): A Glaciação Jequitaiá: Um guia estratigráfico para o pré-cambriano superior no Brasil; *Revista Brasileira de Geociências*, Vol. 11, Num. 1. Pag. 16-21, Órgão da sociedade Brasileira de Geologia, Brasil.
- Pflug, R. e Renger, F.** (1973): Estratigrafia e evolução da margem nordeste do Cráton Sanfranciscano, Na. XXVII Congr. Bras. Geol. 2:5-19, Aracaju, Brasil.
- Pflug, P., Hoppe, A. e Bricchta, A.** (1980): Paleogeografia do Pré-Cambriano na serra do Espinhaço. In *Nuevos resultados de la investigación geocientífica*

- Alemana en Latinoamerica, pp. 33-41. Deutsche Forschungsgemeins., Bonn, Alemana.
- Raymond, L. A.** (1998): The study of igneous sedimentary metamorphic rocks; Part III, Sedimentary rocks, Pag. 264-469, Wm.C. Brown Publishers,
- Rocha-Campos, A. C. e Hasui, Y.**(1981): Tillites of the macaúbas group (proterozoic) in central minas gerais and southern Bahia, Brazil; M.J. Hambrey e W.B. Harland (Editors). Earth's Pre-Pleistocene Glacial Record, Cambridge Univ. Press, Pag. 924-927, Cambridge, Grã-Bretanha.
- Rocha-Campos, A. C., Young, G. M. e Santos P. R.** (1996): Re-examination of a striated pavement near Jequitaiá, MG: implications for proterozoic stratigraphy and glacial geology; Anais da Academia Brasileira de Ciências, Vol. 68, Num. 4, Pag. 593, Brasil.
- Rui, Z. Q. e Piper J. D. A.** (1997): Palaeomagnetic study of Neoproterozoic glacial rocks of the Yangzi Block: palaeolatitude and configuration of South China in the late Proterozoic Supercontinent; Precambrian Research, vol. 83, pag. 173-199, Elsevier Science Publishers, Amsterdam, Holanda.
- Santos, R. V., Alvarenga, C. J. S., Dardenne, M. A., Sial, A. N. e Ferreira V. K.** (1996): Isótopos de carbono e oxigênio em carbonatos do Grupo Bambuí da Serra de São Domingos, GO; Anais do 39º Cong. Bras. Geol. Pag. 516-520, Salvador, Brasil.
- Santos, R. V., Alvarenga, C. J. S., Dardenne, M. A., Sial, A. N. e Ferreira V. K.** (1997): A carbon isotope stratigraphic marker in the Bambuí Group, Brazil; South-American Symposium on Isotope Geology, Anais, Pag 283-285, Brasil.
- Schmidt, P. W., Williams, G. E. e Embleton, B. J. J.** (1991): low palaeolatitude of Late Proterozoic glaciation: early timing of remanence in haematite of the Elatina Formation, South Australia; Earth and Planetary Science Letters, Vol. 105, Pag. 355-367, Elsevier Science Publishers, Amsterdam, Holanda.
- Souchez, R. A. e Lemmens, M.** (1985): Subglacial carbonate deposition: an isotopic study of a present-day case; Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology, Vol. 51, pag. 357-364, Elsevier Scientific Publishing Company, Amsterdam, Holanda.
- Stump, E., Miller, J. M. G., Korsch, R. J. e Edgerton, D. G.** (1988): Diamictite from Nimrod Glacier area, Antarctica: Possible Proterozoic glaciation on the seventh continent; Geology, Vol. 16, Pag. 225-228.
- Teixeira, W. e Figueiredo, H, M. C.** (1991): An outline of Early Proterozoic crustal evolution in the São Francisco craton, Brazil: a review, Precambrian Research, vol. 53, pag. 1-22, Elsevier Science Publishers, Amsterdam, Holanda.

- Teixeira, W.** (1993): Avaliação do acervo de dados geocronológicos e isotópicos do Cráton São Francisco – implicações tectônicas. In: DOMINGUEZ, J. M. L. e Misi, A. O Cráton São Francisco. Salvador SBG BASE/SGM/CNPq. 215 p. Cap. 2, Pag 11-33, Brasil.
- Tompkins, L. A. e Gonzaga, G. M.** (1989): Diamonds in Brazil and a Proposed Model for the Origin and Distribution of Diamonds in the Coromandel Region, Minas Gerais, Brazil; *Economic Geology*, Vol. 84, Pag. 591-602.
- Trompette, R.** (1995): Temporal relationship between crátonization and glaciation: The Vendian-early Cambrian glaciation in Western Gondwana, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, Vol. 123. Pag. 373-383, Elsevier Scientific Publishing Company, Amsterdam, Holanda.
- Uhlein, A.,** (1991): Transição cráton-faixa dobrada: exemplo do Cráton do São Francisco e da Faixa Araçuaí (Ciclo Brasileiro) no estado de Minas Gerais-Aspectos estratigráficos e estruturais; Thesis. Univ. São Paulo, pag. 295, Brasil.
