



**UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARÁ
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA E
GEOQUÍMICA**

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

**TECTÔNICA PÓS-COLISIONAL E ESTRATIGRAFIA DA
COBERTURA NEOPROTEROZÓICA-CAMBRIANA DA FAIXA
PARAGUAI NORTE, REGIÃO DE NOBRES (MT)**

Dissertação apresentada por:

EDUARDO DE JESUS SOUZA

Orientador: Prof. Dr. Afonso César Rodrigues Nogueira (UFPA)

Coorientador: Prof. Dr. Roberto Vizeu Lima Pinheiro (UFPA)

BELÉM

2012

Dados Internacionais de Catalogação-na-Publicação (CIP)
Biblioteca Geólogo Raimundo Montenegro Garcia de Montalvão

S729t Souza, Eduardo de Jesus

Tectônica pós-colisional e estratigrafia da cobertura Neoproterozóica-Cambriana da Faixa Paraguai Norte, região de Nobres (MT) / Eduardo de Jesus Souza; Orientador: Afonso César Rodrigues Nogueira; Coorientador: Roberto Vizeu Lima Pinheiro – 2012

xv, 78 f.: il.

Dissertação (mestrado em geologia) – Universidade Federal do Pará, Instituto de Geociências, Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, Belém, 2012.

1. Geologia estrutural – Nobres (MT). 2. Particionada. 3. Reativação. 4. Faixa Paraguai Norte. I. Nogueira, Afonso César Rodrigues, *orient.* II. Pinheiro, Roberto Vizeu Lima, *coorient.* III. Universidade Federal do Pará. IV. Título.

CDD 22° ed.: 551.8098117



Universidade Federal do Pará
Instituto de Geociências

Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica

**TECTÔNICA PÓS-COLISIONAL E ESTRATIGRAFIA DA
COBERTURA NEOPROTEROZÓICA-CAMBRIANA DA
FAIXA PARAGUAI NORTE, REGIÃO DE NOBRES (MT)**

DISSERTAÇÃO APRESENTADA POR

EDUARDO DE JESUS SOUZA

Como requisito parcial à obtenção do Grau de Mestre em Ciências na Área de
GEOLOGIA

Data de Aprovação: 04 / 07 / 2012

Banca Examinadora:

Prof. Afonso César Rodrigues Nogueira
(Orientador - UFPA)

Prof. Ricardo Ivan Ferreira da Trindade
(Membro / IAG-USP)

Prof. José Bandeira Cavalcante da Silva Júnior
(Membro / IG-UFPA)

*À minha família:
Maria Marinete e Miguel Silva, meus pais.
Diogo Luiz e Alex de Jesus (in memoriam), meus irmãos.*

AGRADECIMENTOS

Registro meus sinceros agradecimentos às pessoas e instituições que colaboraram de alguma forma para a realização deste trabalho, em especial:

- A Universidade Federal do Pará (UFPA) e ao Programa de Pós-graduação em Geologia e Geoquímica (PPGG) pela infraestrutura disponibilizada para realização desta pesquisa;

- A Agência Nacional do Petróleo (ANP) que através do Programa de Recursos Humanos para o Setor Petróleo, Gás Natural e Biocombustíveis (PRH), do convênio UFPA/ANP/PRH-06, apoiou tal pesquisa e me concedeu bolsa de estudo;

- Ao projeto MCT-CNPq edital Universal: “Tectônica e Estratigrafia do Sudeste da Faixa Paraguai (MT) e Suas Implicações com o Sistema Petrolífero Araras do Neoproterozóico”, pelo apoio financeiro durante os trabalhos de campo.

- Ao Instituto Nacional de Ciência e Tecnologia de Geociências da Amazônia (GEOCIAM), coordenado pelo Prof. Dr. Roberto Dall’Agnol, pelo financiamento em parte dos trabalhos de campo;

- Ao meu orientador Prof. Dr. Afonso César Rodrigues Nogueira, primeiramente pela oportunidade, confiança, paciência e amizade demonstradas ao longo do desenvolvimento deste trabalho;

- Aos meus co-orientadores e amigos Prof. Dr. Roberto Vizeu e Dr. Fábio Domingos pela grande contribuição na parte da geologia estrutural, pelos ensinamentos e valiosa convivência;

- A minha namorada Liliane Cristina pelo apoio, amizade e companheirismo durante todos esses anos que estamos juntos;

- Ao Grupo de Geologia Estrutural (GES): Vizeu (Chefe), Fábio (*Hurricane*), Robertinho (*Spoken*), Igor (Pacheco), Iara (lora), Flora (Obrigado!). E aos que já se encontram distantes: Geane, Camila e Guga. Obrigado a todos vocês pela divertida convivência;

- Ao Grupo de Análise de Bacias Sedimentares da Amazônia (GSED), particularmente aos colegas professores Joelson Soares, José Bandeira e Renata Hidalgo, ao doutorando Izaac Rudnitzki que acompanhou parte dos trabalhos de campo;

- Aos colegas do PPGG, em especial aos amigos de todas as horas: João, Diogo, Jeremias e Patrick.

RESUMO

O segmento geotectônico denominado de Faixa Paraguai localiza-se na borda sul oriental do Cráton Amazônico e registra parte importante da história evolutiva do planeta ao final do Pré-Cambriano. Esta feição geológica inclui rochas neoproterozóicas metassedimentares do Grupo Cuiabá, recobertas em discordância pela sucessão ediacarana da Bacia Paraguai, composta por pelitos e diamictitos glaciais da Formação Puga, rochas carbonáticas do Grupo Araras e rochas siliciclásticas do Grupo Alto Paraguai, deformadas em diversas escalas. A Faixa Paraguai é considerada como um extenso orógeno neoproterozóico, resultante da colisão de três blocos continentais: Amazônia (oeste), São Francisco-Congo (leste) e Paraná ou Rio de La Plata (sul). Este evento de convergência é atribuído às orogêneses Brasiliana/Pan-Africana (600-520 Ma) e Paraguai (540-490 Ma). No entanto, os dados estruturais e estratigráficos coletados nesse trabalho, especificamente na região de Nobres e adjacências, sugerem uma história evolutiva particular para explicar o arranjo estratigráfico e a disposição geométrica e espacial das rochas observadas, calcada em um modelo de deformação transpressiva particionada. Este evento teria ocorrido após o episódio colisional classicamente descrito para a faixa, sendo sustentado por evidências como: 1) as unidades rochosas apresentam o mesmo padrão de deformação, dominado por dobras forçadas não cilíndricas em arranjos antiformal-sinformais sem padrão de vergência 2) a distribuição heterogênea de diferentes domínios de deformação, onde áreas pouco deformadas são separadas por falhas de altos ângulos de mergulho como importantes componentes direcionais, de setores mais deformados onde as camadas mostram altos ângulos de mergulho (60-85°). A posição espacial do acamamento observado nas rochas sedimentares dos domínios mais deformados possui uma relação geométrica concordante com a trama foliada do Grupo Cuiabá. Isto sugere que a deformação impressa nas rochas da Bacia Paraguai foi controlada pela trama tectônica pré-existente das rochas metassedimentares do Grupo Cuiabá. Estas estruturas foram reativadas durante transpressão e controlaram o desenvolvimento de zonas restritas de maior ou menor concentração de strain, com partição da deformação. Além disso, a disposição preferencial do acamamento com mergulhos altos (> 50°) e a ausência de estruturas de colisão são incompatíveis com a existência de zonas de cavalgamento na área estudada. Essas observações, juntamente com dados estratigráficos dificultam o enquadramento da Bacia Paraguai em um modelo tipo foreland. São evidências para esta afirmativa: 1) ausência de

discordâncias angulares entre as unidades, comuns em bacias de colisão; 2) o tipo de deposição predominantemente plataformal das sucessões sedimentares ediacaranas e 3) a distribuição homogênea das unidades na área mapeada, sem desenvolvimento de sub-bacias. Dessa forma, as rochas que compõem esta bacia são aqui interpretadas como uma cobertura neoproterozóica-cambriana afetada por um evento rúptil tardio, de caráter transpressivo, ocorrido no Eo-Paleozóico (pré-Ordoviciano) como resultado de reativação de estruturas do próprio Grupo Cuiabá. Admite-se que as rochas do Grupo Cuiabá, embasamento da Bacia Paraguai, possam representar de fato a Faixa Paraguai, como resultado de um evento colisional no Neoproterozóico.

Palavras-chave: Geologia Estrutural – Nobres (MT). Particionada. Reativação. Faixa Paraguai Norte.

ABSTRACT

The Paraguay Belt, located in the southeast border of the Amazon Craton records important events of the geological evolution of the planet at the end of the Precambrian era. The Paraguay Belt comprises neoproterozoic metasedimentary rocks of the Cuiaba Group, overlaid unconformably by ediacaran sediments of the Paraguay Basin, which includes glacial pelites and diamictites (Puga Formation), carbonates (Araras Group) and siliciclastic rocks (Alto Paraguay Group) heterogeneously deformed. The Paraguay Belt is a neoproterozoic orogen produced by the collision of the Amazon, São Francisco and Rio de La Plata cratons. The collision took place during the Brasiliana/Pan-Africana (600-520 Ma) and Paraguay (540-490 Ma) orogenies. This research presents field based structural data from the region of Nobres that suggests a tectonic history, which explains the stratigraphy and the geometry of the studied rocks based on a model of partitioned transpression. The transpressive deformation that affected the rocks in the region is late in relation to an early collisional event classically describe in the belt, evidenced by: (1) the uniform pattern of deformation displayed by all studied rocks that show non-cylindrical, forced folds forming antiform-synform arrays with no vergence; (2) the distinct domains of deformation heterogeneously distributed into weakly deformed areas separated by steep dipping strike-slip faults from areas of strongly deformed rocks that show steep dipping bedding (60-85°). The bedding in strongly deformed sedimentary rocks is geometrically concordant with the foliated fabric observed in the rocks from the Cuiaba Group. This relationship suggests that the deformation that affected the sedimentary rocks of the Paraguay Basin was controlled by the early ductile fabric in the basement rocks of the Cuiaba Group. The ductile fabric was reactivated during late regional transpression and controlled the development of zones where strain was preferentially accumulated. The observed of steep dipping bedding ($> 50^\circ$) and the absence of collisional structures are incompatible with the presence of thrust fault in the studied region. These observations together with the stratigraphic pattern of the sedimentary sequences of the Paraguay Basin are incompatible with the characteristics of a foreland basin. This is supported by the following evidence: (1) the absence of angular unconformities; (2) the platformal nature of the ediacaran sediments; and (3) the heterogenous geographical distributions of the lithological units in the studied regions. Thus, the sedimentary rocks of the Paraguay Basin are interpreted as a neoproterozoic-cambrian sequence deformed during a eo-paleozoic

late, brittle, transpressive deformation resulting from the reactivation of early ductile fabric in the basement. It is suggested that the rocks of the Cuiaba Group, represent the Paraguay Belt, the basement for the Paraguay Basin.

Key-words: Structural geology – Nobres (MT). Partitioned. Reactivation. Northern Paraguay Belt.

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

Figura 01 – Contexto geológico e paleogeográfico simplificado da região central da América do Sul, relacionado à colisão dos blocos continentais Amazônia (oeste), São Francisco-Congo sudeste) e Rio de la Plata (sul), durante a tectônica Pampeana-Araguaia de 550 – 500 Ma, Fonte: Conforme Nogueira (2003).....	2
Figura 02 – A) Mapa geotectônico com a localização das faixas Paraguai, Araguaia e Brasília, porção sul do Cráton Amazônico e leste do Cráton São Francisco (o polígono marca a área estuda na porção norte da Faixa Paraguai). (B) Mapa de localização da área de trabalho, na Faixa Paraguai Norte, região de Nobres e adjacências, na porção sudeste do estado do Mato Grosso.	3
Figura 03 – Configuração paleogeográfica esquemática dos blocos continentais que deram origem a Província Tocantins, após a colisão ocorrida durante o Ciclo Brasileiro. O polígono marca esquematicamente o limite geográfico da Província Tocantins.	7
Fonte: (Almeida et al., 2000).....	7
Pimentel & Fuck (1992) e Trompette (1994) atribuíram a origem da Província Tocantins a quatro orógenos, denominados de faixas Brasília, Paraguai, Araguaia e Arco Magmático de Goiás. De acordo com Pimentel & Fuck (1987) esta província foi gerada pela convergência do Cráton Amazônico com blocos continentais menores que foram amalgamados durante a colisão e são representados pelo Maciço de Goiás (Figura 04).....	8
Figura 04 – (A) Localização da Província Tocantins na região central do Brasil. (B) Mapa geotectônico regional da Província Tocantins, com destaque para as faixas Paraguai, Araguaia, Brasília e o Maciço de Góias	8
Fonte: (Modificado de Pimentel & Fuck, 1993).	8
Figura 05 – Mapa geológico simplificado da Faixa Paraguai no território brasileiro e sua ramificação (aulacógeno), o Cinturão Tucavaca-Chiquitos que prolonga-se em direção á Bolívia.	10
Fonte: (modificado de Tokashiki & Saes, 2008).....	10
Figura 06 – Proposta litoestratigrafia da Faixa Paraguai Norte.....	13
Fonte: (Nogueira & Riccomini, 2006).....	13
Figura 07 – Carta litoestratigráfica da bacia neoproterozóica-cambriana do sul do Cráton Amazônico/Faixa Paraguai Norte. A distribuição das unidades na carta representa esquematicamente a posição geográfica dos afloramentos estudados ao longo de uma seção que intercepta a Faixa Paraguai Norte de SW para NE.....	18
Fonte: (Silva Júnior, 2011).....	18
Figura 08 – Seção geológica-estrutural feita de oeste para leste ao longo da porção norte da Faixa Paraguai, com destaque para as principais unidades litoestratigráficas e a presença de falhas de cavalgamento em direção ao Cráton Amazonas, a oeste	20
Fonte: (Almeida, 1964).	20
Figura 09 – Mapa de domínios tectônicos da Faixa Paraguai divide em: (1) Domínio Tectônico Interno, (2) Domínio Tectônico Externo e (3) Domínio Tectônico das Coberturas de Antepaís.....	21

