

EVOLUÇÃO TECTÔNICA BRASILIANA DA FAIXA PARAGUAI: A ESTRUTURAÇÃO DA REGIÃO DE CUIABÁ

CARLOS J.S. ALVARENGA* & ROLAND TROMPETTE**

ABSTRACT BRASILIANO TECTONIC EVOLUTION OF THE PARAGUAY BELT: THE STRUCTURAL DEVELOPMENT OF THE CUIABÁ REGION. Late Proterozoic sediments and metasediments are present along the transition zone between the Amazonian Craton to the northwest and the Paraguay Belt to the southeast in the Cuiabá region, Mato Grosso. In the Paraguay Belt, these rocks have been affected by the Brazilian Orogeny, characterized by increasing deformation and metamorphism from the craton towards the fold belt. The metamorphic evolution is determined by the illite crystallinity index. Four closely related phases of deformation (D1 to D4) are distinguished in the Paraguay Belt. The trend directions of D1, D2 and D3 are almost identical (NE-SW) whereas D4 is transverse (NW-SE). The first phase D1 is the most preeminent, and is contemporaneous with the regional metamorphism. It produced tight and isoclinal F1 folds to the east and open folds F1 to the west, and associated S1 cleavage. The D2 and D3 phase consist mainly of local crenulation cleavages (S2 and S3). D4 phase is characterized by regional slight transverse folds.

Keywords: Brazilian Orogeny, Structural Geology, Mato Grosso, Paraguay Belt.

RESUMO Sedimentos e metassedimentos do Proterozóico Superior estão presentes ao longo da zona de transição entre o Cráton Amazônico à noroeste e a Faixa Paraguai, a sudeste, na região de Cuiabá, Mato Grosso. Na Faixa Paraguai, as rochas foram afetadas pela Orogênese Brasileira que apresenta características de aumento da deformação e do metamorfismo da região cratônica em direção a faixa dobrada. A evolução metamórfica foi determinada pelos índices de cristalinidade da illita. Quatro episódios sucessivos de deformação progressiva (D1 a D4) são identificados na faixa. As três primeiras fases (D1 a D3) são quase co-axiais com direção NE-SW, enquanto a fase D4 é transversal (NW-SE). A primeira fase D1 é a mais proeminente, e contemporânea com o metamorfismo regional. Ela inclui dobras fechadas e isoclinais (sudeste) a dobras abertas (noroeste) com associada clivagem S1. As fases D2 e D3 estão representadas principalmente por uma clivagem de crenulação de caráter local (S2 e S3). A fase D4 é caracterizada por amplos dobramentos regionais.

Palavras-chave: Orogênese Brasileira, Geologia Estrutural, Mato Grosso, Faixa Paraguai.

INTRODUÇÃO Na margem sudeste do Cráton Amazônico, está presente um conjunto de rochas sedimentares horizontais constituindo uma cobertura cratônica que passa lateral e gradativamente a uma seqüência de metassedimentos pertencentes a Faixa Paraguai, dobrada no Brasileiro e subdividida em duas zonas estruturais, uma externa e outra interna (Fig. 1). Estas rochas têm sido individualizadas em unidades litoestratigráficas, com idades que vão do Proterozóico Superior ao Cambriano. Neste trabalho, as unidades litoestratigráficas foram incluídas em três grandes associações: Unidade Inferior, turbidítica-glaciogênica; Unidade Média, carbonatada; e uma Unidade Superior, detritica. Localmente, na região da Anticlinal de Bento Gomes, aparece uma quarta unidade detritica-carbonatada com filitos grafitosos, estratigraficamente abaixo da unidade inferior (Alvarenga 1988, 1990).

A Faixa Paraguai, localizada a sudeste do Cráton Amazônico, é constituída de metassedimentos dobrados e metamorfizados que, em direção ao cráton, passam progressivamente às coberturas sedimentares em parte contemporâneas e estruturalmente onduladas, falhadas mas não metamorfizadas. Dessa forma, foram estabelecidas para a Faixa Paraguai e para a porção do cráton adjacente, três zonas estruturais, definidas e caracterizadas por Almeida (1984), sendo utilizadas neste trabalho com as denominações de (1) Cobertura sedimentar de plataforma, (2) Zona externa dobrada, com pouco ou sem metamorfismo e (3) Zona interna metamórfica e com intrusões graníticas (Fig. 1 e 2). Uma grande parte das rochas e, sobretudo as das zonas internas da faixa, encontram-se mascaradas pelas

coberturas das bacias sedimentares pós-ordovicianas do Paraná, do Parecis e do Pantanal.

Neste trabalho, é apresentada a evolução estrutural dos três domínios estruturais para a região compreendida entre Mirassol d'Oeste, Província Serrana e Cuiabá. A estrutura de outras regiões da faixa, como da Serra da Bodoquena e do Alto Araguaia, não é discutida neste trabalho.

A denominação diamictito é utilizada para descrever as rochas que contêm seixos e granules dispersos em uma matriz areno-argilosa (Frakes 1978), onde os seixos são sustentados pela matriz arenosa e/ou argilosa que forma mais de 10% do volume total da rocha. Na região em estudo, estas rochas podem ou não estar metamorfizadas (Alvarenga 1990), e já foram descritas como metaparaconglomerados (Luz *et al.* 1980), ou filitos conglomeráticos (Silva 1990).

HISTÓRICO DA GEOLOGIA DA FAIXA PARAGUAI

A primeira divisão estratigráfica para as rochas da Faixa Paraguai foi proposta por Evans (1894). Trabalhos posteriores foram feitos dentro do quadro de estudos locais, de partes da cobertura cratônica e da faixa (Dorr II 1945, Almeida 1945, 1954, Maciel 1959, Oliveira 1964, Vieira 1965). Almeida (1964a, 1965a, 1968) propôs as primeiras sínteses concernentes à estratigrafia e à evolução orogênica de todas as rochas da Faixa Dobrada Paraguai. Os trabalhos de mapeamento geológico sistemático, que se iniciaram nos anos

setenta pelo DNPM e pela CPRM (Figueiredo & Olivatti 1974, Ribeiro Filho & Figueiredo 1974, Ribeiro Filho *et al.* 1975, Corrêa *et al.* 1979, Nogueira & Oliveira 1978, Luz *et al.* 1978, 1980), criaram um importante arquivo de dados

* Departamento de Geologia Geral e Aplicada, Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, CEP 70910-900, Brasília, DF, Brasil

** Institut de Géodynamique, CNRS, Sophia Antipolis I, Av. A Einstein, F06560, Valbonne, France. Endereço atual: Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, Caixa Postal 11348, CEP 05422-970, São Paulo, SP, Brasil

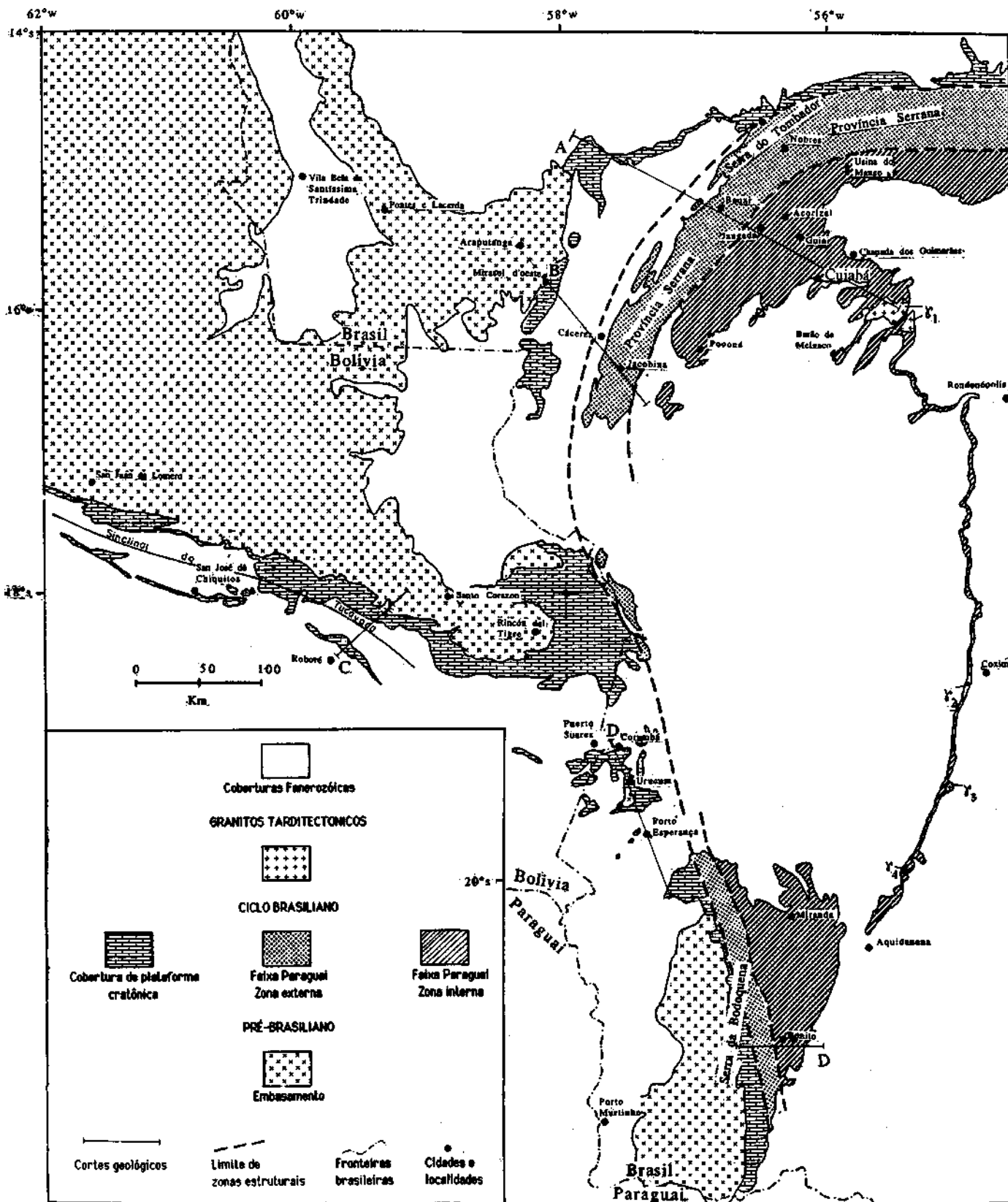


Figura 1 - Faixa Paraguai e suas coberturas cratônicas adjacentes segundo Alvarenga (1990) (modificado de Barros et al. 1982, Del'Arco et al. 1982, Araújo et al. 1982, Litherland et al. 1986). 1. São Vicente; 2. Coxim; 3. Rio Negro; 4. Taboco. A e B são as localizações dos cortes geológicos da figura 2