- Uhlein, A., Trompette, R.** (1998): As faixas dobradas Araçuaí – Paramirim e os eventos geológicos no limite Meso-Neoproteróico; Anais do 9. Simpósio de Geologia de Minas Gerais SBG Núcleo MG – Bol. 14, Pag 34-35, Brasil.
- Uhlein, A., Trompette, R. e Egydio-Silva, M.** (1998): Proterozoic rifting and closure, SF border of the São Francisco Craton, Brazil; *Journal of South American Earth Science*, Vol. 11, No. 2, Pag. 191-203, Elsevier Scientific Publishing Company, Amsterdam, Holanda.
- Uhlein, A., Trompette, R. e Alvarenga C. J. S.** (1994): Late proterozoic gravitational sedimentation on a continental margin under glacial influence: the Jequitai-Macaúbas sequence (Minas Gerais, Brazil), 14 th International Sediment. Congress, Abstract, G-85,86, Recife, Brasil.
- Uhlein, A., Trompette, R. e Alvarenga C. J. S.** (1994): Evolução estratigráfica e sedimentológica de uma margem continental no Proterozóico Superior: a seqüência Jequitai – Macaúbas na transição Cráton do São Francisco – Faixa Araçuaí; XXXVIII Congresso Brasileiro de Geologia, SBG, Pag. 229-230, Balneário de Camboriú (SC), Brasil.
- Uhlein, A., Trompette, R. e Alvarenga C. J. S.** (1999): Neoproterozoic Glacial and Gravitational sedimentation on a Continental rifted margin: The Jequitai – Macaúbas sequence (Minas Gerais, Brazil); *Journal of South American Earth Science*, Vol. 12, (prelo).
- Valadão, R.C., Augustin, C. H. R. R., Ricardo, L. e Cançado, F. L. L.** (1994): Conglomerados cretácicos na porção leste da Serra do Cabral-MG. Novos subsídios à reconstrução paleogeográfica mesozóica. In: CONG. BRAS. GEOL., 38, Camboriú, Anais, Pag. 237-239, Brasil.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Van der Voo, R. e Meert, J. G. (1991):** Late Proterozoic paleomagnetism and tectonic models: a critical appraisal, *Precambrian Research*, vol. 53. Pag. 149-163, Elsevier Science Publishers, Amsterdam, Holanda.
- Vanyo, J. P. e Awramik, S. M. (1985):** Stromatolites and earth-sun-moon dynamics; *Precambrian Research*, Vol. 29. Pag. 121-142, Elsevier Science Publishers, Amsterdam, Holanda.
- Veizer, J. e Hoefs, J. (1976):** The nature of O^{18}/O^{16} and C^{13}/C^{12} secular trends in sedimentary carbonate rocks; *Geochimica et Cosmochimica Acta*, Vol. 40, Pag. 1387-1395, Pergamon Press, Grã-Bretanha.
- Viveros, J. F. M. e Walde, D. (1976):** Geologia da Serra do Cabral, Minas Gerais, Brasil; *Münster. Forsch., Geol. Paläont.*, Vol 38/39, Pag. 15-27.
- Zhang, Q. R. (1992):** Geological models of ice keel scours, with an early Sinian example; *Precambrian Research*, Vol. 59, Pag. 315-323, Elsevier Science Publishers, Amsterdam, Holanda.
- Walde, H. D. G. (1978):** Desenvolvimento faciológico do Precambriano entre a Serra Mineira e a Serra do Cabral (região sudeste da Serra do Espinhaço, MG) In: CONG. BRAS. GEOL. 30, Recife, Anais vol. 2. Pag 711-725, Brasil.
- Warren, W. P. e Ashley, G. M. (1994):** Origins of the ice-contact stratified ridges (eskers) of Ireland; *Journal of Sedimentary Research*, Vol. A64, Num. 3, Pag. 433-450, SEPM (Society for Sedimentary Geology)
- Williams, G. E. (1993):** History of the Earth's obliquity; *Earth-science reviews*, Vol. 34, Pag. 1-45, Elsevier Scientific Publishing Company, Amsterdam, Brasil.
- Williams, G. E. e Schmidt, P. W. (1997):** Paleomagnetism of the Paleoproterozoic Gowganda and Lorrain formations, Ontario: low paleolatitude for Huronian glaciation; *Earth e Planetary Science Letters*, Vol. 153, Pag. 157-169, Elsevier Scientific Publishing Company, Amsterdam, Holanda.
- Young, G. M. e Gostin V. A. (1988):** Stratigraphy and sedimentology of Sturtian Glaciogenic deposits in the Western part of North Flinders basin, South Australia; *Precambrian Research*, Vol. 39, Pag. 151-170, Elsevier Scientific Publishing Company, Amsterdam, Holanda.