Fonte: (Modificado de Alvarenga et al. 2000).	21
Figura 10 – Estruturação tectônica e litológica da Faixa Paraguai Norte, com a subdivisão em dois segmentos: 1) Zona de dobramentos e cavalgamentos e 2) As sub-bacias antefossa (<i>foredeep</i>) a NW da zona dobrada e falhada.	22
Fonte: Modificado de Nogueira (2003).	22
Figura 12 – (A) Metaconglomerado (diamictito) com fragmento de xisto dentro de matriz pelítica. (B) Rocha metapelítica com foliação de alto ângulo. (C) Detalhe da foliação contínua fina a média contínua, com ângulo alto de mergulho (~75° para SE). (D) Veio de quartzo discordante à trama foliada em rocha metaconglomerática.....	27
Figura 13 – (A) Bloco de diamictito maciço da Formação Puga orientado na direção NE-SW. (B) Clasto arredondado envolto por matriz siltica. (C) Fragmento de rocha granítica na matriz siltica. (D) Diversidade de clastos encontrados, que estão associados ao diamictito, notar que alguns são facetados.	28
Figura 14 – (A) Visão geral da cava da mina da Votorantim, localizada 2 km a SE de Nobres, com siltitos de coloração esverdeada e avermelhada ao fundo. (B) Detalhe dos siltitos laminados com coloração avermelhada. (C) Siltitos deformados, com dobras “forçadas” em padrão <i>chevron</i> , com eixos caindo para NE e SW na parede da mina. (D) Dobra isoclinal desenhada pela posição do acamamento observada no chão da mina, com eixo subvertical.....	29
Figura 15 – (A) Bancada da mina, mostrando as camadas planas de calcários finos. (B) detalhe do acamamento ondulado. (C) Marcas onduladas do plano do acamamento. (D) Estilólitos ao longo dos planos das camadas de calcário.....	30
Figura 16 – (A) Seção panorâmica em bancada da mina Copacel, região de Nobres, com destaque para os pacotes de calcários e folhelhos (níveis escuros) intercalados aos pacotes de brecha com matriz (níveis claros). (B) Detalhe do contato brusco entre os calcários e as brechas. (C) Calcários laminados e folhelhos com matéria orgânica, mostrando a partição de folhelho entre as camadas. As camadas apresentam mergulho em torno de 60° para SE...	31
Figura 17 – Bancada de uma mina desativada na região de Nobres, onde ocorrem dolomitos finos laminados da porção basal da Formação Serra do Quilombo.	32
Figura 18 – (A) Bancada na base da mina Ecoplan, a aproximadamente 1,5km a sul de Nobres, com brechas dolomíticas ao longo de sua seção. (B) Detalhe de brecha cimentada por dolomita, com clastos dolomíticos dispostos de maneira caótica.	33
Figura 19 – Acamamento ondulado, com mais de 3 m de comprimento e amplitude de aproximadamente 1 m, observado na mina P2 da Ecoplan, 2 km a sul de Nobres.	33
Figura 20 – (A) Aspecto textural da brecha da porção superior, disposta em vênulas preenchidas por dolomita, com ajuste perfeito (<i>fitting</i>) das camadas fraturadas (B) Nódulo de sílex observado principalmente próximo ao topo da Formação Serra do Quilombo.....	34
Figura 21 – Vista panorâmica da porção NW da Serra do Tombador (região de Nobres), orientada na direção NE-SW, constituída por arenitos e pelitos da Formação Raizama.	35
Figura 22 – Fácies do membro inferior da Formação Raizama. (A) Ritmito silito/arenito, com granocrescência e espessamento ascendente das camadas de arenito em direção ao topo. (B) Sucessão predominantemente pelítica, de coloração cinza avermelhada, com laminação plano-paralela. (C) Arenito com estratificação cruzada <i>hummocky</i>	36

- Figura 23 – Fácies do Membro Superior da Formação Raizama. (A) Camadas tabulares e contínuas de arenito que formam pacotes de até 5 m de espessura, separadas por lâminas de pelito. (B) Arenito com estratificação cruzada acanalada. (C) Arenito com estratificação cruzada tabular. (D) Arenito com estratificação plano paralela. (E) Arenito com estratificação cruzada separada por *mud drapes (tidal bundles)*. (F) Arenito com estratificação cruzada de baixo ângulo. (G) Marcas onduladas de interferência, produzidas por fluxo oscilatório e combinado. (H) Arenito grosso, com níveis segregados de areia muito grossa..... 38
- Figura 24 – Fácies da Formação Sepotuba. (A) Pelito laminado de coloração creme, com intercalações de arenito fino. (B) Arenito com laminação cruzada cavalgante. (C) Marcas onduladas no topo da camada de arenito fino. (D) Arenito fino com estratificação cruzada sigmoidal. 40
- Figura 25 – Fácies do Membro Inferior da Formação Diamantino. (A) Ciclos turbidíticos de arenito fino intercalado com siltito. (B) Detalhe dos siltitos intercalados com arenitos, mostrando a coloração avermelhada, comum nessa formação. (C) Estrutura de sobrecarga (turboglifos). (D) Arenito fino com laminação cruzada cavalgante. (E) Arenito com laminação plano-paralela. (F) Siltito avermelhado com laminação plano-paralela. 41
- Figura 26 – Pelitos laminados do Membro Intermediário que formam pacotes espessos e contínuos por centenas de quilômetros..... 42
- Figura 27 – Fácies do Membro Superior da Formação Diamantino. (A) Lobos deltáicos com estratificação cruzada sigmoidal interna e sentido de migração para NW. (B) Marcas onduladas e (C) Gretas de contração que ocorrem na superfície dos lobos. 43
- Figura 28 – Imagem SRTM-3 RGB da porção setentrional da Faixa Paraguai Norte usada para identificação dos principais lineamentos estruturais em escala regional e delimitar os limites geográficos da Bacia do Paraná a SE e das rochas básicas (Formação Tapirapuã) a NW. O polígono vermelho representa a área estudada em detalhe..... 44
- Figura 29 – Mapa dos principais traços estruturais na escala 1:750.000 obtidos a partir de imagem SRTM, com destaque para os lineamentos de relevo (preto) e drenagem (vermelho) e os limites geográficos da Bacia do Paraná a SE e das rochas básicas da Formação Tapirapuã a NW. 45
- Figura 30 – Mapa de lineamentos de relevo na escala 1:250.000, com destaque para duas zonas homólogas. Na Zona I prevalecem os traços curtos e retilíneos, localmente curvos, enquanto que na Zona II predominam os traços longos e curvos..... 46
- Figura 31 – Mapa de lineamentos de drenagem na escala 1:250.000, dividido em duas zonas homólogas..... 47
- Figura 32 – Mapa dos domínios litoestruturais na escala 1:250.000 elaborado com base na relação dos traços interpretados do sensor (SRTM) com os dados litoestratigráficos e estruturais coletados no campo..... 49
- Figura 33 – (A) Mapa de localização da área de trabalho, na Faixa Paraguai Norte, região de Nobres e adjacências, na porção sudeste do estado do Mato Grosso. (B) Mapa geotectônico com a localização das faixas Paraguai, Araguaia e Brasília, porção sul do Cráton Amazônico e leste do Cráton São Francisco (o polígono marca a área estuda na porção norte da Faixa Paraguai). 54
- Figura 35- Seções geológicas X-Y e x'-y' geradas a partir dos dados estruturais e litoestratigráficos, orientadas na direção NW-SE, perpendicular à estruturação regional da

- Faixa Paraguai. Destacam-se nas seções as zonas de concentração de deformação, onde foram geradas as dobras em arranjos antiformal-sinformais, separadas por zonas de falhas de alto ângulo, dos setores menos deformados 57
- Figura 36 - Afloramento em corte de estrada na rodovia estadual MT-010. (A) Aspecto da foliação do tipo contínua fina a média, observada nas sequências metassedimentares do Grupo Cuiabá. (B) Estereograma de distribuição dos polos da foliação (Rede de Schimdt-Lambert, hemisfério inferior) para 28 atitudes coletadas ao longo da seção regional estudada no Grupo Cuiabá..... 61
- Figura 37 – Estereogramas de distribuição dos polos de acamamento gerados para cada unidade da Bacia Paraguai (Rede de Schimdt-Lambert, hemisfério inferior). O comportamento dos polos caracteriza que todas as unidades apresentam o mesmo padrão de deformação ao longo da área estudada. 62
- Figura 38 – Seção esquemática NW-SE confeccionada a partir do comportamento do acamamento ao longo da bancada de uma mina da Empresa Votorantim, na região de Nobres, onde afloram rochas pelíticas da Formação Puga. Foram coletadas 60 atitudes de acamamento (estereograma 1), 10 planos de falhas (estereograma 2) e 29 atitudes de eixos de dobras (estereograma 3)..... 63
- Figura 39 – Modelo tectono-sedimentar esquemático que mostra a evolução da Faixa Paraguai 1) Geração da bacia precursora (Bacia Cuiabá) e início da colisão entre os blocos Amazônia e Paranapanema. 2) Amalgamação dos blocos e origem da sutura representada pelas sequências metassedimentares do Grupo Cuiabá. 3) Instalação da Bacia Paraguai, com sedimentação das rochas carbonáticas e siliciclásticas. 4) Início da reativação tectônica a partir de uma superfície de descolamento e 5) Inversão transpressiva da cobertura neoproterozóica-cambriana da Bacia Paraguai. 67

SUMÁRIO

AGRADECIMENTOS	v
RESUMO	vi
ABSTRACT	viii
LISTA DE ILUSTRAÇÕES	x
SUMÁRIO	xiv
INTRODUÇÃO	1
1.1 APRESENTAÇÃO	1
1.2 LOCALIZAÇÃO E ACESSO DA ÁREA ESTUDADA.....	2
1.3 OBJETIVOS	3
1.4 ATIVIDADES E MÉTODOS	4
2 CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL	7
2.1 PROVÍNCIA TOCANTINS.....	7
2.2 FAIXA PARAGUAI	9
2.3 LITOESTRATIGRAFIA DA FAIXA PARAGUAI	10
2.3.1 Grupo Cuiabá	11
2.3.2 Formação Puga	12
2.3.3 Grupo Araras	12
2.3.4 Grupo Alto Paraguai	16
2.4 DOMÍNIOS TECTÔNICOS DA FAIXA PARAGUAI.....	19
2.5 MODELOS GEOTECTÔNICOS SUGERIDOS PARA A FAIXA PARAGUAI.....	22
3 LITOESTRATIGRAFIA DA ÁREA DE ESTUDO	26
3.1 GRUPO CUIABÁ	26
3.2 FORMAÇÃO PUGA.....	27
3.3 GRUPO ARARAS	29
3.3.1 Formação Guia	29
3.3.2 Formação Serra do Quilombo	31
3.4 GRUPO ALTO PARAGUAI	34
3.4.1 Formação Raizama	35
3.4.2 Formação Sepotuba	39
3.4.3 Formação Diamantino	40
4 ANÁLISE DE PRODUTOS DE SENSORES REMOTOS	44
4.1 LEITURA E ANÁLISE DA IMAGEM DE RADAR (SRTM)	45
4.1.1 Lineamentos de Relevô	46

4.1.2 Lineamento de Drenagem	47
4.2 RELAÇÕES GEOMÉTRICAS E TEMPORAIS DOS LINEAMENTOS FOTINTERPRETADOS	48
4.3 DISCUSSÕES SOBRE OS DADOS APRESENTADOS	49
5 A DEFORMAÇÃO TRANSPRESSIVA PARTICIONADA TARDIA DA COBERTURA NEOPROTEROZÓICA-CAMBRIANA DA FAIXA PARAGUAI NORTE (MT)	51
5.1 INTRODUÇÃO.....	53
5.2 CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL	54
5.3 MÉTODOS.....	55
5.4 LITOESTRATIGRAFIA DA FAIXA PARAGUAI NORTE – REGIÃO DE NOBRES ..	55
5.5 DADOS ESTRUTURAIS	60
5.5.1 Foliação	60
5.5.2 Acamamento	61
5.5.3 Dobras	62
5.5.4 Falhas	63
5.6 DISCUSSÕES	64
5.6.1 Partição de Deformação e Relação Embasamento-Cobertura Sedimentar	64
5.6.2 Modelo Tectono-Sedimentar	65
6 CONCLUSÕES	68
REFERÊNCIAS	69
ANEXOS	77
ANEXO A- MAPA LITOESTRUTURAL DO SEGMENTO NORTE DA FAIXA PARAGUAI, REGIÃO DE NOBRES (MT).	78

INTRODUÇÃO

1.1 APRESENTAÇÃO

O segmento geotectônico denominado de Faixa Paraguai (Almeida 1964, 1965) tem sido alvo de estudos e debates por registrar parte da história evolutiva do planeta ao final do Pré-Cambriano, envolvendo o aparecimento das primeiras formas complexas de vida como reflexo de mudanças paleogeográficas e climáticas globais (Jacobsen & Kaufman 1999, Knoll 2000).

A faixa encontra-se localizada na borda sul-oriental do Cráton Amazônico e representa uma região de rochas carbonáticas e siliciclásticas dobradas em diversas escalas, depositadas em discordância sobre parte do cráton e das rochas metassedimentares do Grupo Cuiabá. A mesma atravessa os estados do Mato Grosso e Mato Grosso do Sul, e já chegou a ser considerada continuação da Faixa Araguaia, restrita ao estado do Pará (Almeida, 1964).

Os estudos realizados têm se concentrado no âmbito da estratigrafia e geoquímica, principalmente nos depósitos carbonáticos pós-glaciais que se estendem ao longo de toda a Faixa Paraguai, considerados de idade pós Marinoano ou Ediacarana (630 – 542 Ma).

Entretanto, ainda é incipiente o conhecimento geológico-estrutural em escala de detalhe, que leve ao entendimento mais claro dos processos que envolveram a formação e estruturação da faixa. A arquitetura dobrada e falhada das rochas, neste contexto tectônico, tem sido até então, representada cartograficamente somente em escala regional, sem que se conheçam muitos dos seus detalhes geométricos e cinemáticos.