Figure 1 - Paraguay fold belts and adjacent cratonic covers by Alvarenga (1990) (After Barros et al. 1982, DeP Arco et al. 1982, Araújo et al. 1982, Litherland et al. 1986). 1. São Vicente; 2. Coxim; 3. Rio Negro; 4. Taboco. A and B are locations of the geologic sections on figure 2

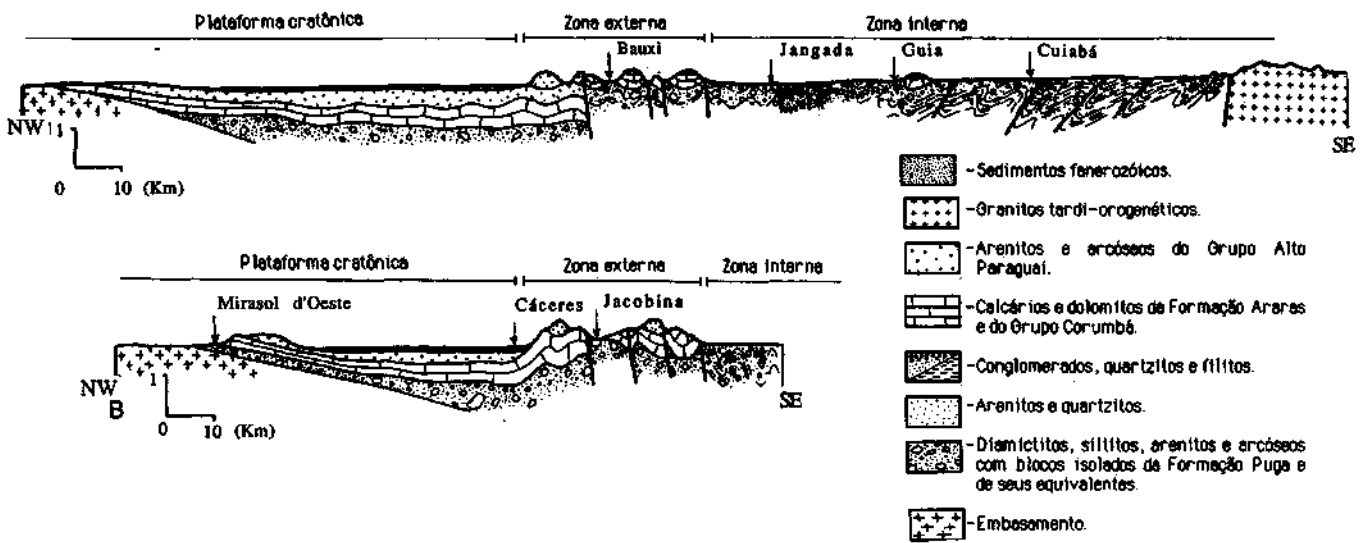


Figura 2 - Seções geológicas: (A e B) Seções indo da zona cratônica até a zona interna da Faixa Paraguai na região da Província Serrana e Cuiabá (Alvarenga 1990). As localizações dessas duas seções geológicas estão assinaladas no mapa da figura 1

Figure 2 - Geologic sections: (A and B) Sections from the cratonic platform to Paraguay Belt's inner zone at the Província Serrana and Cuiabá zone (Alvarenga 1990). A and B sections are located on the map of figure 1

geológicos regionais. Essa etapa de trabalhos de cartografia geológica resultou na elaboração de sínteses estratigráficas e de mapas geológicos regionais na escala 1:1.000.000 (Oliva *et al.* 1979, Schobbenhaus Filho & Oliva 1979, Schobbenhaus Filho & Soares 1979, Araújo *et al.* 1982, Barros *et al.* 1982, Del'Arco *et al.* 1982). A maioria desses trabalhos se prende à geologia de porções da Faixa Paraguai. A mais recente síntese estratigráfica e tectônica englobando toda a faixa foi proposta por Almeida (1984).

Diferentes colunas estratigráficas propostas para a Faixa Paraguai na região deste trabalho mostraram que a controvérsia sobre a sua estratigrafia se apresentava particularmente na passagem entre as zonas estruturais interna e externa da faixa (Alvarenga 1984). Duas interpretações estratigráficas e estruturais maiores foram propostas para esta zona de transição:

1. Presença de duas grandes unidades estruturais e estratigráficas, onde as rochas da zona interna (Grupo Cuiabá), mais fortemente metamorfizada e dobrada, são consideradas como mais antigas que aquelas das Formações Diamantino, Raizama, Araras, Puga e Bauxi que constituem a zona externa da faixa e a cobertura cratônica (Figueiredo & Olivatti 1974, Ribeiro Filho & Figueiredo 1974, Ribeiro Filho *et al.* 1975, Corrêa *et al.* 1979, Nogueira & Oliveira 1978, Luz *et al.* 1978, 1980, Oliva *et al.* 1979, Schobbenhaus Filho & Oliva 1979, Schobbenhaus Filho & Soares 1979, Schobbenhaus Filho *et al.* 1981, 1984, Barros *et al.* 1982, Del'Arco *et al.* 1982, Araújo *et al.* 1981, Almeida 1984).

2. Depósitos parcialmente contemporâneos entre as rochas sedimentares que formam a parte inferior da cobertura cratônica de plataforma e da zona externa da faixa (Formações

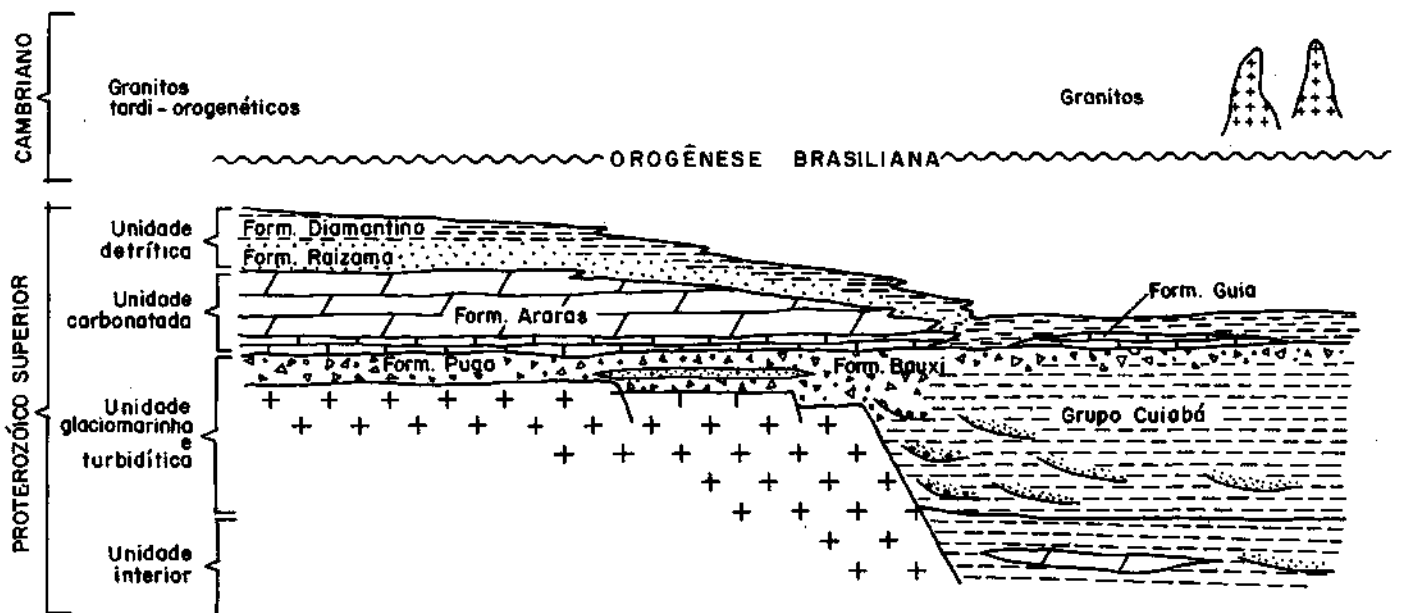


Figura 3 - Esquema das relações estratigráficas na borda sudeste do Cráton Amazônico (sem escala)

Figure 3 - Schematic stratigraphic relationships on the border of the Amazonian Craton (not to scale)

Tabela 1 - Principais características das quatro fases de deformação (D1 a D4) de idade brasileira, identificadas na Faixa Paraguai, segundo Alvarenga (1990)

Table 1 - Main characteristics of the Brasileiro four phases of deformations (D1 to D4) distinguished in the Paraguay Belt (by Alvarenga 1990)

Fases de Deformação	D 1		D 2	D 3	D 4	
Domínio Estrutural	Zona externa	Zona interna	Zona interna	Zona interna	Zona externa	Zona interna
Dobra	Dobras abertas simétricas à assimétricas	Dobras abertas assimétricas, fechadas inversas ou inclinadas	Ausência de dobras claramente associada	Dobras abertas e assimétricas	Dobras de amplo comprimento de onda visíveis na escala de mapa	
Clivagem	Clivagem incipiente de caráter local	Clivagem de fluxo penetrativa	Clivagem de crenulação penetrativa e localizada	Clivagem de crenulação pouco marcada ou Kiaka e localizada	Ausência de clivagem, mais ocorre um forte fraturamento de plano axial D4	
Metamorfismo	Anquizonal de caráter local	Cristalização sintectônica de filosilicatos	Recristalização sintectônica de filosilicatos	Recristalização sintectônica e insipiente	ausência de recristalização sintectônica de filosilicatos	

Puga e Bauxi) e os metassedimentos da zona interna da faixa de dobramentos (Grupo Cuiabá) (Almeida 1964 a,b, 1965a, 1974, Alvarenga 1985, 1988, Alvarenga & Trompette 1988, 1992). As rochas sedimentares levemente dobradas na borda externa da Faixa Paraguai passam lateralmente a coberturas de plataforma do Cráton Amazônico. A maioria das unidades litoestratigráficas se distribuem em fácies diferentes, nos três domínios estruturais individualizados. Assim, por exemplo, a unidade estratigráfica inferior está representada pelas Formações Puga e Bauxi, pouco espessas e subhorizontais na zona de cobertura cratônica, um pouco mais espessa e dobrada dentro da zona externa da faixa, passando ao Grupo Cuiabá, espesso, tectonizado e metamorfozido dentro do domínio interno da faixa (Alvarenga 1988, 1990, Alvarenga & Trompette 1988, 1992).