A Faixa Paraguai é considerada um extenso orógeno Neoproterozóico resultante da colisão de três blocos continentais (Figura 01): a oeste a Amazônia, a leste São Francisco-Congo e ao sul Paraná ou Rio de La Plata, este último coberto por rochas fanerozóicas da Bacia do Paraná (Almeida, 1984). Este evento de convergência tem sido atribuído às orogêneses Brasiliana/Pan-Africana (600- 520 Ma; Almeida 1984, Trompette 1994) e Paraguai (540-490 Ma; Basei & Brito Neves, 1992).

No entanto, investigações mais recentes sobre tectônica de colisões continentais tem apontado à deformação transpressiva particionada como modelo alternativo, que melhor expressa grande parte do quadro geométrico e cinemático presente no interior desses segmentos crustais submetidos a encurtamento oblíquo no mundo (Tessier & Tikoff, 1994).

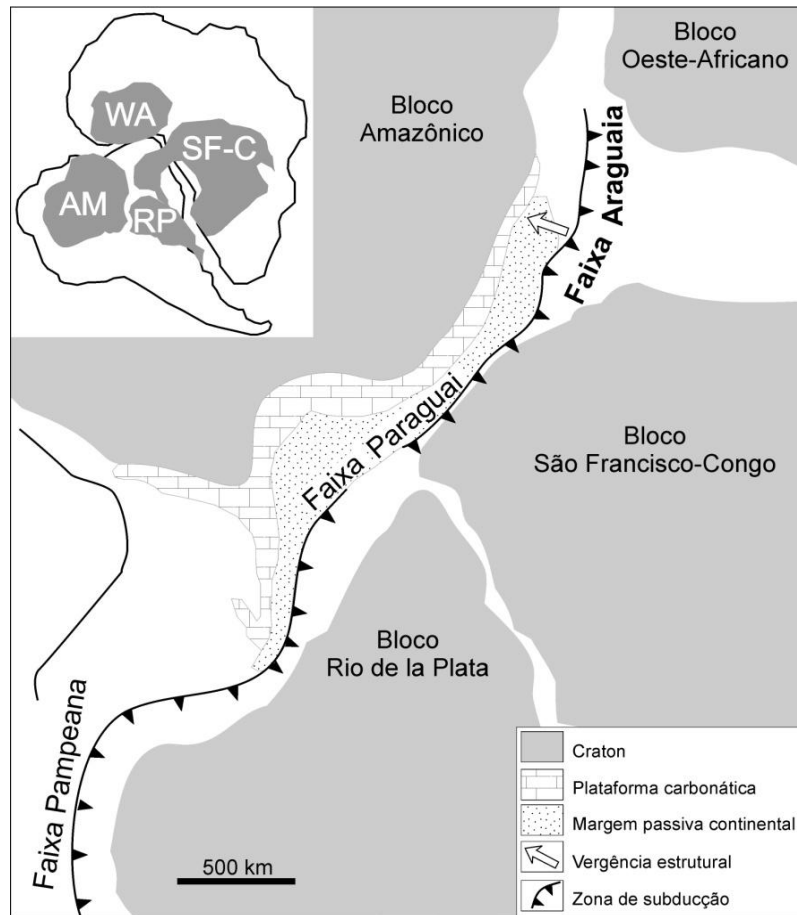


Figura 01 – Contexto geológico e paleogeográfico simplificado da região central da América do Sul, relacionado à colisão dos blocos continentais Amazônia (oeste), São Francisco-Congo (sudeste) e Rio de la Plata (sul), durante a tectônica Pampeana-Araguaia de 550 – 500 Ma. Fonte: Nogueira (2003).

Neste trabalho foi feito um estudo geológico-estrutural juntamente com o levantamento litoestratigráfico das rochas expostas na região da Faixa Paraguai Norte, desde as seqüências metassedimentares do Grupo Cuiabá até as rochas do Grupo Alto Paraguai, representante do último estágio deposicional da Bacia Paraguai.

Os dados obtidos têm permitido inferir que os processos de deformação que afetaram as rochas que compõem a Faixa Paraguai Norte, ocorreram em contexto transpressivo, com partição da deformação em diferentes escalas. Com isso, aponta-se uma nova alternativa como proposta de evolução para esse importante segmento geotectônico da região central do Brasil.

1.2 LOCALIZAÇÃO E ACESSO DA ÁREA ESTUDADA

A área principal de estudo situa-se no segmento norte da Faixa Paraguai, na porção sudoeste do estado Mato Grosso. Distribui-se por uma área de aproximadamente 2500 km²,

que abrange especificamente os municípios de Nobres, Diamantino, Alto Paraguai e Rosário d'Oeste (Figura 02).

A região de trabalho posiciona-se nos domínios das serras e morros que desenham o cinturão dobrado da Faixa Paraguai, chamando atenção pela presença de minas de calcário e afloramentos naturais distribuídos nas escarpas e encostas das serras, que proporciona excelente quantidade de pontos para a coleta de dados estruturais e estratigráficos.

O acesso à cidade de Nobres pode ser realizado por via terrestre, partindo de Cuiabá pela rodovia BR-364 em direção à cidade de Rosário d'Oeste, onde seguindo-se pela mesma rodovia chega-se a Nobres e mais a noroeste a Alto Paraguai e Diamantino. Trata-se de uma rodovia asfaltada em toda sua extensão.

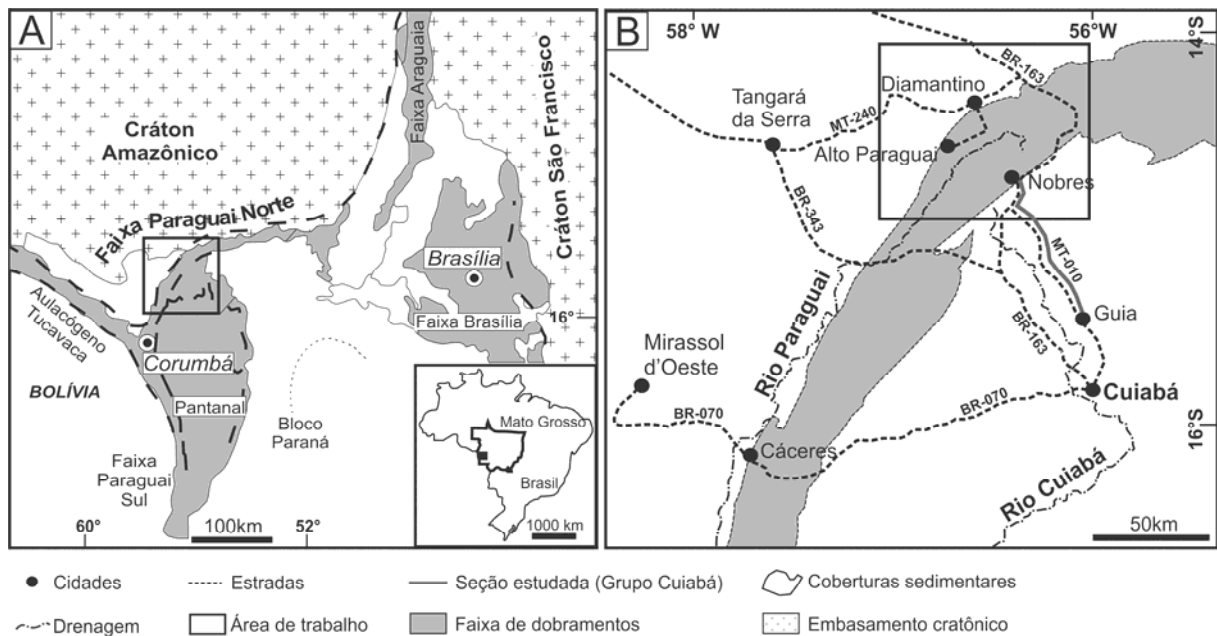


Figura 02 – A) Mapa geotectônico com a localização das faixas Paraguai, Araguaia e Brasília, porção sul do Cráton Amazônico e leste do Cráton São Francisco (o polígono marca a área estudada na porção norte da Faixa Paraguai). (B) Mapa de localização da área de trabalho, na Faixa Paraguai Norte, região de Nobres e adjacências, na porção sudeste do estado do Mato Grosso.

1.3 OBJETIVOS

Este trabalho teve como objetivo principal determinar quais as relações estratigráficas entre as unidades e sua implicação para o estilo tectônico da Bacia Paraguai, a partir da análise estratigráfica e sedimentológica, assim como, análise geométrica e cinemática detalhada das rochas que compõem a Faixa Paraguai Norte, o que permitiu propor um modelo tectono-sedimentar alternativo para explicar a evolução desse segmento geotectônico.

Os objetivos específicos envolveram definir: **1)** quais as relações estruturais entre as diferentes unidades sedimentares da Bacia Paraguai e das rochas metassedimentares do Grupo Cuiabá (embasamento da bacia); **2)** quais as relações geométricas e cinemáticas entre os diferentes conjuntos estruturais observados e **3)** quais os tipos e processos de deformação que afetaram as rochas do segmento norte da Faixa Paraguai, ao longo de sua formação e estruturação.

Como consequência foi possível elaborar uma nova proposta cartográfica para a região estudada, em escala aproximada de 1:100.000, levando em consideração e testando as propostas estratigráficas de Nogueira & Riccomini (2006) para o Grupo Araras e Silva Júnior (2011) para o Grupo Alto Paraguai.

1.4 ATIVIDADES E MÉTODOS

Para atingir os objetivos propostos neste trabalho foram utilizadas técnicas básicas de mapeamento geológico-estrutural e estratigráfico de áreas deformadas, complementadas por técnicas digitais para a coleta dos dados em campo. Para tanto o trabalho foi dividido em três fases: (1) *Fase pré-campo* (2) *Fase de campo* e (3) *Fase pós-campo*, conforme descritas abaixo:

Fase pré-campo:

- a) Interpretação digital de imagens SRTM, aerogeofísicas e de Modelo Digital de Terreno obtidas da base de dados da CPRM, com a utilização dos softwares *Global Mapper 11*, *ArcGIS 10* para o processamento das imagens, a partir dos métodos apresentados por Veneziani e Dos Anjos (1982) e Paradella et al. (1988);
- b) A partir do processamento das imagens SRTM aerogeofísicos, foi gerado um banco de dados digital contendo mapa de lineamentos fotogeológicos interpretados manualmente na escala 1:100.000, bases logísticas contendo as principais estradas e vias de acesso à área de trabalho, além de tabelas para registro das estruturas observadas em campo, criadas com auxílio do software *Microsoft Excel*;
- c) O mapa base (logístico) para os trabalhos de campo foi confeccionado originalmente na escala 1:100.000, a partir da interpretação visual de imagens do *Google Earth Pro*, onde foram retiradas as principais estradas e demais vias de acesso encontradas na área de estudo. Em seguida os traços das estradas foram inseridos no *software ArcGIS 10* para a geração do mapa logístico georreferenciado. Posteriormente este mapa foi transferido, em formato digital,

para um dispositivo portátil modelo *Palm Dell AXIM X51V*, o qual serviu de banco de dados digital para registro das estruturas mapeadas e posicionamento cartográfico das mesmas no mapa base, diretamente do campo.

Fase de campo

Foram realizadas duas campanhas de campo com 30 dias de duração cada. A primeira ocorreu de novembro a dezembro de 2010 (período de 21/11 à 21/12/2010) e a segunda foi realizada de Junho a Julho de 2011 (período de 30/06 à 30/07/2011). No campo a coleta de informações se dividiu em duas: a) coleta de dados estruturais e b) coleta de dados litoestratigráficos e sedimentológicos.

❖ Coleta de dados Estruturais:

a) Estudos detalhados dos elementos tectônicos associados particularmente às rochas sedimentares e as rochas metassedimentares do Grupo Cuiabá, a partir da coleta de dados relacionados à geometria e cinemática das estruturas tectônicas (atitude do acamamento, foliação das rochas metamórficas, rejeitos de falhas, eixos de dobras, estrias e ressaltos em planos de falhas e lineações) seguindo os procedimentos descritos por (Ramsay & Huber, 1987; Passchier et al., 1993; McClay 1991; Twiss & Moores, 1992; Davis & Reynolds, 1996);

b) Os dados coletados (acamamento, foliação, falhas, eixos de dobras) foram armazenados diretamente no banco de dados digital do dispositivo móvel *Palm Dell AXIM X51V*, através da tecnologia *BLUETOOTH* (sem fio). A geometria dos corpos mapeados foi representada no mapa a partir de polígonos georeferenciados desenhados diretamente no campo, com o auxílio da ferramenta de poligonalização do dispositivo móvel, conforme os procedimentos aplicados por McCaffrey et al. (2005). Essa ferramenta permite ao usuário do dispositivo móvel se deslocar através dos limites do afloramento, enquanto o dispositivo móvel se encarrega de desenhar e fechar o polígono que corresponde ao caminhamento feito pelo usuário. Dessa forma, ao se contornar o afloramento de uma extremidade à outra, o mesmo é desenhado na forma de um polígono devidamente georeferenciado no dispositivo móvel;

c) Nos afloramentos foram desenhados croquis esquemáticos orientados em relação ao norte, com destaque para a representação geométrica e cinemática das rochas expostas.

d) Confecção de seções estruturais transversais e longitudinais em diferentes escalas (1:100.000, 1:10.000, 1:100 e 1:10), elaboradas em campo a partir dos dados estruturais e estratigráficos.

❖ Coleta de dados Estratigráficos / Sedimentológicos:

a) Esse procedimento foi realizado com caráter de reconhecimento litoestratigráfico, principalmente, das rochas sedimentares da Bacia Paraguai, de acordo com os critérios descritos por Walker (1992). Estes procedimentos consistem em: i) individualização e descrição de fácies, caracterizando composição, geometria, texturas, estruturas sedimentares, conteúdo fóssilífero; e ii) a associação de fácies, que agrupa fácies contemporâneas e cogenéticas, com distintos padrões de empilhamento;

b) Descrição dos pacotes sedimentares, na escala dos diferentes litotipos e de afloramentos, com o auxílio de perfis colunares e seções panorâmicas. Os perfis colunares foram desenhados em papel milimetrado através da observação e descrição das estruturas sedimentares (estratificações cruzada tabular e acanalada; laminação plano-paralela, estruturas geradas por onda, etc).

Fase pós-campo

a) Os dados litoestratigráficos e estruturais coletados em campo e armazenados no dispositivo móvel Palm *Dell AXIM X51V*, foram transferidos para uma estação computacional com o auxílio de um conector *USB* para serem tratados em ambiente digital;

b) Os dados foram agrupados e tratados no programa *ArcGis 10*, onde foi gerado o mapa geológico-estrutural e as seções geológicas na escala 1:100.000. Posteriormente esses produtos cartográficos foram refinados e redesenhados com o auxílio do *software* de editoração *Corel Draw X5*;

c) Dados relacionados à geologia estrutural (atitudes de foliação, atitudes do acamamento, planos de falhas e eixos de dobras) foram estudados seguindo técnicas rotineiras, envolvendo, preparação de estereogramas de rede de igual-área ou de *Schmidt-Lambert* (hemisfério inferior), utilizando o *software* aplicativo “*Stereonet 4.3 for Windows*” para posterior análise.

2 CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

2.1 PROVÍNCIA TOCANTINS

A Província Tocantins (Almeida et al. 1977, 1981, Almeida & Hasui 1984), entidade orogênica neoproterozóica, de dupla vergência estrutural encontra-se no Brasil central e integra o sistema Brasileiro/Pan-Africano. Esta província está orientada na direção geral norte-sul com cerca de 2.000 km de comprimento e até 800 km de largura. Compreende as faixas dobradas Araguaia e Paraguai a oeste, situadas na margem do Cráton Amazônico, e a Faixa Brasília posicionada na margem do Cráton do São Francisco, onde se encontra o Arco Magmático de Goiás (Pimentel & Fuck 1992).

A Província Tocantins, de acordo com Almeida et al. (1977), constitui um sistema de orógenos brasileiros, caracterizados por cinturões de dobramentos e empurrões, resultante de processos de convergência e colisão de três blocos continentais, a oeste pelo Cráton Amazônico, a leste pelo Cráton do São Francisco-Congo e ao sul pelo Cráton Paraná ou Rio de La Plata, sendo seus limites norte e sul encoberto por depósitos fanerozóicos das bacias do Parnaíba e do Paraná respectivamente (Figura 03).

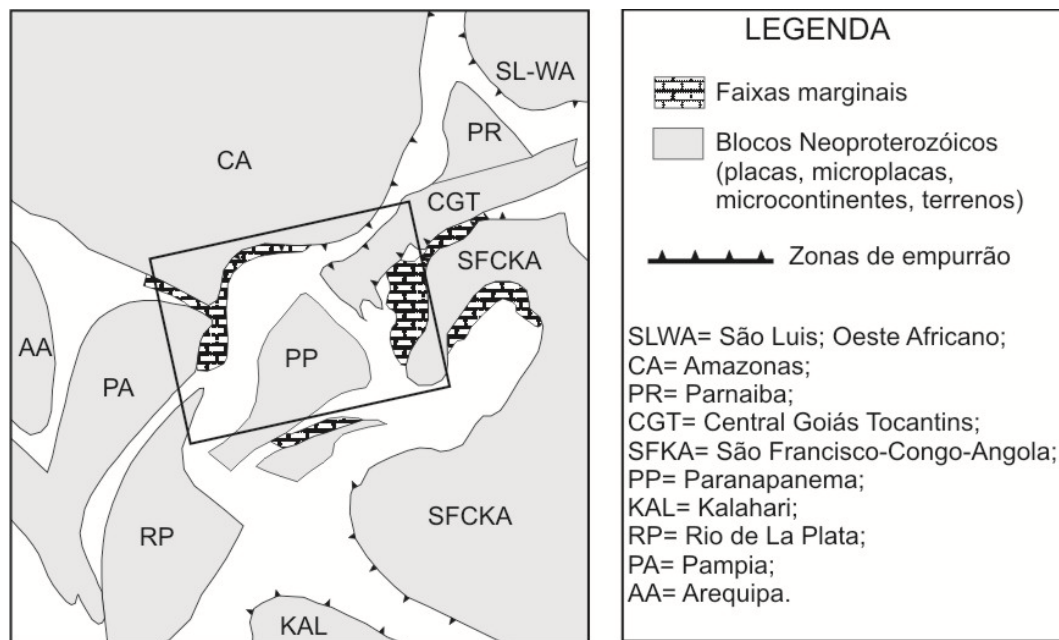


Figura 03 – Configuração paleogeográfica esquemática dos blocos continentais que deram origem a Província Tocantins, após a colisão ocorrida durante o Ciclo Brasileiro. O polígono marca esquematicamente o limite geográfico da Província Tocantins.

Fonte: (Almeida et al., 2000).

Pimentel & Fuck (1992) e Trompette (1994) atribuíram a origem da Província Tocantins a quatro orógenos, denominados de faixas Brasília, Paraguai, Araguaia e Arco Magmático de Goiás. De acordo com Pimentel & Fuck (1987) esta província foi gerada pela convergência do Cráton Amazônico com blocos continentais menores que foram amalgamados durante a colisão e são representados pelo Maciço de Goiás (Figura 04).

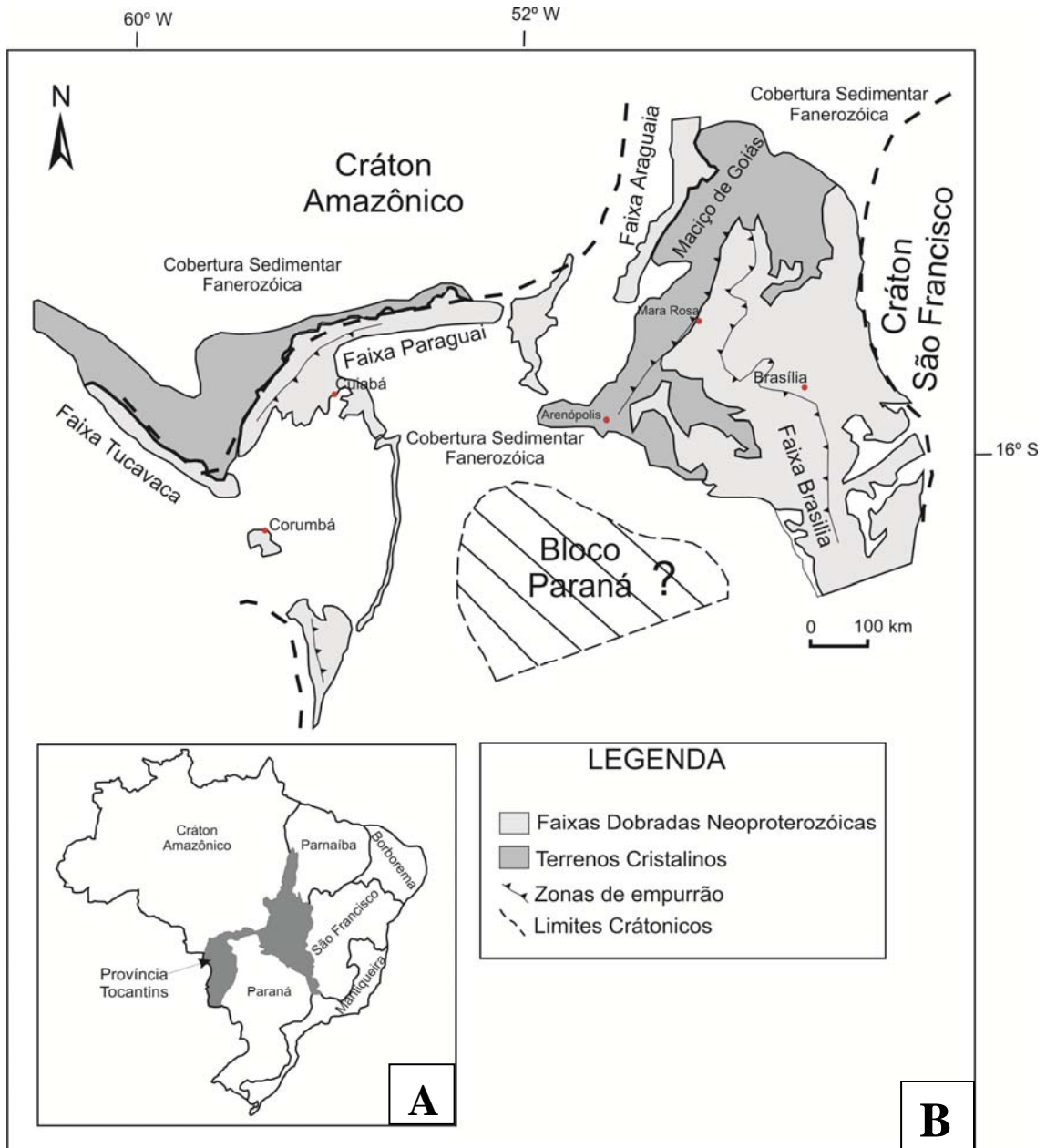


Figura 04 – (A) Localização da Província Tocantins na região central do Brasil. (B) Mapa geotectônico regional da Província Tocantins, com destaque para as faixas Paraguai, Araguaia, Brasília e o Maciço de Goiás.

Fonte: (Modificado de Pimentel & Fuck, 1993).

A evolução desses orógenos envolve uma história pré-orogênica marcada inicialmente por uma sedimentação de seqüências terrígenas e carbonáticas em ambientes plataformais; com geração de crosta oceânica, seguida pelo desenvolvimento de terrenos do tipo arco-de-ilhas e magmatismo associado ao estágio orogênico acrescionário. Na fase colisional, essas

sequências foram submetidas a metamorfismo, deformação e amalgamação de diferentes terrenos às margens continentais. Essas faixas exibem uma evolução similar a das faixas orogênicas modernas, geradas por meio de mecanismos da tectônica de placas (Trompette, 1994).

2.2 FAIXA PARAGUAI

Este segmento geotectônico foi definido inicialmente por Almeida (1965) como Faixa Paraguai-Araguaia, um cinturão de dobramento destacado na região central do continente sul-americano. Posteriormente, a identificação de uma descontinuidade geográfica entre as faixas Paraguai e Araguaia, assim como, datações radiométricas (Hasui et al., 1980) levaram Silva et al. (1974) e Almeida (1974,1984) a sugerir a subdivisão do cinturão em dois segmentos: (1) Cinturão Tocantins-Araguaia, na borda leste do Cráton Amazônico e (2) Cinturão Paraguai, na porção sudeste do cráton (Alvarenga & Trompette, 1988).

A origem da Faixa Paraguai é atribuída à convergência de três blocos continentais (Figura 01): Amazônia (oeste), São Francisco-Congo (leste) e Paraná ou Rio de la Plata ou Paranapanema (sul), este último coberto por rochas fanerozóicas da Bacia do Paraná (Almeida 1984, Trompette et al. 1998; Alkmin et al. 2001, Tohver et al. 2010)

A Faixa Paraguai tem como característica arquitetural uma geometria em arco convexo voltado para o Cráton Amazônico, com extensão de aproximadamente 1.200 km de comprimento que se estende desde a região do rio das Mortes no Mato Grosso, passando pela região de Cuiabá, onde inflete para direção norte-sul e se prolonga até Corumbá, na Serra da Bodoquena, no estado do Mato Grosso do Sul. Conforme Almeida (1984) trata-se de uma região que representa várias fases de deformação, com falhas inversas ou empurrões, escassez de vulcanismo e a presença de plutões graníticos nas zonas internas (Figura 05).

De acordo com Litherland et al. (1986), um ramo da Faixa Paraguai com direção WNW-ESSE, que se estende desde Corumbá (MS) até a Bolívia é conhecido como Cinturão Tucavaca e caracteriza-se como uma estrutura sinclinal em território boliviano. Este cinturão foi interpretado como um rifte abortado, denominado de Aulacógeno Tucavaca-Chiquitos (Brito Neves et al. 1985, Trompette et al. 1998).

Alvarenga (1990) e Alvarenga & Trompette (1993) descreveram a Faixa Paraguai como um cinturão de dobramentos polifásicos afetado pelo Ciclo Brasileiro e constituído por metassedimentos dobrados e metamorfizados, que em direção ao Cráton Amazônico passam progressivamente a coberturas sedimentares em parte contemporâneas e estruturalmente onduladas, falhadas, mas não metamorfizadas.

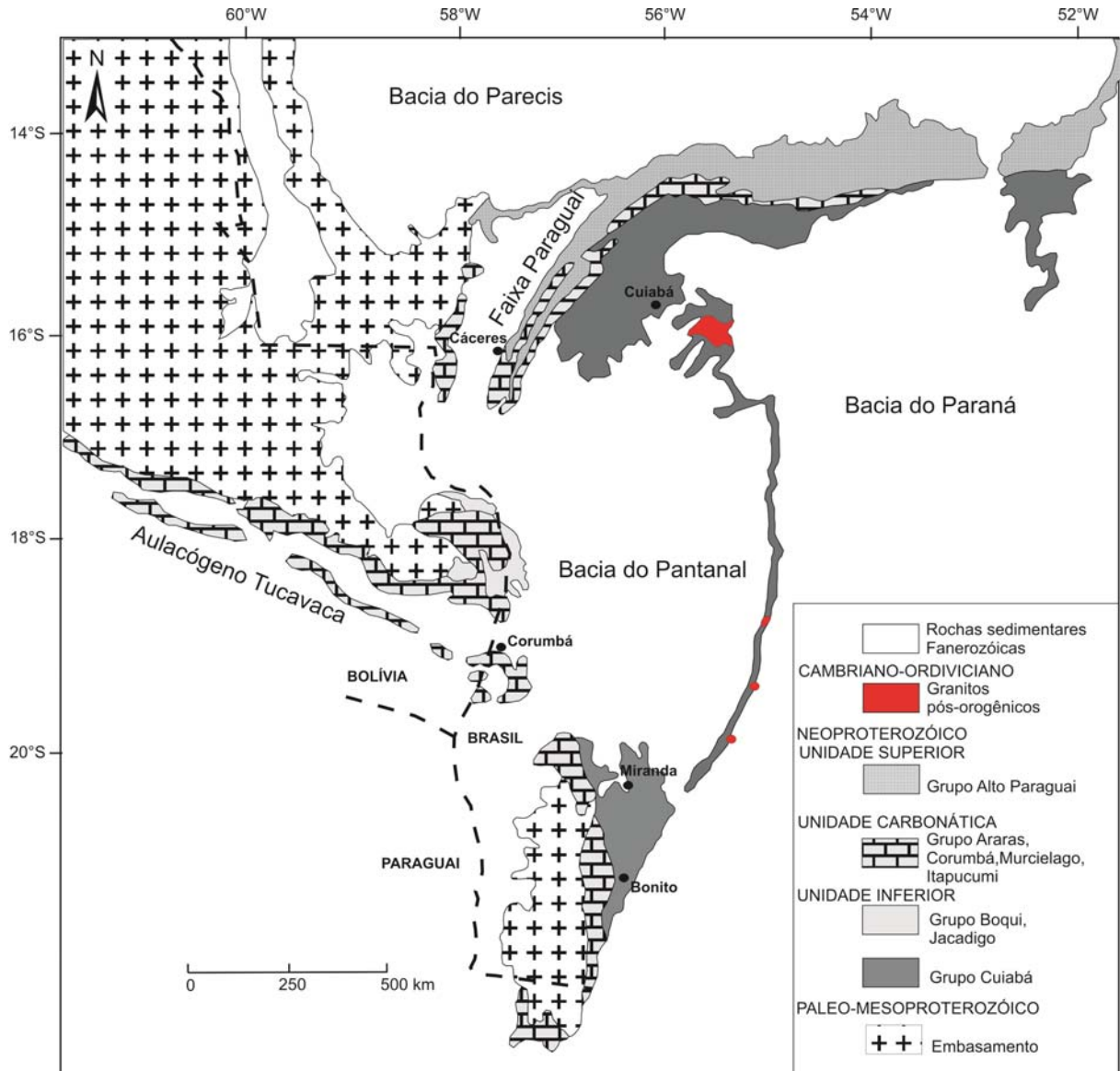


Figura 05 – Mapa geológico simplificado da Faixa Paraguai no território brasileiro e sua ramificação (aulacógeno), o Cinturão Tucavaca-Chiquitos que prolonga-se em direção à Bolívia.