As unidades estratigráficas utilizadas neste trabalho (Fig. 3) estão de acordo com Alvarenga (1988, 1990), Alvarenga & Trompette (1992) e Alvarenga & Saes (1992). Uma seqüência estratigráfica inferior, de caráter local e situada a NW da Cidade de Poconé, é composta de filitos, filitos grafitosos, quartzitos e dolomitos; uma seqüência estratigráfica depositada durante a glaciação do final do Proterozóico Superior é formada por diamictitos e turbiditos (Formação Puga, Formação Bauxi e Grupo Cuiabá). Essa seqüência estende-se da zona de cobertura cratônica até a zona de deformação mais interna; uma seqüência predominantemente carbonatada (Formação Araras e Formação Guia) recobre os diamictitos da unidade anterior; a seqüência detritica superior é formada pelas Formações Raizama e Diamantino. Na zona interna da faixa, a unidade superior não está representada, entretanto os metassilícios e metargilitos laminados depositados sobre os calcários da sinclinal da Guia e sobre os diamictitos finos que afloram a NE da Cidade de Cuiabá podem estar representando uma fácies distal da seqüência detritica superior, explicando assim a provável ausência das Formações Raizama e Diamantino na zona interna da faixa. A região estudada em detalhe por este trabalho corresponde a área de Cuiabá - Província Serrana - Mirassol d'Oeste (Fig. 1).

AS GRANDES ESTRUTURAS DA FAIXA PARAGUAI

As rochas depositadas no domínio cratônico (Formações Puga, Araras, Raizama e Diamantino) são afetadas por suaves ondulações e uma tectônica rúptil, não-penetrativa, que se manifesta por falhas normais. Essas falhas são parcialmente reativadas até o Cretáceo, como mostram os contatos exibidos entre as rochas do Proterozóico superior e as rochas Cretáceas da Chapada do Parecis (Barros *et al* 1982) e na região boliviana próxima de Rincón del Tigre (Litherland *et al.* 1986).

Dobrada pela Orogênese Brasileira, a zona estrutural externa é caracterizada por dobras abertas cortadas por falhas inversas (Fig. 2). O contato entre as rochas subhorizontais da plataforma cratônica e as rochas dobradas da zona externa estão cobertos por sedimentos terciários e quaternários da bacia do Pantanal, no vale do Rio Paraguai. Na Província Serrana, que corresponde à zona externa, as rochas foram localmente afetadas por um metamorfismo muito fraco, anquizonal (Alvarenga 1990). Afloram nessa zona externa as Formações Bauxi, Puga, Araras, Raizama e Diamantino.

A zona de dobramentos interna é na sua maior parte representada pelo Grupo Cuiabá, cartografado nos mapas geológicos 1:250 000 de Luz *et al* (1980) e 1:1.000.000 de Schobbenhaus Filho *et al* (1981) e Barros *et al* (1982). Apenas alguns afloramentos de calcários da Formação Guia (Hennies 1966, Alvarenga 1988, 1990), correspondente lateral da Formação Araras, são encontrados na zona estrutural interna. Esta zona foi afetada por um metamorfismo de baixo grau e denominada de "Brasilídes metamórfica" por Almeida (1984, 1985). O contato entre as zonas estruturais externa e interna dobrada é feito por zonas de falhas inversas de alto ângulo. A porção oriental da zona interna não é conhecida por estar coberta pelas rochas sedimentares da Bacia do Paraná. O contato basal dos metassedimentos do Grupo Cuiabá foi citado apenas na região do Alto Araguaia, na localidade de Bom Jardim de Goiás, 400 km a ENE de Cuiabá onde, as rochas que possivelmente constituem a prolongação da zona interna se apresentam em contato tectônico com o embasamento do Maciço Mediano de Goiás (Almeida 1984, Seer 1985, Pimentel & Fuck 1986, 1987).

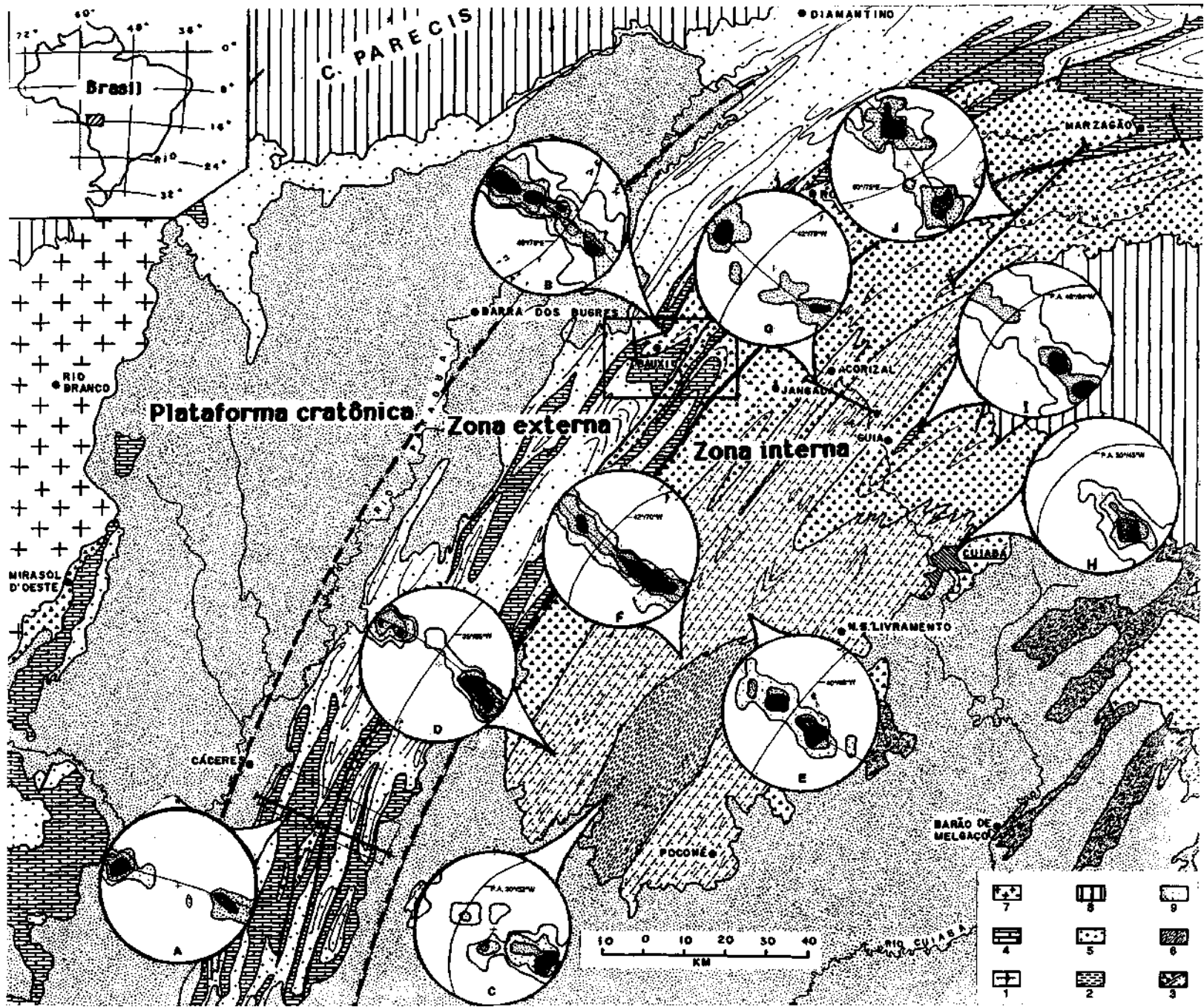


Figura 4 - Diagrama de frequência dos pólos de superfícies de acamamento, S0 (hemisfério inferior). A. n = 69 (1, 5-4,5/-7,0/-10,5/-12,5%); B. n = 188 (1,6-3,7/-5,8/-7,9/-9,0%); C. n = 45 (2,2-4,4/-8,8/-13,3/-17,7/-20,0%); D. n = 56 (1,8-3,6/-7,1/-10,7/-14,3/-16,1%); E. n = 51 (1,9-5,3/-9,8/-13,7/-17,6%); F. n = 66 (1,5-4,5/-7,57/-10,6/-12,1%); G. n = 33 (3,0-9,1/-15,1/-21,2%); H. n = 90 (1,1-4,4/-8,8/-13,3/-17,7%); I. n = 320 (0,3-3,1/-6,6/-9,3/-12,0%); J. n = 60 (1,6-3,3/-6,6/-10,0/-11,6%); n = número de medidas, segundo Alvarenga (1990). Modificado de Luz et al. (1980) e Schobbenhaus Filho et al. (1981): 1. embasamento: Cráton Amazônico; 2. filitos, filitos grafitosos, quartzitos e dolomitos; 3. associação de diamictitos e de turbiditos (Grupo Cuiabá, Formações Puga e Bauxi); 4. calcários e dolomitos da Formações Araras e Guia; 5. arenitos, arcóseos, siltitos e argilitos do Grupo Alto Paraguai (Formações Raizama e Diamantino); 6. turbiditos finos e filitos (porção oriental do Grupo Cuiabá); 7. Granito São Vicente; 8. Paleozóico da Bacia do Paraná e da Chapada do Parecis; 9. Quaternário da bacia do Pantanal

Figure 4 - Frequency diagram. Equal-area projection of poles to bedding, S₀ (lower hemisphere). A. n = 69 (1,5-4,5/-7,0/-10,5/-12,5%); B. n = 188 (1,6-3,7/-5,8/-7,9/-9,0%); C. n = 45 (2,2-4,4/-8,8/-13,3/-17,7/-20,0%); D. n = 56 (1,8-3,6/-7,1/-10,7/-14,3/-16,1%); E. n = 51 (1,9-5,3/-9,8/-13,7/-17,6%); F. n = 66 (1,5-4,57/-7,57/-10,6/-12,1%); G. n = 33 (3,0-9,1/-15,1/-21,2%); H. n = 90 (1,1-4,4/-8,8/-13,3/-17,7%); I. n = 320 (0,3-3,1/-6,6/-9,3/-12,0%); J. n = 60 (1,6-3,3/-6,6/-10,0/-11,6%); n = number of measurements (Alvarenga 1990). After Luz et al. (1980) and Schobbenhaus Filho et al. (1981): 1. Amazonian Cráton; 2. phyllite, graphite-phyllite, quartzite and dolomite; 3. diamictite associations and turbidites (Cuiabá Group, Puga and Bauxi formations); 4. limestones and dolomites of the Araras and Guia Formations; 5. sandstones, arkoses, siltstones and shales of the Alto Paraguai Group (Raizama and Diamantino formations); 6. fine-grained turbidites and phyllites (southeast of Cuiabá Group); 7. São Vicente Granite; 8. Paleozoic of Paraná BaS1n and Parecis BaS1n; 9. Cenozoic of Pantanal BaS1n

As principais direções estruturais da Faixa Paraguai (eixo de dobras, clivagens, falhas), na região de Cuiabá-Província Serrana, são orientadas em torno de N25E, na porção sul (Cáceres, Jacobina). Essas orientações passam gradualmente para N60-70E na sua porção norte, moldando as S1m a borda SE do Cráton Amazônico.

ANÁLISE DAS DEFORMAÇÕES SUCESSIVAS DA FAIXA PARAGUAI As deformações superpostas (D1 a D4) que atingiram as rochas da Faixa Paraguai são de idade Brasileira. Essa deformação, de caráter contínuo, foi individualizada por quatro episódios sucessivos (fases), dos quais a deformação mais marcante está ligada aos dois primeiros episódios.

As deformações sucessivas que afetaram o Grupo Cuiabá foram inicialmente estudadas no sul da Faixa Paraguai, na região de Bonito-Aquidauana, MS. Nessa região a zona interna foi dobrada por três fases de deformação co-axiais, orientadas ao longo da faixa, com uma vergência dirigida para o cráton (Nogueira & Oliveira 1978, Corrêa et al. 1979). O metamorfismo regional nessa parte sul da faixa não ultrapassa a fácies xistos-verdes (Almeida 1965b, 1984).

No possível equivalente do Grupo Cuiabá, em Bom Jardim de Goiás, são reconhecidas quatro fases de deformação, das quais as três primeiras são co-axiais, orientadas N20-30E e a última é ortogonal às três outras (Seer 1985, Seer & Nilson 1985).

Na região de Cuiabá-Província Serrana, três fases de deformação co-axiais sucessivas, associadas a três clivagens, são descritas para o Grupo Cuiabá (Luz et al 1980, Souza 1981). Duas fases de deformação co-axiais e uma transversal são apresentadas por Pires et al (1986) para a região entre Poconé e Cuiabá.

Dentre as fases de deformação propostas para a Faixa Paraguai, pode ser notado que todos os autores concordam com a existência de mais de uma fase co-axial paralela aos alinhamentos regionais. Alguns deles incluem uma fase tardia transversal às fases co-axiais. A fase D2 de Pires et al (1986), coincide com as descrições da D3 propostas por Alvarenga (1986). A fase D2 de Campos et al (1987) engloba as fases D2 e D3 de Alvarenga (1986).

Neste trabalho, são analisadas em detalhe as quatro deformações sucessivas (Tab. 1) que foram descritas na Faixa Paraguai para a região de Cuiabá (Alvarenga 1986, 1990). A primeira fase (D1) é a fase principal e encontra-se bem representada em toda a faixa. A segunda e a terceira fase têm um caráter local e são sobretudo caracterizadas por suas clivagens de crenulação. A última, ou quarta fase, tardi-orogênica, é rúptil.

A primeira fase de deformação Na região estudada,

a primeira fase de deformação é o traço estrutural mais marcante estando representada por um dobramento D1, caracterizado tanto nas zonas internas como nas zonas externas.

DOBRAS As dobras D1 têm uma evolução geométrica e contínua na faixa. Os dobramentos, inicialmente abertos na zona externa, passam a dobras fechadas, inversas e isoclinais no extremo leste da zona interna. O mergulho alto dos planos axiais 70-90SE na zona externa passa para 40-60W nos metassedimentos do extremo leste da zona interna, desenhando um meio-leque (Figs. 2A e 4). O eixo dos dobramentos tem caimentos que não ultrapassam os 15NE, localmente estes caimentos podem estar para SW.

FOLIAÇÃO No conjunto da faixa, a foliação S1 é uma clivagem plano axial associada às dobras D1. Esta clivagem é bem desenvolvida na zona interna, mostrando uma penetratividade mais forte nas direções leste e sul. Um exemplo do crescimento da penetratividade em direção ao sul manifesta-se na região de Jacobina (zona externa), onde os diamictitos tem uma clivagem S1 penetrativa que não é conhecida nos diamictitos da porção setentrional desta mesma zona externa. A clivagem S1 se exprime bem nas rochas ricas em filossilicatos (filitos e metadiamicititos) e ela é, geralmente menos penetrativa nas fácies mais competentes como os quartzitos, metaconglomerados e as rochas calcárias.

Ao longo de um corte transversal às estruturas da faixa, a clivagem S1 forma um meio-leque, idêntico àquele desenhado pelos planos axiais F1 (Figs. 4 e 5). Na zona externa ou na franja NW da zona interna, os planos S1 estão próximos da vertical e mostram um alto mergulho (70-90°), ora no sentido NW e ora no sentido SE. No interior da zona interna, o plano de clivagem S1 mergulha para NW com a média dos ângulos, entre 40° e 50°, podendo localmente apresentar planos próximos da horizontal. Dessa forma, os menores ângulos de mergulho da S1 são encontrados na parte leste da zona interna, aumentando gradativamente em direção a NW.

Estes planos de clivagem S1, com direções concordantes com as estruturas regionais da faixa, apresentam uma variação na sua intensidade e na sua penetratividade, mostrando uma intensidade crescente da feição xistosa S1 de WNW para ESE (Fig. 6).

FALHAS Paralelo ao alongamento regional da faixa dobrada ocorrem alinhamentos retilíneos aproximadamente paralelos às direções dos acamamentos e da clivagem S1, que são representados por falhas inversas. Estas são muitas vezes de alto ângulo (superior a mergulho 45-50NW). Em mapa, essas falhas podem ser observadas por seus traços retilíneos quase que completamente inalterados pelo relevo da região. Muitas delas formam grandes alinhamentos, nas

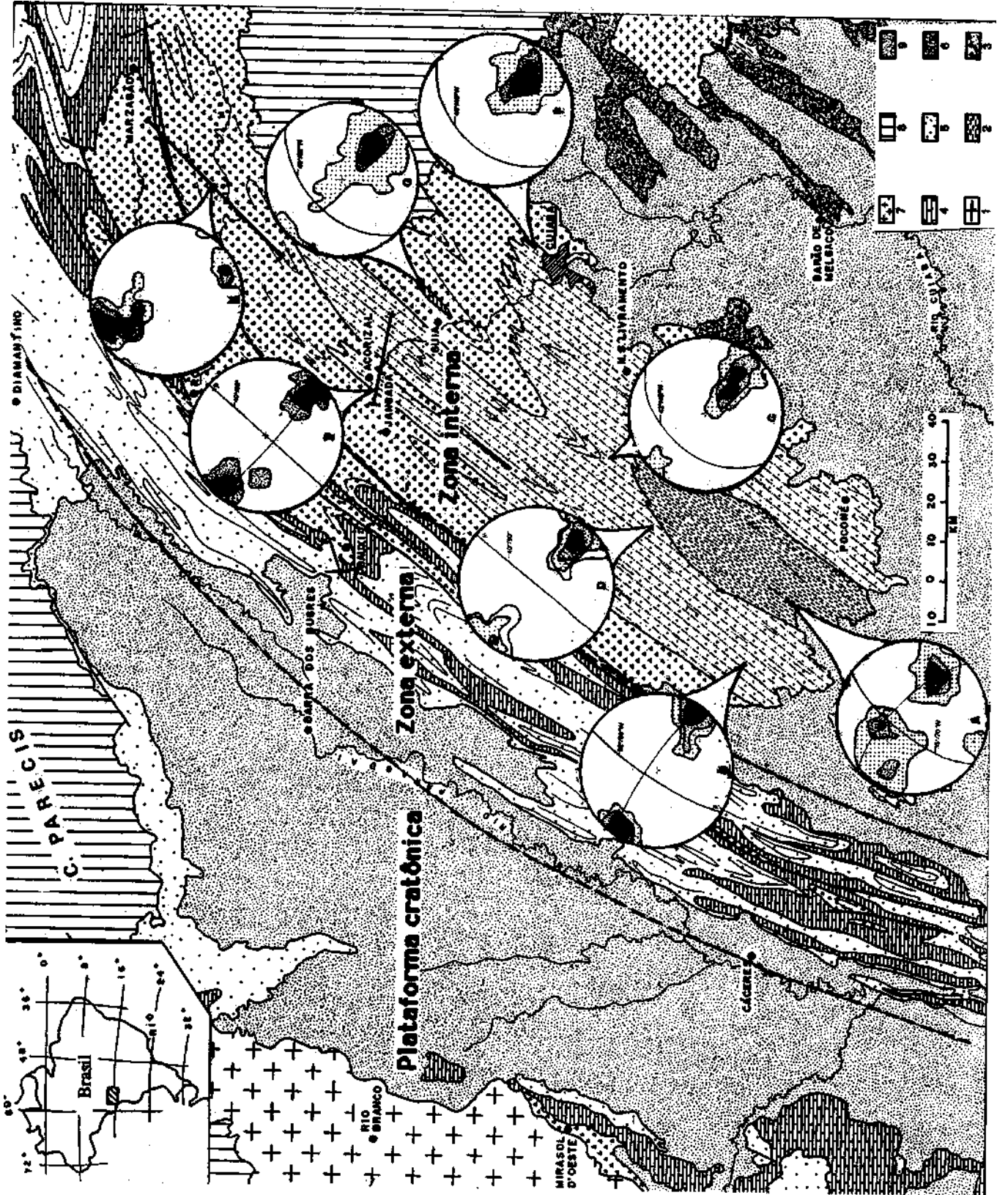


Figura 5 - Diagrama de frequência de pólos de superfícies de clivagem, S1 (hemisfério inferior). A. n = 147 (0,7-4,8/-8,8/-12,9/-16,3%); B. n = 66 (1,5-4,5/-10,6/-16,7/-21,2%); C. n = 54 (1,8-7,47/-14,87/-22,27/-24,1%); D. n = 70 (1,42-2,857/-8,577/-14,287/-20,0%); E. n = 41 (2,4-7,37/-12,27/-14,6%); F. n = 177 (0,6-5,6/-10,7/-15,8/-20,9%); G. n = 523 (0,2-5,717/-11,57/-17,27/-24,5%); H. n = 31 (3,22-6,457/-9,677/-12,9%); n = número de medidas segundo Alvarenga (1990). Modificado de Luz et al. (1980) e Schobbenhaus Filho et al. (1981); mesmas Símbologias que na figura 4

Figure 5 - Diagram of frequency. Equal-area projection of poles to cleavage, S1. (lower hemisphere). A. n = 147 (0,7-4,87-8,87-12,97-16,3%); B. n = 66 (1,5-4,57-10,67-16,77-21,2%); C. n = 54 (1,8-7,47-14,87-22,27-24,1%); D. n = 70 (1,42-2,857-8,577-14,287-20,0%); E. n = 41 (2,4-7,37-12,27-14,6%); F. n = 177 (0,6-5,67-10,77-15,87-20,9%); G. n = 523 (0,2-5,717-11,57-17,27-24,5%); H. n = 31 (3,22-6,457-9,677-12,9%); n = number of measurements (Alvarenga 1990). After Luz et al. (1980) and Schobbenhaus Filho et al. (1981); same symbology as in figure 4

proximidades dos flancos inversos de algumas dobras regionais, com atitudes muito próximas à dos flancos inversos. Esse paralelismo mostra que essas falhas são contemporâneas ou talvez tardias aos dobramentos D1. Algumas faixas miloníticas de até 3 m de espessura foram observadas, associadas a essas falhas, nas proximidades da Cidade de Cuiabá.