Fonte: (modificado de Tokashiki & Saes, 2008).

2.3 LITOESTRATIGRAFIA DA FAIXA PARAGUAI

A maior parte das unidades litoestratigráficas da Faixa Paraguai encontram-se distribuídas, principalmente, no domínio dobrado e na parte sul do Cráton Amazônico, onde os estratos estão dispostos de maneira subhorizontal (Almeida 1984, Nogueira et al. 2003).

O embasamento é representado por dois domínios: (1) rochas metassedimentares do Grupo Cuiabá, situado ao longo da zona dobrada, onde essas seqüências se estendem em direção a SE e (2) rochas da porção sul do Cratón Amazônico, situadas a oeste da faixa de dobramentos, onde as camadas são subhorizontais. Sobre essas as rochas estão distribuídos os

diamictitos glaciogênicos da Formação Puga, correlatos à glaciação global Marinoana, encerrada há cerca de 630 Ma (Nogueira et al. 2003; Alvarenga et al. 2004).

Os depósitos da Formação Puga são recobertos bruscamente por uma sucessão predominante carbonática, denominada de Grupo Araras, que por sua vez, é sobreposta por rochas siliciclásticas do Grupo Alto Paraguai.

2.3.1 Grupo Cuiabá

Os primeiros registros feitos sobre o Grupo Cuiabá iniciaram-se no século XIX com o Conde Francis de Castelnau, ao registrar a ocorrência de ardósias no vale do rio Miranda (MS). Almeida (1964) propõe o termo Série Cuiabá para reunir rochas metassedimentares de baixo grau metamórfico e compostas de filitos com intercalações de quartzitos, cortados por veios de quartzo ligados à intrusão granítica de São Vicente.

Almeida (1965) reportou as rochas do Grupo Cuiabá, como sendo de depósitos de *flysch*, originados por correntes de turbidez relacionadas com deslizamentos submarinhos ocorridos nos fundos instáveis do geossinclíneo. Guimarães & Almeida (1972) reconheceram cinco conjuntos de rochas separáveis e empilhadas estratigraficamente dentro do Grupo Cuiabá, sendo da base para o topo: metaconglomerados e quartzitos; filitos e filitos ardósianos; quartzitos; metagrauvas e metarcóseos, englobados no Grupo Cuiabá indiferenciado; metassedimentos periglaciais denominados de Formação Coxipó.

Para Alvarenga (1984) o Grupo Cuiabá apresenta-se dobrado e exhibe paragêneses minerais de baixo grau metamórfico. É composto por filitos com intercalações de quartzitos, metagrauvas, metaconglomerados, metaparaconglomerados e raras ocorrências de metacalcário e filitos calcíferos.

De acordo com Alvarenga e Trompette (1992) o mesmo é formado por pelitos ricos em matéria orgânica e dolomitos sobrepostos por sedimentos glaciomarinhas e turbidíticos, como diamictitos, conglomerados, arenitos e folhelhos, onde esta sucessão grada lateralmente para as formações Puga e Bauxi.

Conforme Luz et al. (1980) a deformação da faixa móvel foi de natureza polifásica, originando três fases de deformação holomórfica em escala regional nos metassedimentos do Grupo Cuiabá. A primeira, além de dobrar as rochas desse grupo, provocou o metamorfismo regional na fácies xisto-verde, com conseqüente segregação de veios de quartzo que se alojaram paralelamente à foliação S1.

A segunda fase originou dobras isoclinais assimétricas e recumbentes, envolvendo os acamamentos transpostos, e as dobras intrafoliais, e também formação de nova foliação S2

superimposta à primeira. Finalmente a terceira fase manifestou-se fundamentalmente nas seqüências plásticas, que localmente chega a transpor a foliação S2, formando uma clivagem de crenulação pronunciada e um novo elemento planar S3.

Luz et al. (1980) inferem idade mesoproterozóica, com base na intensidade da deformação que se encontram as unidades litológicas. Os granitos eocambrianos que intrudiram o Grupo Cuiabá no final do ciclo Brasileiro sugerem a idade neoproterozóica para o grupo (Almeida, 1984).

2.3.2 Formação Puga

Esta formação foi descrita na região do Alto Paraguai como tilitos por Oliveira (1964), que as designou provisoriamente de Formação Puga e correlacionou às rochas descritas por Maciel (1959) no Morro do Puga, em Porto Esperança (MS).

Consiste essencialmente de diamictitos associados a arenitos, siltitos e folhelhos. Os diamictitos contêm blocos e seixos de quartzito, calcário, gnaiss, anfíbolito, granito e riodacito, dispersos caoticamente na matriz síltica a arenosa fina (Ribeiro Filho et al., 1975).

A espessura da Formação Puga foi estimada em menos de 100 m por Almeida (1965) e de 55 a 330 m por Vieira (1965a). Embora dados geocronológicos inexistam, estes depósitos glaciais são amplamente relacionados como produto da glaciação Marinoana (Nogueira, 2003; Trindade et al., 2003; Alvarenga et al., 2004).

Na região dobrada esta formação se encontra sobre as rochas metassedimentares do Grupo Cuiabá, enquanto que a oeste da faixa de dobramentos dispõe-se sobre o Cráton Amazônico. Acima dos depósitos glaciais da Formação Puga se encontra a seqüência carbonática do Grupo Araras.

2.3.3 Grupo Araras

Os primeiras referências a estas rochas foram feitas por Castelnau (1850) na região de Nobres e Cáceres. Evans (1894) descreveu as rochas carbonáticas da Província Serrana denominando-as de “Arara *Limestone*” em alusão do vilarejo Araras, atualmente com o nome de Bauxi, com seção-tipo entre a cabeceira do rio Paraguai e sua confluência com o rio Cuiabá.

Esta sucessão predominantemente carbonática foi classificada como Grupo Araras inicialmente por Almeida (1964), que as individualizou informalmente em duas unidades: uma inferior pelítica-carbonática e uma superior de composição dolomítica. Hennies (1966)

manteve a definição de grupo proposta por Almeida (1964), mas sugeriu o termo Formação Guia e Formação Nobres para as unidades inferior e superior.

Luz & Abreu Filho (1978) adotaram a divisão da Formação Araras nos membros Inferior (calcário) e Superior (dolomito), com espessura total estimada em 1200 m, dos quais, 200 m corresponderiam à espessura máxima do membro inferior.

Neste trabalho adota-se a classificação proposta por Nogueira & Riccomini (2006) que sugerem a divisão do Grupo Araras em quatro formações, da base para o topo em: Mirassol d'Oeste, Guia, Serra do Quilombo e Nobres (Figura 06).

IDADE	LITOESTRATIGRAFIA		PALEOAMBIENTE	
Cambriano	Grupo Alto Paraguai	Formação Diamantino	Conglomerados, arenitos e pelitos.	Fluvial entrelaçado, delta e mar restrito/prodelta
		Formação Sepotuba	Pelitos, folhelhos e arenitos.	Plataforma marinha dominada por tempestade
		Formação Raizama	Arenitos e pelitos, carbonatos substituídos por sílex subordinados.	Plataforma rasa dominada por tempestade e maré
E D I A C R A N O	Grupo Araras	Formação Nobres	Dolomitos arenosos, estromatólitos dômicos estratiformes e rugosos. Sílica secundária substituindo camadas de carbonato. Arenitos finos, ritmitos e pelitos subordinados. Moldes de cristais de evaporitos.	Planície de maré/ <i>sabkha</i>
		Formação Serra do Quilombo	Brechas dolomíticas cimentada por dolomita espática, brechas dolomíticas de arcabouço aberto e dolomitos arenosos.	Plataforma moderadamente profunda dominada por tempestades e eventualmente por sismos
		Formação Guia	Calcários finos e folhelhos betuminosos. Subordinadamente calcários cristalinos ricos em crostas e cimento. Grãos terrígenos esporádicos.	Plataforma profunda anóxica
		Formação Mirassol d'Oeste	Dolomitos finos rosados, laminados, peloidais e estromatólitos estratiformes.	Plataforma profunda eufótica
		Formação Puga	Diamictitos e siltitos seixosos.	Glacial marinho
Criogeniano				

Figura 06 – Proposta litoestratigrafia da Faixa Paraguai Norte.
Fonte: (Nogueira & Riccomini, 2006).

A **Formação Mirassol d'Oeste** é definida com uma capa carbonática dolomítica depositada após a glaciação Marinoana, que é representada pelos diamictitos da Formação

Puga (Nogueira et al., 2001a, 2003; Allen & Hoffman, 2004). Trata-se de um importante marco estratigráfico global por ser à base do período Ediacarano na região.

Esta capa carbonática foi correlacionada a outras capas descritas em outros sítios pré-cambrianos que foram contextualizadas em unidades litoestratigráficas (Kennedy, 1996; Hoffman & Schrag, 2002).

Esta unidade tem sido descrita, restritamente, a oeste da zona de dobramentos, na região da borda sul do Cráton Amazônico, onde as unidades se dispõem de maneira subhorizontal. Apresenta aproximadamente 15m de espessura e consiste de dolomitos finos de coloração rosada, estromatólitos e dolomitos pelóidais, sendo interpretada como plataforma rasa. O contato basal com os diamictitos da Formação Puga, se dá de forma brusca e lateralmente é irregular e ondulado, com deformações plásticas atribuídas a sismicidade induzida por *rebound* pós-glacial, o que caracteriza uma rápida mudança de condições glaciais para de efeito estufa (Nogueira et al., 2003; Nogueira & Riccomini, 2006).

A **Formação Guia** é constituída por calcários finos betuminosos, folhelhos betuminosos, pelitos vermelhos e *cementstones* com leques de cristais de calcita (pseudomorfo de aragonita) e laminação plana, interrompida localmente por brechas e estruturas de deformação. Estima-se que sua espessura ultrapasse os 150m (Nogueira & Riccomini, 2006).

Os calcários finos sem estruturas produzidas por ondas e correntes de maré, com camadas planas, contínuas por quilômetros, são compatíveis com sedimentação em uma extensa plataforma, em zona de baixa energia e abaixo da base das ondas de tempestade (Stow, 1986; Coniglio & James, 1990). A cor escura dos calcários e a presença de folhelhos betuminosos e pirita revelam a predominância de condições de anoxia e estagnação, que proporcionaram o acúmulo e preservação da matéria orgânica.

As camadas onde se identificam brechas e estruturas de deformação podem estar associadas a intumescimento do assoalho marinho causado pela concomitante cimentação e cristalização expansiva sinsedimentar (Kennedy, 1996).

Nogueira & Riccomini (2006) defendem que as instabilidades gravitacionais em sedimentos parcialmente litificados são geradas em águas profundas, possivelmente relacionadas à declividade de uma rampa no assoalho marinho e podem ser responsáveis pela associação de falhas, estruturas de *slumping*, fluxo de massa, diques netunianos e brechas, sugerindo progressiva ruptura e deformação plástica de camadas, ressedimentação e eventos de cimentação sinsedimentar.

O contato inferior da Formação Guia, na região cratônica, ocorre com a Formação Mirassol d'Oeste, enquanto que na faixa de dobramentos o seu contato basal ocorre com os diamictitos do Puga.

A **Formação Serra do Quilombo** apresenta suas melhores exposições na região de Cáceres, na Mina Emal-Camil, situada na porção sudeste da Serra do Quilombo, sendo considerada como holoestratótipo desta unidade. Esta unidade é constituída essencialmente por brechas com cimento dolomíticos e/ou com matriz intercaladas com dolomitos finos e dolomitos arenosos com estratificação cruzada hummocky, onde sua espessura é estimada em 100m.

Os níveis brechados formam corpos descontínuos, com espessuras de 2m até mais de 30m, se intercalam com dolomito fino laminado ou apresentam contato lateral brusco com este, provavelmente por falhas sinsedimentares. As brechas apresentam arcabouço aberto, cimentado por dolomita espática, com clastos de dolomito fino de até 30cm de eixo maior. Em alguns casos, as brechas exibem clastos com perfeito ajuste (*fitting*), tornando possível reconstituir a camada fraturada.

A continuidade lateral destes depósitos deformados por muitos quilômetros de distância, como na região de Nobres (hipoestratótipo), e sua intercalação com depósitos sem deformação são consistentes com uma causa alocíclica associada à sismicidade (Nogueira & Riccomini, 2006).