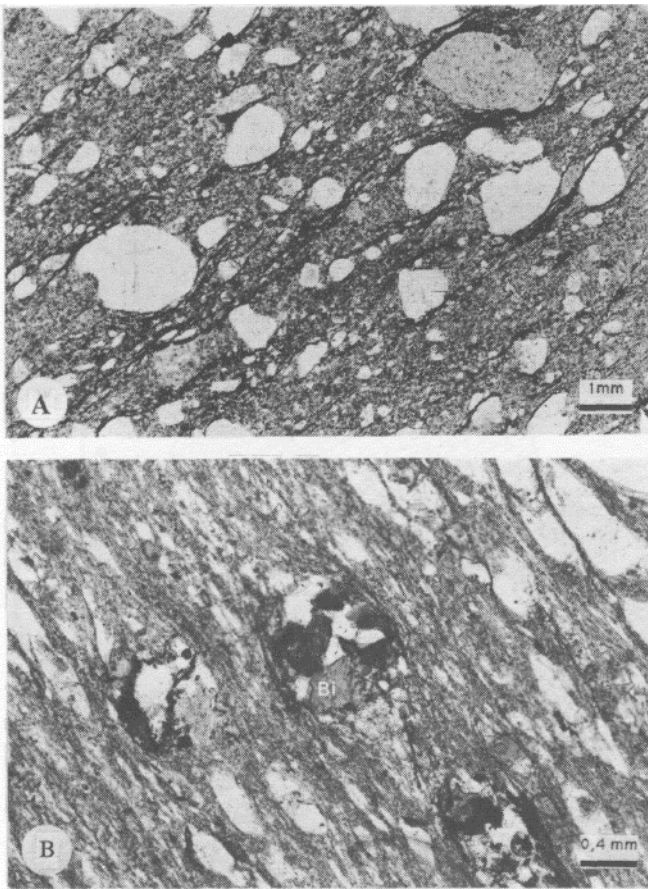


Figura 6 - Aspectos da clivagem de fluxo, em diamictitos: A. Clivagem de fluxo S1, sublinhada por domínios irregulares e descontínuos de concentração de opacos e de filosilicatos. Notar que essa clivagem é melhor desenvolvida na borda dos grãos detriticos. B. Clivagem de fluxo S1, desenvolvendo uma textura forte, de maneira que os grãos detriticos são bem deformados e achatados nos planos de clivagem. O grão detritico no centro da foto mostra a recrystalização de cloritas (mais claras) e de biotitas (mais escuras), sugerindo uma recrystalização de grãos detriticos desestabilizados

Figure 6 - Cleavage pattern in diamictites: A. Cleavage (S1) is represented by opaque-phyllsilicate rich domain. The cleavage planes are well developed at the boundary of the detritic grains. B. Cleavage is perfectly penetrative, and the detrital components are reoriented in the cleavage planes. Only the detrital grains in the middle of the picture have chlorites and biotites which suggests a destabilization of detrital grains

Na zona estrutural interna, a leste da cidade de Cuiabá, são observadas zonas de falhas inversas, acompanhadas de veios de quartzo, de direções concordantes com a estrutura regional D1 e com mergulho entre 25-40NW, indicando uma subida do bloco de NW em relação a SE.

METAMORFISMO A intensidade do metamorfismo se exprime pelas variações da cristalinidade de illita disposta nos planos de clivagem. Este metamorfismo é marcado pelo desenvolvimento de minerais fílitosos (argilosos) nos planos de clivagem S1. Ao longo de um corte transversal da Faixa Paraguai, observa-se uma zonalidade metamórfica, de oeste, no domínio sedimentar não afetado por uma evolução térmica, para leste, onde a evolução mineralógica em direção à illita melhor cristalizada indica aumento da influência térmica (Alvarenga 1990). A evolução da cristalinidade das illitas mostra que o metamorfismo principal de quase toda a zona interna da Faixa Paraguai classifica-se como epizonal, enquanto na zona externa não ultrapassa os limites da anquizona (Fig. 7).

VEIOS DE QUARTZO Duas gerações de veios de quartzo foram afetadas por esta fase de deformação. A primeira geração, anterior a deformação, foi dobrada pela fase D1, que formou dobras F1, onde um fraturamento de plano axial se desenvolveu. A segunda geração de veios de quartzo, contemporânea à deformação D1, dispõe-se paralelamente aos planos de clivagem S1, está facilmente identificada nas camadas de quartzitos mais competentes. Essa segunda geração de veios é contemporânea à primeira fase de deformação D1, enquanto a primeira geração poderá estar associada aos processos de compactação e diagênese pré-orogênese. Alguns desses veios estão associados às zonas de falhas inversas orientadas NE.

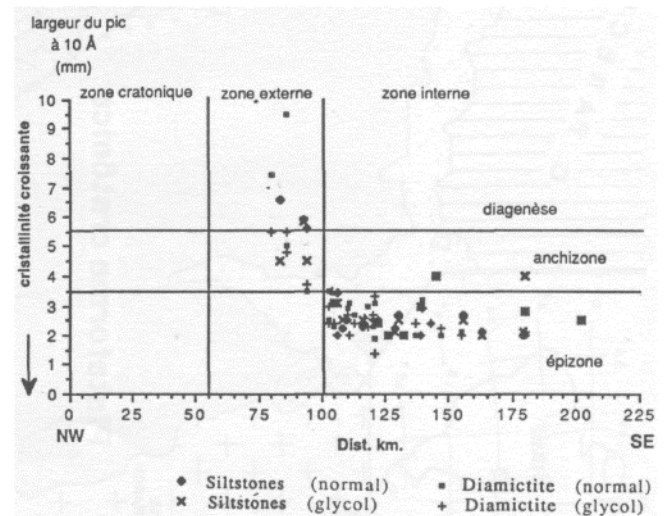


Figura 7 - índice de cristalinidade de illitas em amostras ao longo de uma seção NW-SE, da zona externa (Bauxi-Nobres) até próximo ao Granito São Vicente. A cristalinidade das illitas decresce de NW para SE. (Alvarenga 1990)

Figure 7 - Illite crystallinity indices of samples along a NW-SE section. Illite crystallinity decreases from the external zone (Bauxi-Nobres) towards the São Vicente Granite (Alvarenga 1990)

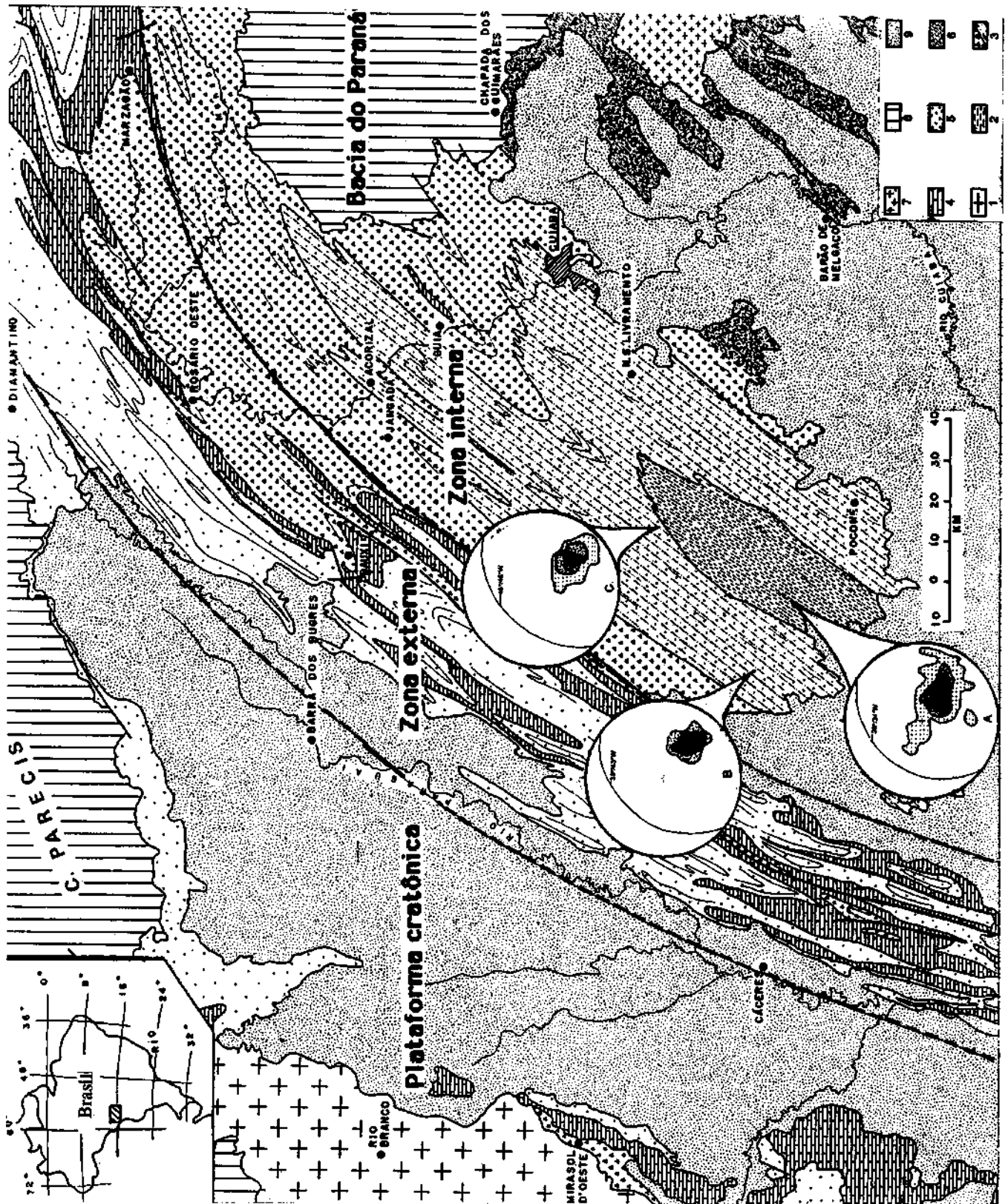


Figura 8 - Diagrama de frequência de pólos de superfícies de clivagem, S2 (hemisfério inferior). A. n = 132 (0,7-6,8/12,97-18,9/-21,2%); B. n = 17 (5,9-17,6/-29,4/-41,2%); C. n = 43 (2,3-13,9/-25,6/-37,2/-39,5%); n = número de medidas segundo Alvarenga (1990). Modificado de Luz et al. (1980) e Schobbenhaus Filho et al. (1981); mesmas simbologias que na figura 4
 Figure 8 - Diagram of frequency of poles to cleavage, S2 (lower hemisphere). A. n = 132 (0,7-6,8/12,97-18,9/-21,2%); B. n = 17 (5,9-17,6/-29,4/-41,2%); C. n = 43 (2,3-13,97-25,67-37,27-39,5%); n = number of measurements (Alvarenga 1990). After Luz et al. (1980) and Schobbenhaus Filho et al. (1981); same symbology as in figure 4.