Na mina da Emal-Camil observa-se que o contato com a Formação Guia é marcado por intenso fraturamento entre os dolomitos e calcários finos. O ambiente deposicional é interpretado como depósitos de plataforma moderadamente rasa a profunda influenciada por sismos e tempestades (Nogueira & Riccomini, 2006; Soares & Nogueira, 2008).

A **Formação Nobres** ocorre na porção norte da Faixa Paraguai e se estende por mais de 300 km, distribuídos em ciclos métricos tabulares, lateralmente contínuos por centenas de metros, considerada como a unidade do topo do Grupo Araras. Esta unidade é composta de dolomitos finos, dolomitos oolíticos subordinados e estromatólitos, além de dolomitos arenosos, brechas, ritmitos arenito/pelito e arenitos que são interpretados como depósitos de planície de maré/*sabkha* (Nogueira & Riccomini, 2006; Soares & Nogueira, 2008).

A parte inferior da Formação Nobres é caracterizada pela predominância de ciclos formados por: 1) dolomito fino (*dolomudstone*) e 2) dolomito arenoso e brecha intraclástica dolomítica (*dolorudstone intraclástico*), enquanto que os ciclos métricos da porção superior são formados por: 1) dolomito fino (*dolomudstone*) e subordinadamente dolomito oolítico (*dolopackstone/dolograinstone* oolítico) na base; e 2) dolomito fino com estromatólitos

(*doloboundstone* microbiano), dolomito arenoso e brecha com intraclastos (*dolopackstone* e *rudstone* intraclástico).

O contato com a Formação Serra do Quilombo é irregular e marcado pela ocorrência de brechas e arenitos com clastos tabulares de micrito e gretas de contração (Nogueira & Riccomini, 2006).

2.3.4 Grupo Alto Paraguai

As rochas siliciclásticas do Grupo Alto Paraguai sobrepõem-se as sucessão carbonática do Grupo Araras e representam o último estágio deposicional ocorrido na faixa. Essas rochas foram posicionadas entre o Ordoviciano e Siluriano Médio por Almeida (1964, 1965). Enquanto que Hennies (1966), considerou que o Grupo Alto Paraguai originou-se no final da Orogenia Baikaliana, no Cambriano inferior, através de datações do Granito São Vicente de ± 500 Ma.

Diversas propostas foram sugeridas para a subdivisão estratigráfica desse grupo (Almeida, 1964, 1965; Hennies, 1966; Figueiredo & Olivatti, 1974; Luz et al., 1978; Barros & Simões, 1980). Adota-se aqui a proposta recentemente apresentada por Silva Júnior (2011), que acrescenta membros às formações do referido grupo (Figura 07), mantendo a proposta inicial de Almeida (1964), que subdivide o Grupo Alto Paraguai em três Formações, da base para o topo em: (pelitos e arenitos finos a grossos), Sepotuba (folhelhos e arenito fino) e Diamantino (pelitos, siltitos e arenitos). Segundo Silva Júnior (2011), a Formação Serra Azul defendida como a base do Grupo Alto Paraguai por Alvarenga et al. (2007) e Figueiredo et al. (2008) é considerada como o membro inferior da Formação Raizama. Estes autores admitem que a Formação Serra Azul seja formada por diamictitos e siltitos de até 300 m de espessura, que estariam relacionados à glaciação Gaskier (582 Ma).

Almeida (1964) estimou que a soma das espessuras de cada unidade seria acima de 3000 m, com a Formação Raizama estimada em 1600 m de espessura, os depósitos pelíticos da Formação Sepotuba alcançando aproximadamente 900 m e para os pelitos e arenitos da Formação Diamantino, a espessura da unidade estaria em torno de 600 m.

Silva Júnior (2011) admite que todo o Grupo Alto Paraguai tenha uma espessura aproximada de 2400m, onde a Formação Raizama alcança uma espessura em torno de 570 m, distribuídos em 270 m para o membro inferior, e até 300 m para o membro superior. Para os depósitos da Formação Sepotuba é aferida espessura de 60 m, divididos em 20 m para o membro inferior e 40 m para o membro superior. A Formação Diamantino alcança uma espessura de aproximadamente 1710 m, dividida em membro inferior (120 m), membro

intermediário (1470 m) e membro superior (120 m). O contato entre as unidades é transicional.

Segundo esse mesmo autor, o estudo litoestratigráfico e faciológico do Grupo Alto Paraguai estabeleceu a base para a correlação regional desta unidade ao longo da Faixa Paraguai e sul do Cráton Amazônico, possibilitando entender os eventos de sedimentação ocorridos na região central do Brasil, durante o final do Neoproterozóico.

Algumas tentativas foram feitas para determinar a idade desse grupo. Cordani et al., (1978) datou os sedimentos argilosos da Formação Sepotuba, que forneceram idades de 569 ± 20 Ma, previamente interpretadas como idades deposicionais. Posteriormente, esta idade foi admitida como marcadora do evento deformacional Brasileiro que gerou a Faixa Paraguai (Bonhomme et al. 1982).

Amostras de sedimentos finos da parte superior da Formação Diamantino foram datadas por Cordani et al. (1985) e forneceram idade de 660 ± 60 Ma. Entretanto, esta determinação é considerada duvidosa devido à alta dispersão dos pontos ao longo da isócrona.

Novos dados obtidos por análise de zircão detrítico da Formação Diamantino, Silva Júnior (2011) sugerem uma idade mínima de deposição após 541 ± 7 Ma (método $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$), indicando que a sedimentação do Grupo Alto Paraguai se estendeu, pelo menos, até o Cambriano Inferior.

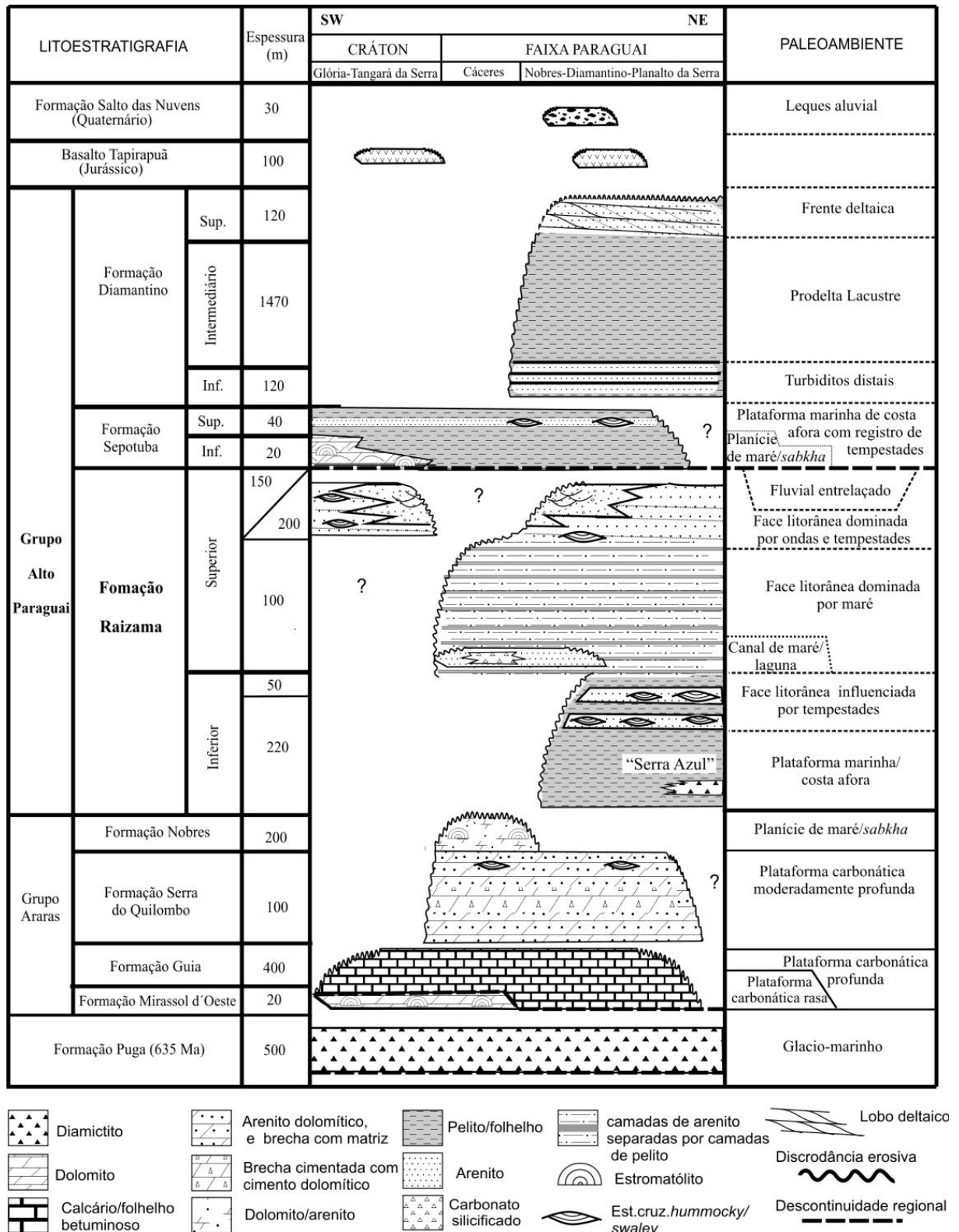


Figura 07 – Carta litoestratigráfica da bacia neoproterozóica-cambriana do sul do Cráton Amazônico/Faixa Paraguai Norte. A distribuição das unidades na carta representa esquematicamente a posição geográfica dos afloramentos estudados ao longo de uma seção que intercepta a Faixa Paraguai Norte de SW para NE.

Fonte: (Silva Júnior, 2011).

A **Formação Raizama** é dividida em dois membros por Silva Júnior (2011). O membro inferior restrito à porção leste da bacia é caracterizado por espessuras decamétricas de pelitos, estes localmente com seixos de arenito disseminados, ritmitos arenito fino/pelito e arenitos finos intercalados com pelitos. O seu ambiente deposicional é interpretado como plataforma marinha localmente influenciada por fluxo de detritos e face litorânea com influência de tempestades.

O membro superior é constituído por arenitos finos a grossos, conglomerados, arenitos finos a médios com cimento de dolomita espática, siltitos, pelitos com espessuras centimétricas e, subordinadamente silexites, depositados em face litorânea dominada por onda, tempestades e maré associada a uma planície costeira com canais fluviais entrelaçados.

A **Formação Sepotuba** também foi dividida por Silva Júnior (2011) em dois membros. O membro inferior desta formação ocorre apenas na porção oeste da bacia, sendo caracterizado por pelitos, arenitos finos, dolomitos finos e estromatólitos, geralmente silicificados, representando depósitos restritos de planície de maré carbonática. O membro superior consiste de folhelhos/pelitos e arenitos finos, caracterizando uma plataforma marinha siliciclástica.

A **Formação Diamantino** foi dividida em três membros interpretados como depósitos de turbiditos (membro inferior), prodelta lacustre (membro intermediário) e frente deltaica (membro superior). Os turbiditos apresentam uma distribuição extensa por dezenas de quilômetros de arenitos de granulação fina, siltitos e argilitos subordinados, chegando a aproximadamente 30 m de espessura. Os depósitos de prodelta são caracterizados por pelitos, siltitos e arenitos finos laminados, distribuídos por centenas de quilômetros nas regiões de Diamantino, Nobres e Planalto da Serra, com espessura de aproximadamente 1500 m.

Os depósitos de frente deltaica são formados por pelitos laminados, arenitos e ritmitos (base dos ciclos) e arenitos bem selecionados (topo dos ciclos). O ciclo tem característica de granocrescência e espessamento ascendente que alcançam de 40 a 60 m de espessura (Silva Júnior, 2011).

2.4 DOMÍNIOS TECTÔNICOS DA FAIXA PARAGUAI

A primeira proposta de estruturação tectônica da Faixa Paraguai foi feita por Evans (1894) ao ilustrar a inversão para SE de flancos de dobras simétricas na Província Serrana em direção à baixada cuiabana a leste.

Posteriormente Almeida (1964, 1965) dividiu a faixa em três zonas de SE para NW, conforme o grau de metamorfismo e deformação (Figura 08): (1) *Baixada do Alto Paraguai*, que apresenta camadas com mergulhos muito baixos; (2) *Província Serrana*, representada por

dobras simétricas e assimétricas, com planos axiais de alto ângulo e inclinação preferencial para E/SE, além de falhas inversas de alto ângulo; e (3) *Baixada Cuiabana*, com metamorfismo na fácies xisto verde, foliação plano-axial orientada na direção NE-SW e mergulhos para SE.