A segunda fase de deformação A segunda fase de deformação foi encontrada no domínio da zona interna (Fig. 8), onde ela se manifesta pela presença de uma clivagem S2. É uma clivagem de crenulação bem desenvolvida nos filitos e fracamente marcada ou ausente nas camadas mais arenosas (quartzitos). Nos filitos, a clivagem S2 é penetrativa e está associada à recristalização de minerais filitosos, muitas vezes acompanhados pela reorientação de alguns desses filossilicatos. S2 está localizada dentro de certas porções da zona interna, notadamente em afloramentos de filitos na cidade de Cuiabá, e na região a W-NW da cidade de Poconé. Nesta última região ela é preferencialmente orientada segundo a direção N35-50E com um mergulho de 30-45 W e mostram uma clara vergência para SE.

Em alguns afloramentos da cidade de Cuiabá, são observados deslocamentos de blocos através de planos paralelos e subparalelos a S2, com vergência para SE. Nestes casos a clivagem de crenulação S2 pode estar relacionada a uma tectônica de cisalhamento.

A terceira fase de deformação As estruturas desta terceira fase de deformação estão bem marcadas na região a oeste de Nossa Senhora do Livramento (cortes na rodovia BR-70) e nos diamictitos a N-NE da cidade de Cuiabá. Nestes locais, a terceira fase mostra uma vergência para W-NW, em direção ao Cráton Amazônico (Fig. 9).

A terceira fase é assinalada pela presença de uma clivagem de crenulação plano axial S3, desenvolvida em filitos e ausente nas camadas de quartzitos e metassiltitos (Fig. 10). As dobras (D3) são pouco marcadas e apresentam formas abertas. No bloco localizado entre Cangas e Poconé, as dobras D3 são desenhadas como *drags* de zona de falha com clivagens de crenulação e *kinks* associados. A análise microscópica da clivagem S3 mostra o desenvolvimento de micro *kink bands* deformando os planos S1. Não se nota uma forte recristalização de minerais filitosos nos planos S3. Na área NNE da cidade de Cuiabá, as dobras D3 são substituídas por *kinks* com pequenos planos interpretados neste trabalho como S3.

A quarta fase de deformação A quarta fase de deformação está relacionada às dobras de grande comprimento de onda, reconhecidas nos mapas geológicos, com seus eixos dispostos perpendicularmente aos eixos das três primeiras fases de deformação. Na escala do afloramento, o principal traço estrutural desta fase D4 é um forte fraturamento, conhecido tanto dentro das zonas interna e externa da Faixa Paraguai como na zona cratônica. Esse fraturamento é orientado N50-70W com mergulho variando de vertical à 80SW. Localmente, nas três zonas estruturais, este fraturamento individualiza microlitons inferiores a 2 cm de espessura nas rochas mais plásticas (siltitos, argilitos e filitos), mostrando também pequenos deslizamentos entre os microlitons e formação de *kinks*. O Granito São Vicente intruS1ve, no Grupo Cuiabá, apresenta o fraturamento relacionado à D4.

A presença desse fraturamento no Granito São Vicente indica que o mesmo ocorreu após o resfriamento das rochas do Grupo Cuiabá e do granito. Considerando o caráter tardi-tectônico da intrusão granítica, o fraturamento D4 foi o último registro dos efeitos da Orogênese Brasileira associado ao estágio ríptil e distensivo, como consequência do resfriamento.

Veios de quartzo se desenvolvem paralelamente a esta forte direção de fraturamento, orientada em torno de N60W. Estes

veios são de espessura variável (de alguns centímetros a até um metro). Esta fase representa para a região um evento tardi-orogênico brasileiro. Localmente, estes veios podem apresentar no contato com a encaixante uma zona limonitizada, originalmente sulfetada, muitas vezes associadas com as mineralizações auríferas da região.

Evolução regional das deformações No conjunto da Faixa Paraguai as deformações sucessivas D1, D2, D3 e D4 pertencem todas a Orogênese Brasileira. A fase D1 é a fase principal da orogênese brasileira, enquanto D2, D3 e D4 representam episódios sucessivos da deformação.

A fase D1 mostra uma evolução tectônica coerente com o aumento da intensidade do dobramento, da penetratividade da clivagem e do metamorfismo com imperceptíveis efeitos na borda do Cráton Amazônico passando à fácies xistoverde dentro da parte interna da faixa dobrada. O desenvolvimento sintectônico de minerais micáceos nos planos de clivagem S1, formados em regime compressional, caracterizam um metamorfismo regional epizonal na faixa, que está associado à deformação D1. A clivagem S1 formou-se em regime compressional com extensão regional.

As fases D2 e D3, contrariamente à fase D1, não mostram uma clara evolução regional, em parte pelo fato de não estarem presentes dentro de toda a faixa. A recristalização de filossilicatos nos planos S2 é um fenômeno localizado e sem expressão regional.

A deformação brasileira mais tardia, ou seja D4, está associada a dobras amplas, de comprimento de onda regional, que são claramente transversais às orientações estruturais de D1, D2 e D3. Esta orientação de D4 coincide com aquela do eixo do S1ncinal de Tucavaca, entre Puerto Suarez e San Juan de Lomero, na Bolívia (Fig. 1). O fraturamento resultante dessa deformação D4 é sem dúvida tardi-tectônico, provavelmente resultante do resfriamento crustal, pois atinge as rochas graníticas tardi-orogênicas tipo Granito São Vicente.

CONCLUSÕES O modelo para a evolução tectônica da Faixa Paraguai, parece não se enquadrar dentro dos clássicos modelos geossinclinais. A Faixa Paraguai mostra um sistema de dobramentos (D1) que a medida que se torna mais intenso em direção às zonas internas, apresenta dobras assimétricas a isocliniais, com nítida vergência para as áreas internas da faixa dobrada e, conseqüentemente, em sentido oposto ao cráton (Alvarenga 1990). Dados de atitudes de dobras e de clivagens, que induzem essa vergência contrária ao Cráton do Guaporé, são também registrados em diversos trabalhos sobre a Faixa Paraguai (Almeida 1964, 1984, Luz et al. 1980, Alvarenga 1986, 1990).

Silva (1990) propõe para a Faixa Paraguai um modelo de evolução progressiva baseado em *thrust* e *back thrust*, na tentativa de explicar esse problema de vergências em sentido oposto ao cráton. O modelo associa à F2, essas dobras que indicam uma inversão de vergência, como sendo geradas no *back folding* que seguiu o evento D1.

Um dos problemas para a aceitação do modelo proposto por Silva (1990) é que ele enquadra como D2 (geração de *back folding*) estruturas aparentemente geradas na D1. As clivagens plano axiais S1 podem ser observadas segundo um corte transversal ao alongamento de toda a faixa, desenhando uma forma de semi-leque. Essa clivagem S1 é identificada em seções delgadas que preservam o acamamento sedimen-

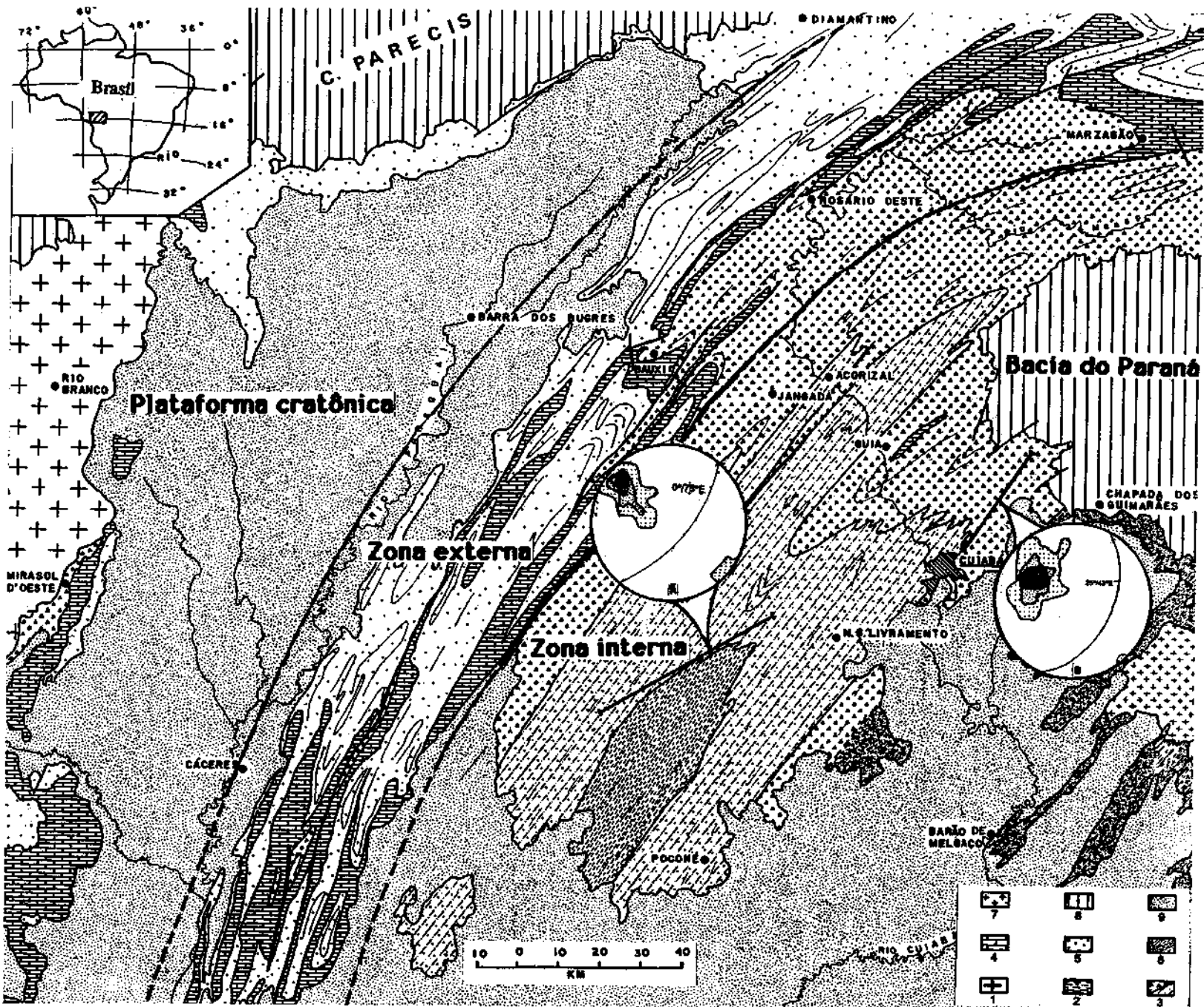


Figura 9 - Projeção estereográfica de pólos de superfícies de clivagem S3 (hemisfério inferior). **A.** n = 35 (2,8-11,4/-20,0/-28,67-34,3%); **B.** n = 68 (1,47-7,357-13,23/-19,11%); **n** = número de medidas segundo Alvarenga (1990). Modificado de Luz et al. (1980) e Schobbenhaus Filho et al. (1981); mesmas simbologias que na figura 4

Figure 9 - Diagram of frequency. Equal-area projection of poles to S3 cleavage (lower hemisphere); **A.** n = 35 (2,8-11,4/-20,0/-28,6/-34,3%); **B.** n = 68 (1,47-7,357-13,237-19,11%); **n** = number of measurements (Alvarenga 1990). After Luz et al (1980) and Schobbenhaus Filho et al. (1981); same symbology as in figure 4

tar, mesmo nas zonas mais internas da faixa, como é o caso de alguns afloramentos da Mineração Casa de Pedra (Alvarenga 1990).