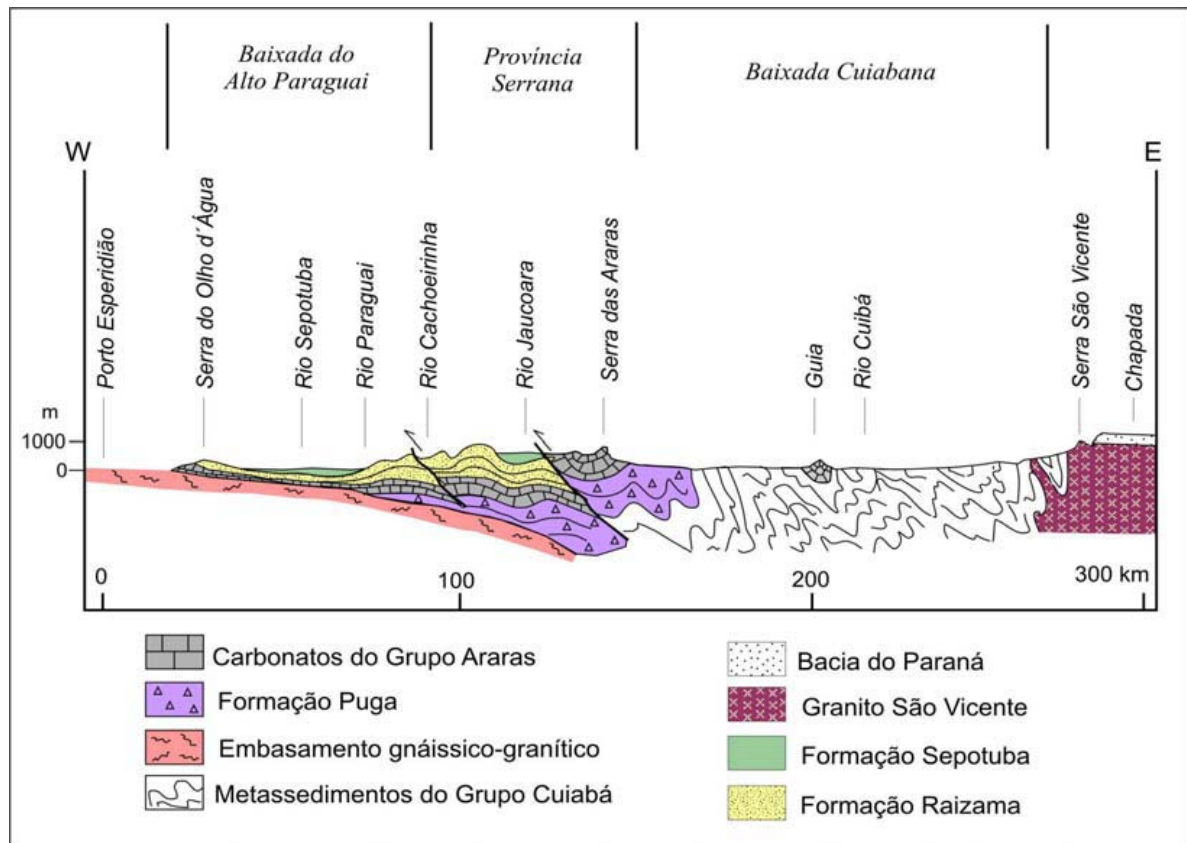


Figura 08 – Seção geológica-estrutural feita de oeste para leste ao longo da porção norte da Faixa Paraguai, com destaque para as principais unidades litoestratigráficas e a presença de falhas de cavalgamento em direção ao Cráton Amazonas, a oeste.

Fonte: (Almeida, 1964).

Com base nas características estruturais foi proposta uma nova subdivisão para a Faixa Paraguai em três zonas, denominadas por Almeida (1984) como: (i) Brasilides Metamórficas; (ii) Brasilides não Metamórficas e (iii) Coberturas Brasilianas. Estas foram renomeadas por Alvarenga & Trampette (1993) em: (1) Zona Estrutural Interna, metamórfica e com intrusões graníticas, (2) Zona Estrutural Externa, dobrada, com pouco ou sem metamorfismo e (3) Cobertura Sedimentar de Plataforma. Ruiz et al. (1999) utilizou os mesmos limites das zonas e as denominou respectivamente como, *Domínio Tectônico Interno*, *Domínio Tectônico Externo* e *Domínio Tectônico das Coberturas de Antepaís* (Figura 09).

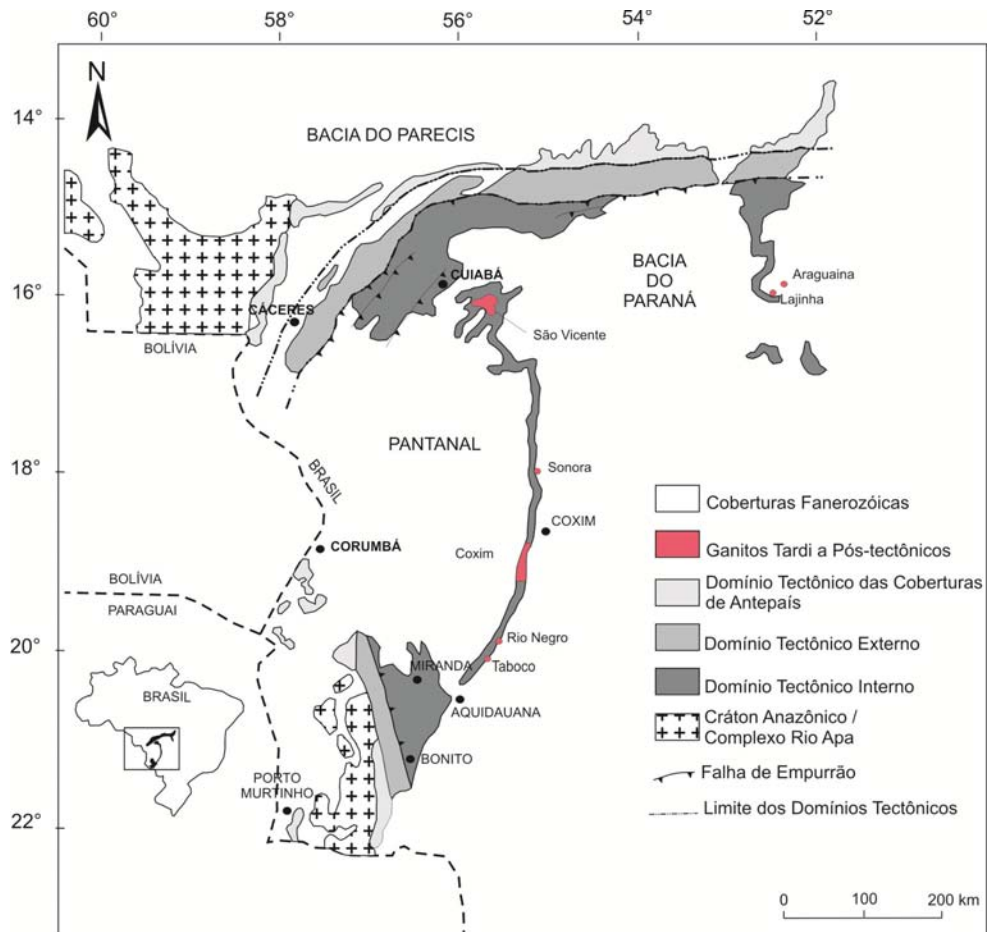


Figura 09 – Mapa de domínios tectônicos da Faixa Paraguai divide em: (1) Domínio Tectônico Interno, (2) Domínio Tectônico Externo e (3) Domínio Tectônico das Coberturas de Antepaís.

Fonte: (Modificado de Alvarenga et al. 2000).

O *Domínio Tectônico das Coberturas de Antepaís* é formado pelas formações Bauxi, Puga, Grupo Araras, Raizama e Diamantino que recobrem, com discordância angular, trechos do embasamento pré-brasiliano. Estas unidades sedimentares se distribuem em extensas áreas com camadas subhorizontais a levemente onduladas, afetadas por basculamentos provocados por falhas normais Ruiz et al. (1999).

O *Domínio Tectônico Externo* também é representado pelas formações Bauxi, Puga e os grupos Araras e Alto Paraguai, mas diferencia-se pelo grau de deformação e falhamentos longitudinais que afetaram as rochas durante a orogênese brasileira. Trata-se de um domínio com a presença cordões serranos por dezenas de quilômetros de extensão, que configuram um sistema linear de dobramentos, subparalelos à borda do antepaís e extensas falhas inversas ou de empurrão, com vergência dirigida para o antepaís (Ruiz et al., 1999).

As dobras em escala regional são inúmeras e sucessivas, com seus eixos paralelos à configuração arqueada da borda do cráton. Completa esse quadro deformacional o

desenvolvimento de sistemas de falhas transcorrentes, associadas às dobras regionais Ruiz et al. (1999).

O *Domínio Tectônico Interno* é formado pelas rochas dos Grupos Cuiabá e Nova Xavantina, pelas Vulcânicas de Mimoso e pelos corpos graníticos (batólitos e *stocks*) isotrópicos, tardi a pós-tectônicos (São Vicente, Lajinha e Araguaiana, Coxim, Rio Negro e Taboco), conforme Ruiz et al. (1999).

Recentemente Nogueira (2003) e Nogueira et al. (2003) subdividiram a Faixa Paraguai em dois segmentos, (1) Zona de cavalgamentos e dobramentos e (2) Sub-bacias antefossa (*foredeep*) de Paranatinga e Barra do Bugres, inseridas num contexto de uma bacia antepaís (*foreland*), conforme observado na (Figura 10).

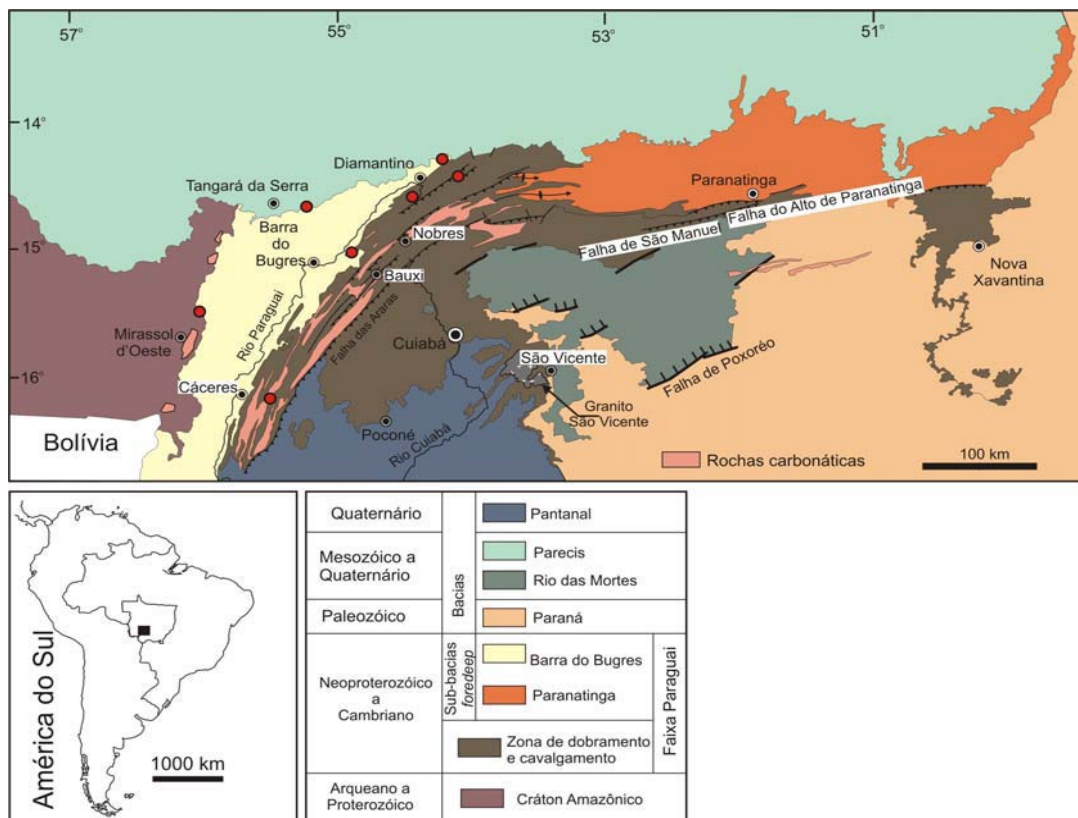


Figura 10 – Estruturação tectônica e litológica da Faixa Paraguai Norte, com a subdivisão em dois segmentos: 1) Zona de dobramentos e cavalgamentos e 2) As sub-bacias antefossa (*foredeep*) a NW da zona dobrada e falhada.

Fonte: Modificado de Nogueira (2003).

2.5 MODELOS GEOTECTÔNICOS SUGERIDOS PARA A FAIXA PARAGUAI

O contexto geodinâmico e tipo de bacia que acomodou os sedimentos da faixa ainda é alvo de discussão. Uma das hipóteses é considerá-la como um mega-gráben deformado

durante a separação dos continentes Laurentia e Gondwana (Dalziel 1992), enquanto a outra se refere a uma bacia do tipo antepaís (*foreland*) (Trompette 1994).

Almeida (1984) sugere que as características litológicas, estruturais e metamórficas do Grupo Cuiabá são compatíveis com bacia do tipo miogeossinclinal, com possíveis condições eugeossinclinais na área encoberta sob a Bacia do Paraná.

Alvarenga (1990) e Alvarenga & Trompette (1993) descartaram o modelo de geossinclinal ao demonstrarem dobras com vergência em sentido oposto ao Cráton. Este fato já havia sido apontado por Luz et al.(1980) que acreditam que as rochas dos grupos Cuiabá e Nova Xavantina apresentam uma evolução estrutural do tipo polifásica, evidenciada pelo registro de três fases de deformação ou quatro fases conforme Alvarenga (1990).

A fase D1, a mais importante no rearranjo tectônico, é responsável pelo desenho das principais dobras regionais, que são inversas ou recumbentes e associam-se às zonas de cavalgamento de baixo a médio mergulho, descrevendo expressivos transportes crustais para sudeste ou sul, em direção oposta ao Craton Amazônico.

A foliação S1 é penetrativa, com direções que variam conforme o traçado curvilíneo do cinturão, de N para NEE. Falhas direcionais do tipo transcorrentes e veios de quartzo auríferos, ambos ortogonais ao *trend* da Faixa Paraguai, são correlacionados à fase D1. A fase D2, menos intensa, provoca redobramentos assimétricos e clivagens de crenulação plano-axial (S2), com sentidos de mergulhos variando de leste até sul. A fase D3 caracteriza-se pela formação de dobras abertas e sanfonadas, com traço axial perpendicular ao *trend* do cinturão. A fase D4 é transversal (NW-SE) e caracterizada por amplos dobramentos regionais.

Segundo Alvarenga & Saes (1992) e Alvarenga & Trompette (1992 e 1993) a acumulação sedimentar nesta região se deu em margem passiva, desenvolvida na borda de um aulacógeno ou de um rifte intracontinental. A deformação seria resultante de um evento colisional, com o desenvolvimento de um ciclo completo de Wilson, ou como o fechamento de um aulacógeno ou rifte intracontinental.

A bacia teria reduzida oceanização devido a ausência de indícios de crosta oceânica ou arco magmático que poderia relacioná-la à subducção de litosfera oceânica. No entanto, Pimentel & Fuck (1992) e Pimentel et al.(1997) defendem que a zona de subducção nesta região foi formada pela colisão de duas massas continentais representadas pelo Cráton do Amazonas e o Maciço Central de Goiás.

Alvarenga & Trompette (1993) defendem ainda que a Faixa Paraguai foi dobrada no Brasiliano, e que os metassedimentos dobrados e metamorfizados passam lateralmente às coberturas sedimentares em parte contemporâneas e deformadas, não metamórficas, situadas em direção ao cráton, a oeste.