As atitudes medidas, para as clivagens S1, S2 e S3 são provavelmente atitudes originais (não são resultado de basculamentos posteriores), que estão de acordo com um modelo de tectônica tangencial. Neste caso, dando a impressão de que houve uma compressão entre dois blocos que se aproximam, mas sem ou com pouca subducção e, portanto, sem induzirem uma dissimetria entre componentes compressivos dos materiais. Esta é uma interpretação a favor da existência de uma deformação "subautóctone".

No noroeste da Argentina, na faixa submeridiana das "Sierras Pampeanas", rochas datadas do Proterozóico Superior e Cambriano Inferior foram dobradas pelo ciclo pampeano (Cambriano Inferior-Médio). A estrutura geral dessa faixa apresenta uma vergência centrípeta que (Willner 1990) associa a dois cavalgamentos de sentidos opostos localizados nas bordas orientais e ocidentais da faixa.

O estudo sedimentar do Grupo Cuiabá e de seus equivalentes cratônicos mostra uma evolução lateral de sedimentação que pode ser interpretado tanto como característica de uma margem pasSiva, desenvolvido na borda oeste de um oceano braSiliano, como de acumulação em borda de aulacogeno ou de um *rift* intracontinental (Alvarenga & Trompette 1992).

A deformação dessas rochas pode ser interpretada como resultado de uma orogênese de colisão com o desenvolvimento completo do ciclo de Wilson ou como o fechamento de um aulacogeno ou *rift* intracontinental, possivelmente com reduzida oceanização. De acordo com a primeira hipótese, o Grupo Cuiabá representaria um paleo-prisma sedimentar numa antiga margem pasSiva ou, de acordo com a segunda hipótese na borda oeste de um aulacogeno. Nenhum vestígio de crsta oceânica ou de arcos magmáticos que podem estar relacionados a subducção de litosfera oceânica foi identificado na região de Cuiabá (Alvarenga 1990).

Para o extremo leste da faixa, região de Arenápolis e de Bom Jardim de Goiás, seqüências vulcano-sedimentares apresentam características litológicas e feições geoquímicas de elementos maiores, que sugerem uma associação de rochas que evoluiu em um ambiente geotectônico semelhante aos atuais arcos de ilhas. A evolução magmática, metamórfica e estrutural dessa região levaram a Pimentel (1 985) e a Pimentel & Fuck (1986, 1987) a proporem um modelo geotectônico de zona de subducção que evoluiu e culminou com um choque das duas massas continentais representadas pelos Cratón Amazonas e o Maciço Central de Goiás. O final do processo resultante do fechamento do Oceano do BraSiliano foi acompanhado de intrusões graníticas pós tectônicas com idades em torno de 500 Ma.

Agradecimentos Este trabalho é pane dos resultados da tese de doutorado do primeiro autor. Os autores agradecem o apoio financeiro e científico proporcionado pela Universidade Federal de Mato Grosso, Université D'Aix-

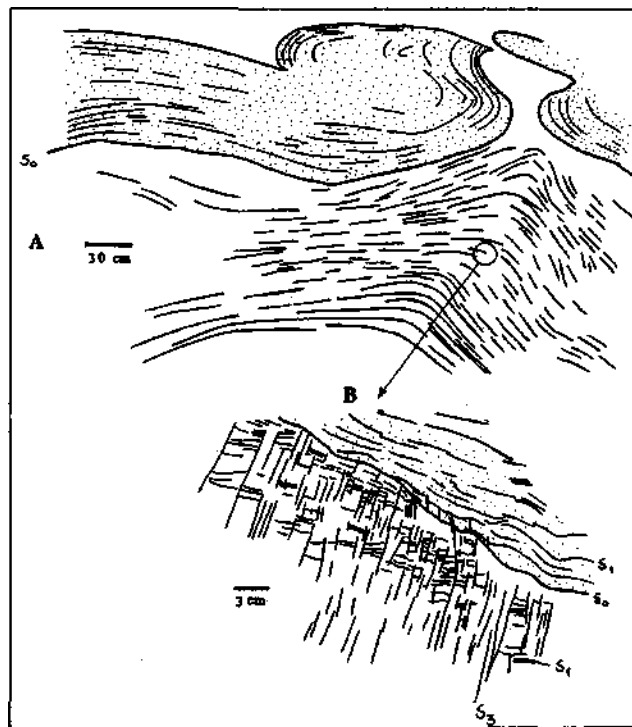


Figura 10- **A.** A camada de quartzito superior desenha uma forma de dobra isoclinal de plano axial horizontal da primeira fase de deformação, seguida por uma dobra superposta aberta da fase D3. **B.** Detalhe de uma parte de A, mostrando que a estratificação S0 está fazendo um pequeno ângulo com a clivagem de plano axial S1. A clivagem de crenulação S3 é bem desenvolvida nos filitos argilosos localizados abaixo da superfície de acamamento S0. Essa clivagem de crenulação não foi encontrada nas camadas de filitos siltosos situados acima da superfície de acamamento S0 (Observações feitas num corte de estrada da BR. 70 a aproximadamente 15 quilômetros a oeste de N. Sra. do Livramento)

Figure 10 - **A.** The upper quartzite bed describes an isoclinal fold with a horizontal axial plane of the earlier deformation (D1) and the pelitic layers are overprinted by open folds (D3). **B.** Detail of cleavage in pelitic layers, showing small angle between the bedding (S0) and cleavage (S1). The crenulation cleavages (S3) are well developed in the pelitic layers at the lower half of the figure. The crenulation cleavages S3 were not found in the siltstone layers above the bed line (S0) (Observations were made on a road cut at BR-70,15 km west of Nossa Senhora do Livramento)

Marseille III, ORSTOM, CAPES e pelo CNPq (Proc. 40.7171/83 e Proc.:500647/90-9). Agradecemos a imprescindível orientação do prof. Alain Pique, no estudo da mineralogia de argilas aplicada a determinação de gradiente metamórfico.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ALMEIDA, F.F.M. 1945. *Geologia do Sudoeste Mato-Grossense*. Rio de Janeiro, DNPM/DGM. 118 p. (Boletim 116).
ALMEIDA F.F.M. 1954. *Geologia do Centro-Leste Mato-Grossense*. Rio de Janeiro, DNPM/DGM. 97 p. (Boletim 150).
ALMEIDA, F.F.M. 1964a. *Geologia do Centro-Oeste Matogrossense*. Rio

de Janeiro, DNPM7DGM. 137 p. (Boletim 215).
ALMEIDA, F.F.M. 1964b. *Glaciação Eocambriana em Mato Grosso*. Rio de Janeiro, DNPM7NPE. 10 p. (Boletim 117).
ALMEIDA, F.F.M. 1965a. GeosInclíneo Paraguai. In: *Semana Debates Geológicos*, 1. Porto Alegre, 1965. Porto Alegre, CAEG/UFRGS. p. 87-101.

- ALMEIDA, F. F. M. 1965b. *Geologia Já Serra da Bodoquena (Mato Grosso)*. Rio de Janeiro, DNP/DMG. 96 p. (Boletim 219).
- ALMEIDA, F.F.M. 1968. Evolução tectônica do centro-oeste brasileiro no Proterozóico Superior. *An. Acad. bras. CL*, 40(supl.):285-293.
- ALMEIDA, F.F.M. 1974. Sistema tectônico marginal do cráton do Guaporé. In: CONGR. BRÁS. GEOL., 28. Porto Alegre, 1974. *Anais...* Porto Alegre, SBG. v. 4, p. 11-17.
- ALMEIDA, F.F.M. 1984. Província Tocantins - setor sudoeste. In: ALMEIDA, F.F.M. & HASUI, Y. eds. *O Pré-Cambriano do Brasil*. São Paulo, Ed. Blücher. p. 265-281.
- ALMEIDA, F.F.M. 1985. Alguns problemas das relações geológicas entre o Cráton Amazônico e as faixas de dobramentos marginais a leste. In: SIMP. GEOL. CENTRO-OESTE, 2. Goiânia, 1986. *Atas...* Goiânia, SBG. p. 3-14.
- ALVARENGA, C. J.S. 1984. Dobramentos da Faixa Paraguai na borda sudeste do Cráton Amazônico. In: CONGR. BRÁS. GEOL., 33. Rio de Janeiro, 1984. *Anais...* Rio de Janeiro, SBG. v. 7, p. 3258-3271.
- ALVARENGA, C.J.S. 1985. Evidências de iacities turbidíticas grosseiras no Grupo Cuiabá, MT. In: SIMP. GEOL. CENTRO-OESTE, 2. Goiânia, 1985. *Atas...* Goiânia, SBG. p. 256-266.
- ALVARENGA, C.J.S. 1986. Evolução das deformações polifásicas brasileiras na Faixa Paraguai, região de Cuiabá, MT. In: CONGR. BRÁS. GEOL., 34. Goiânia, 1986. *Anais...* Goiânia, SBG. v. 3, p. 1170-1175.
- ALVARENGA, C.J.S. 1988. Turbiditos e a glaciação do final do Proterozóico Superior no Cinturão Paraguai, Mato Grosso. *Rev. Bras. Geoc.*, 18:323-327.
- ALVARENGA, C.J.S. 1990. *Phénomènes Sédimentaires, Structuraux et Circulation de Fluides Développés à la Transition Chaîne-Craton: Exemple de la Chaîne Paraguai d'âge proterozoïque supérieur, Mato Grosso, Brésil*. Marseille. 177 p. (These Doct. Sei. Univ. Aix-Marseille III).
- ALVARENGA, C.J.S. & SAES, G.S. 1992. Estratigrafia e sedimentologia do Proterozóico Médio e Superior da região sudeste do Cráton Amazônico. *Rev. Bras. Geoc.*, 22(4):493-499.
- ALVARENGA, C.J.S. & TROMPETTE, R. 1988. Upper Proterozoic glacial environment of the border of Amazonian Craton and its evolution towards the adjacent Paraguay Belt. (Mato Grosso, Brazil). In: Meeting Earth's Glacial Record-Proj. 260. Cuiabá, 1988. *Abstracts and Field Trip...* Cuiabá, IGCP-UNESCO/UFMT. p. 31-44.
- ALVARENGA, C.J.S. & TROMPETTE, R. 1992. Glacial influenced sedimentation in the later Proterozoic of the Paraguay belt (Mato Grosso, Brazil). *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 92:85-105.
- ARAÚJO, H.J.T.; SANTOS NETO, A.; TRINDADE, C.A.H.; PINTO, J.C.A.; MONTALVÃO, R. M.G.; DOURADO, T.D.C.; PALMEIRA, R.C.B.; TASSINARI, C.C.G. 1982. *Folha SF. 21 Campo Grande, Geologia*. In: RADAMBRASIL. Rio de Janeiro, MME. p. 23-124. (Levantamento de Recursos Naturais 28)
- BARROS, A.M.; SILVA, R.M.; CARDOSO, O.R.F.A.; FREIRE, F.A.; SOUZA, J.J., Jr.; RIVETTI, M.; LUZ, D. S.; PALMEIRA, R.C.B.; TASSINARI, C.C.G. 1982. *Folha SD21 Cuiabá, Geologia*. In: RADAMBRASIL. Rio de Janeiro, MME. p. 25-192. (Levantamento de Recursos Naturais 26)
- CAMPOS, E.G.; XAVIER, R.P.; OLIVEIRA, S.M.B. 1987. Caracterização dos fluidos mineralizantes relacionados aos veios de quartzo auríferos do Grupo Cuiabá. In: CONGR. BRÁS. GEOq., 1. Porto Alegre, 1987. *Anais...* Porto Alegre, SBG. v. 1, p. 417-435.
- CORRÊA, J.A.; CORREIA FILHO, F.C.L.; SCISLEWSKI, G.; NETO, C.; CAVALLON, LA; CERQUEIRA, N.L.S.; NOGUEIRA, V.L. 1979. *Geologia das Regiões Centro e Oeste de Mato Grosso do Sul*. Brasília, DNP. 111 p. (Geologia Básica 3).
- DEL'ARCO, J.O.; SILVA, R.H.; TARAPANOFF, L; FREIRE, F.A; PEREIRA, L.G.M.; SOUZA, S.L.; LUZ, L.G.; PALMEIRA, R.C.B.; TASSINARI, C.C.G. 1982. *Folha SE. 21 Corumbá e Parte da Folha SE. 20, Geologia*. In: RADAMBRASIL. Rio de Janeiro, MME. p. 25-160. (Levantamento de Recursos Naturais 27).
- DORR II, J.V.N. 1945. Manganese and iron deposits of Morro de Urucum, Mato Grosso, Brazil. *U. S. Geol. Surv. Bull.*, 946-A:1-47.
- EVANS, J. W. 1894. The geology of Mato Grosso. *Geol. Soc. London.* 50:85-104.
- FIGUEIREDO, A.J.A. & OLIVATTI, O. 1974. *Projeto Alto Guaporé*. Goiânia, DNP/CPRM. v. 11, 173 p. (Relatório Final Integrado).
- FRAKES, LA. 1978. Diamicite. In: FAIRBRIDGE, R.W. & BOURGEOIS, J. eds. *The Encyclopedia of Sedimentology*. Stroudsburg, Hutchinson and Ross. p. 262-263.
- HENNIES, W. T. 1966. *Geologia do Centro-Norte Mato-Grossense*. São Paulo. 65 p. (Tese de Doutorado, Poli/USP).
- LITHERLAND, M.; ANNELLS, R.N.; APPELTON J.D.; BERRANGÉ, J.P.; BLOOMFIELD, K.; BURTON, C.C.J.; DARBYSHIRE, D.P.F.; FLETCHER, C.J.N.; HAWKINS, M.P.; KLINCK, B.A.; LLANOS, A.; MITCHELL W.I.; O'CONNOR, E.A.; PITFIELD, P.E.J.; POWER, G.; WEBB, B.C. 1986. *The Geology and Mineral Resources of the Bolivian Precambrian Shield*. London, Brit Geol. Surv. 153 p. (Overseas Memoir 9).
- LUZ, J.S.; OLIVEIRA, AM.; LEMOS, D.B.; ARGOLO, J.L.; SOUZA, N.B.; ABREU FILHO, W. 1978. *Projeto Província Serrana*. Goiânia, DNP/CPRM. v. 1, 105 p. (Relatório Final).
- LUZ, J.S.; OLIVEIRA, A.M.; SOUZA, J.O.; MOTTA J.F.M.; TANNO, L.C.; CARMO, L.S.; SOUZA, N.B. 1980. *Projeto Coxipó*. Goiânia, DNP/CPRM. v. 1, 136 p. (Relatório Final).
- MACIEL, P. 1959. Tilito Cambriano (?) no Estado de Mato Grosso. São Paulo, SBG. p. 3-49. (Boletim 8)
- NOGUEIRA, V.L. & OLIVEIRA, C.C. 1978. *Projeto Bonito Aquidauana*. Goiânia, DNP/CPRM. 121 p. (Relatório Final 1).
- OLIVA, LA.; OLIVATTI, O.; RIBEIRO FILHO, W.; SCHOBENHAUS FILHO, C. 1979. *Folha SD21 Cuiabá*. Brasília, DNP. (Carta geológica do Brasil ao milionésimo).
- OLIVEIRA, M.A.M. 1964. *Reconhecimento Geológico Expedido na Região do Alto Paraguai*. Ponta Grossa, Petrobras-DEBSP. 47 p. (Relatório)
- PIMENTEL M.M. 1985. *A Sequência Vulcano-Sedimentar de Arenópolis, GO; Petrologia ígnea e Metamórfica, Contexto Geotectônico e Considerações Metalogenéticas Preliminares*. Brasília. 187 p. (Dissertação de Mestrado, UnB).
- PIMENTEL, M.M. & FUCK, R.A. 1986. Geologia da sequência vulcano-sedimentar de Arenópolis, Goiás. *Rev. Bras. Geoc.*, 16:217-223.
- PIMENTEL M.M. & FUCK, R.A. 1987. Origem e evolução das rochas meta vulcânicas e metaplutônicas da região de Arenópolis (GO). *Rev. Bras. Geoc.*, 17:2-14.
- PIMENTEL M.M.; FUCK, R.A.; CORDANI, U.G.; KAWASHITA, K. 1985. Geocronologia de rochas graníticas e gnáissicas da região de Arenópolis-Piranha, Goiás. *Rev. Bras. Geoc.*, 15:3-8.
- PIRES, F.R.M.; GONÇALVES, F.T.T.; RIBEIRO, L.A.S.; SIQUEIRA, A.J.B. 1986. Controle das mineralizações auríferas do Grupo Cuiabá, Mato Grosso. In: CONGR. BRÁS. GEOL., 34. Goiânia, 1986. *Anais...* Goiânia, SBG. v. 5, p. 2383-2395.
- RIBEIRO FILHO, W. & FIGUEIREDO, A.J. A. 1974. Reconhecimento geológico da região oeste de Mato Grosso. In: CONGR. BRÁS. GEOL., 28. Porto Alegre, 1974. *Anais...* Porto Alegre, SBG. v. 4, p. 27-35.
- RIBEIRO FILHO, W.; LUZ, J.S.; ABREU FILHO, W. 1975. *Projeto Serra Azul*. Goiânia, DNP/CPRM. v. 1, 104 p. (Relatório Final).
- SCHOBENHAUS FILHO, C.; CAMPOS, D.A.; DERZE, G.R.; ASMUS, H.E. 1981. *Mapa Geológico do Brasil e da Área Oceânica Adjacente Incluindo Depósitos Minerais - Escala 1/2.500.000*. Brasília, DNP.
- SCHOBENHAUS FILHO, C.; CAMPOS, D.A.; DERZE, G.R.; ASMUS, H.E. 1984. *Geologia do Brasil. Texto Explicativo do Mapa Geológico do Brasil e da Área Oceânica Adjacente Incluindo Depósitos Minerais*. Brasília, DNP. 501 p.
- SCHOBENHAUS FILHO, C. & OLIVA, LA. 1979. *Folha SE2J Corumbá*. Brasília, DNP. (Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo)
- SCHOBENHAUS FILHO, C. & SOARES, M.E.S. 1979. *Folha SF21 Rio Apa*. Brasília, DNP. (Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo).
- SEER, H.J. 1985. *Geologia, Deformação e Mineralização de Cobre do Complexo Vulcano Sedimentar de Bom Jardim de Goiás*. Brasília. 181 p. (Dissertação de Mestrado, UnB).
- SEER, H.J. & NILSON, A. A. 1985. Contribuição à geologia das unidades Pré-Cambrianas da região de Bom Jardim de Goiás. In: SIMP. GEOL. CENTRO-OESTE, 2. Goiânia, 1985. *Atas...* Goiânia, SBG. p. 267-281.
- SILVA, L.J.H.D. 1990. Ouro no Grupo Cuiabá, Mato Grosso: Controles estruturais e implicações tectônicas. In: CONGR. BRÁS. GEOL., 36. Natal, 1990. *Anais...* Natal, SBG. v. 6, p. 2520-2534.
- SOUZA, N.B. 1981. O Grupo Cuiabá na área do Projeto Coxipó. Estratigrafia e potencialidade econômica. In: SIMP. GEOL. CENTRO-OESTE, 1. Goiânia, 1981. *Atas...* Goiânia, SBG. p. 226-239.
- VIEIRA, A.J. 1965. *Geologia do Centro-Oeste de Mato Grosso*. Ponta Grossa, Petrobras/DEBSP. 58 p. (Relatório Técnico 303).
- WILLNER, AP. 1990. División tectonometamórfica del basamento del noroeste Argentino. In: ACENOLAZA, F; MILLER, H; TOSELLI, A.J. eds. *El Ciclo Pampeano en el Noroeste Argentino*. San Miguel de Tucumán, Universidad Nacional de Tucumán. p. 113-159. (Serie Correlacion Geológica 4).

MANUSCRITO A755

Recebido em 11 de março de 1993

Revisão do autor em 30 de agosto de 1993

Revisão aceita em 9 de setembro de 1993