De acordo com Lacerda Filho et al. (2001) a Faixa Paraguai é dividida em dois domínios principais, o primeiro corresponde a uma Margem Passiva, apresentando rochas remanescentes de crosta oceânica e o outro domínio correspondente a uma sequência típica de *Bacia de Antepaís*.

O domínio de *Margem Passiva* é representado por uma sequência de rochas sedimentares, na qual, a base apresenta sedimentos químicos e camadas de filitos carbonosos, indicando ambiente redutor profundo, sugerindo uma posição de talude e distal da margem da plataforma, sendo este domínio correspondente ao Grupo Cuiabá.

O domínio de *Bacia de Antepaís* é representado por uma sequência siliciclástica na base, que encobre a plataforma carbonática. As rochas desta sequência foram associadas ao Grupo Alto Paraguai e são constituídas predominantemente por arenitos com estratificação cruzada e arcósios finos a grossos (Formação Raizama) e por folhelhos vermelhos, siltitos e arcósios, correspondentes a Formação Diamantino.

Nogueira (2003) e Nogueira et al. (2003) também defendem a presença de sub-bacias antefossa (*foredeep*), inseridas num contexto de uma bacia antepaís (*foreland*) para explicar o tipo de bacia responsável por acomodar os sedimentos da Faixa Paraguai (Figura 10).

Bandeira et al. (2011) admitem que o processo de soerguimento da Faixa Paraguai se deu antes da deposição completa da sucessão siliciclástica (Grupo Alto Paraguai), também dentro de um contexto de bacia *foreland* e sub-bacias *foredeep*. Estes autores acreditam que a própria faixa soerguida foi uma das áreas fontes para a deposição da Formação Diamantino, dentro das sub-bacias antefossa (*foredeep*) de Paranatinga e Barra do Bugres. A geocronologia de grãos detríticos de zircão (método do U/Pb por *laser ablation*) que forneceram idades de 600 a 500 Ma, têm reforçado a hipótese de que a faixa serviu como uma das áreas-fonte, o que leva esses autores a considerarem o retrabalhamento do próprio orógeno Paraguai.

Segundo Bandeira et al. (2011) as rochas da Formação Sepotuba (Grupo Alto Paraguai) representam a última transgressão marinha dentro da Bacia Paraguai. A conexão desta bacia com o mar (Oceano Clymene) foi interrompida pelo processo orogenético da Faixa Paraguai, que gerou um lago ou mar restrito (bacia antefossa) responsável por acomodar os sedimentos predominantemente pelíticos da Formação Diamantino (Figura 11).

De acordo com Almeida (1984) o último evento da Tectônica Brasileira/Pan-Africana seria de idade eocambriana a ordoviciana (540-490 Ma) e teria ocorrido durante a Orogênese Paraguai (Basei & Brito Neves, 1992) ou Pampeana-Araguaia (Trindade et al., 2006), relacionado ao fechamento do Oceano Clymene (Tohver et al. 2010).

Posteriormente eventos distensivos resultaram na intrusão local de corpos graníticos com idade de cerca de 483 ± 8 Ma, fornecida pela datação radiométrica do Granito São Vicente (Almeida & Mantovani 1975) pelo método Rb-Sr em rocha total e, mais recentemente, McGee et al. (2011), pelo método U-Pb em zircão, admitiu a idade de 518 ± 4 Ma como a idade de colocação e cristalização deste corpo ígneo. Essas datações são consideradas como idade mínima de deposição das rochas sedimentares neoproterozóicas que afloram no sudoeste do Cráton Amazônico e Faixa Paraguai.

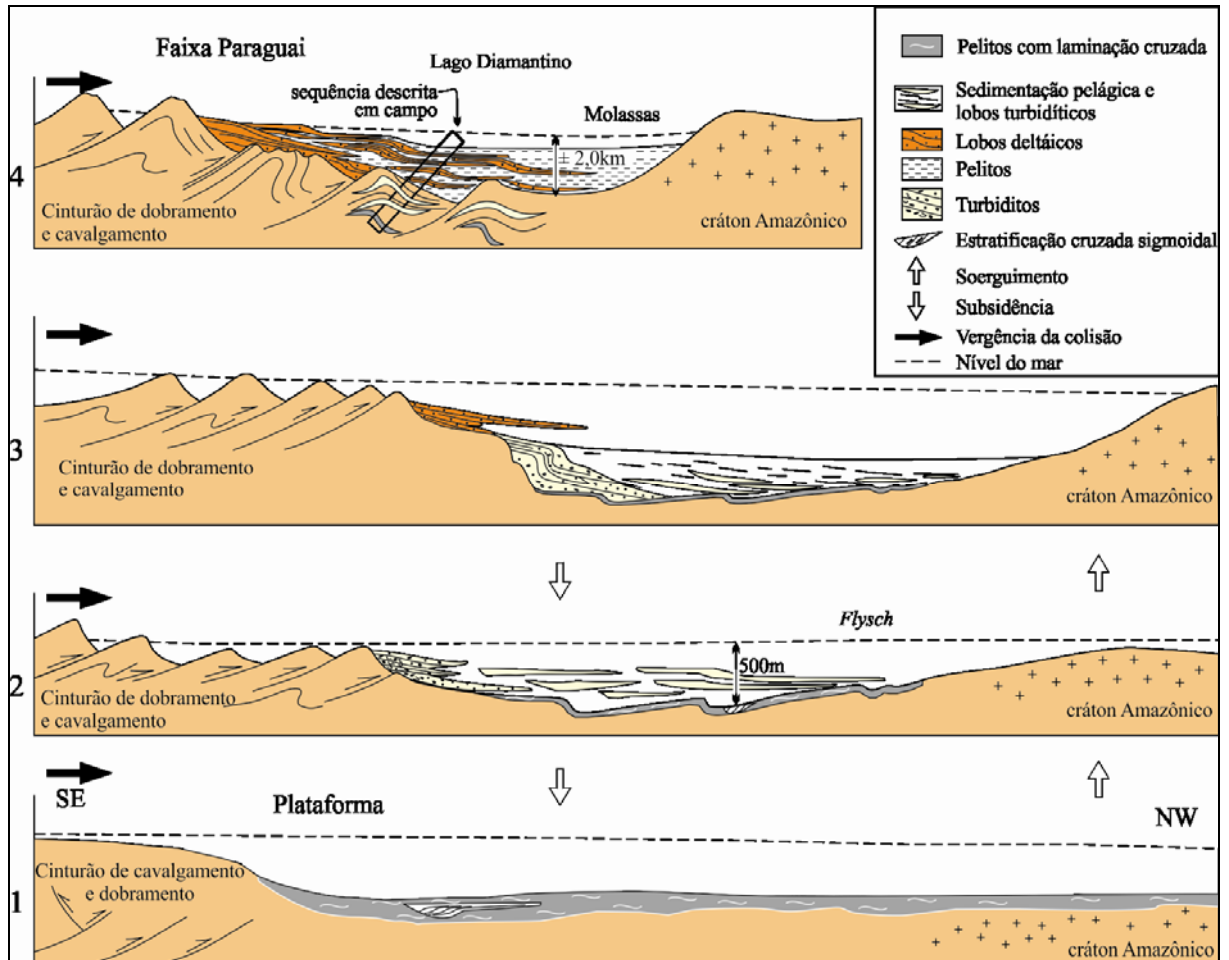


Figura 11 – Evolução tectono-sedimentar durante o Ediacarano Superior – Cambriano Inferior da bacia *foreland* Paraguai. **1)** Margem continental passiva estável durante os estágios iniciais da convergência entre o bloco Paraná (?) e o cráton Amazônico, com deposição da Formação Sepotuba. **2)** Deslocamento contínuo do bloco Paraná (ou Paranapanema) para NW, o que resultou em subsidência e deposição de sedimentos marinhos comumente chamados de *flysch* e turbiditos das fácies inferiores da Formação Diamantino. **3)** Convergência contínua entre os blocos, o que provocou o confinamento do Oceano Clymene, criando um grande lago tectônico ou mar restrito que representa os primeiros estágios de sedimentação continental na região. **4)** Preenchimento da bacia pela progradação de lóbulos deltáicos.

Fonte: (Bandeira et al., 2011).

3 LITOESTRATIGRAFIA DA ÁREA DE ESTUDO

O mapeamento litoestratigráfico e estrutural compreendeu desde as rochas metassedimentares do Grupo Cuiabá (embasamento da bacia) até as sequências sedimentares neoproterozóicas-cambrianas da Bacia Paraguai, representadas pelos diamictos e pelitos da Formação Puga, rochas carbonáticas do Grupo Araras e as unidades siliciclásticas do Grupo Alto Paraguai (ANEXO A).

3.1 GRUPO CUIABÁ

As rochas metassedimentares desse grupo foram descritas principalmente em uma seção geológica feita ao longo da MT-010, partindo de Nobres até a localidade de Nossa Senhora da Guia, com um percurso de aproximadamente 75 km (Figura 02B).

Dentre os litotipos observados destacam-se rochas conglomeráticas e pelíticas, metamorfizadas na fácies xisto verde (Figura 12A e B). Essas rochas apresentam trama dúctil foliada, orientada na direção NE-SW, acompanhando o *trend* das rochas sedimentares da Faixa Paraguai. A foliação é do tipo contínua fina a média, com mergulhos altos (~75°) para SE (principal) e NW, configurando um padrão anastomótico (Figura 12C). Nota-se a presença constante de veios de quartzo, ora truncando a foliação ora concordante (Figura 12D).

Os afloramentos das rochas metamórficas começam a ser observados a partir da cidade de Rosário d'Oeste, e se estendem para SE em direção à cidade de Nossa Senhora da Guia (ANEXO A).

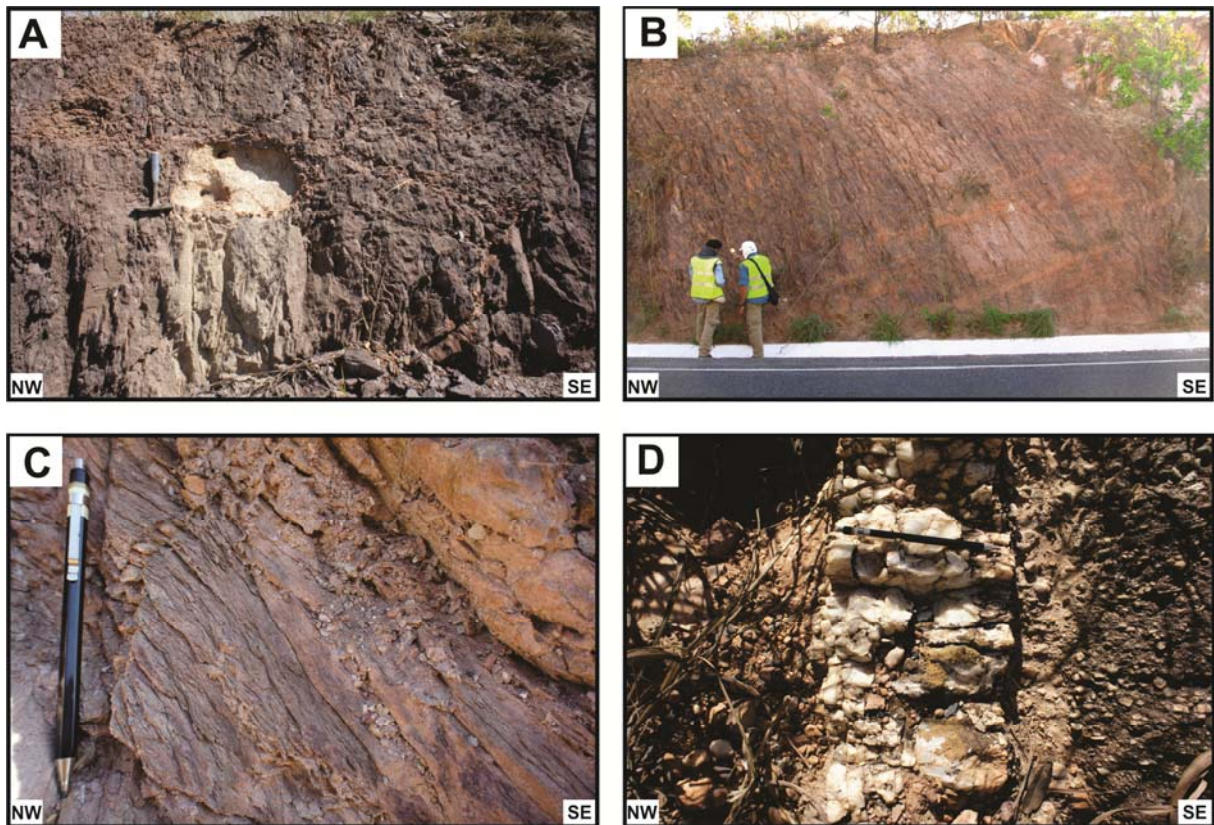


Figura 12 – (A) Metaconglomerado (diamictito) com fragmento de xisto dentro de matriz pelítica. (B) Rocha metapelítica com foliação de alto ângulo. (C) Detalhe da foliação contínua fina a média contínua, com ângulo alto de mergulho ($\sim 75^\circ$ para SE). (D) Veio de quartzo discordante à trama foliada em rocha metaconglomerática.

3.2 FORMAÇÃO PUGA

A Formação Puga é caracterizada na área de trabalho por diamictitos maciços, com diversos tipos de clastos arredondados e facetados, assim como fragmentos de rochas (seixos, matacões, xistos e filitos) dispersos em uma matriz siltica (Figura 13).

Essa unidade ocorre em faixas estreitas na porção sudeste da área de estudo e se estende na direção NE, onde é possível observá-la em contato ora com a Formação Guia ora com a Formação Serra do Quilombo (ANEXO A). Embora não existam dados geocronológicos essa unidade está relacionada à glaciação ocorrida no Criogeniano que ocorreu a aproximadamente 635 Ma (Nogueira, 2003; Trindade et al., 2003; Alvarenga et al., 2004; Font et al., 2006; Elie et al., 2007). Os diamictitos glaciais sobrepõem às sequências metamórficas do Grupo Cuiabá, sendo que o contato entre estas unidades não foi observado em campo.

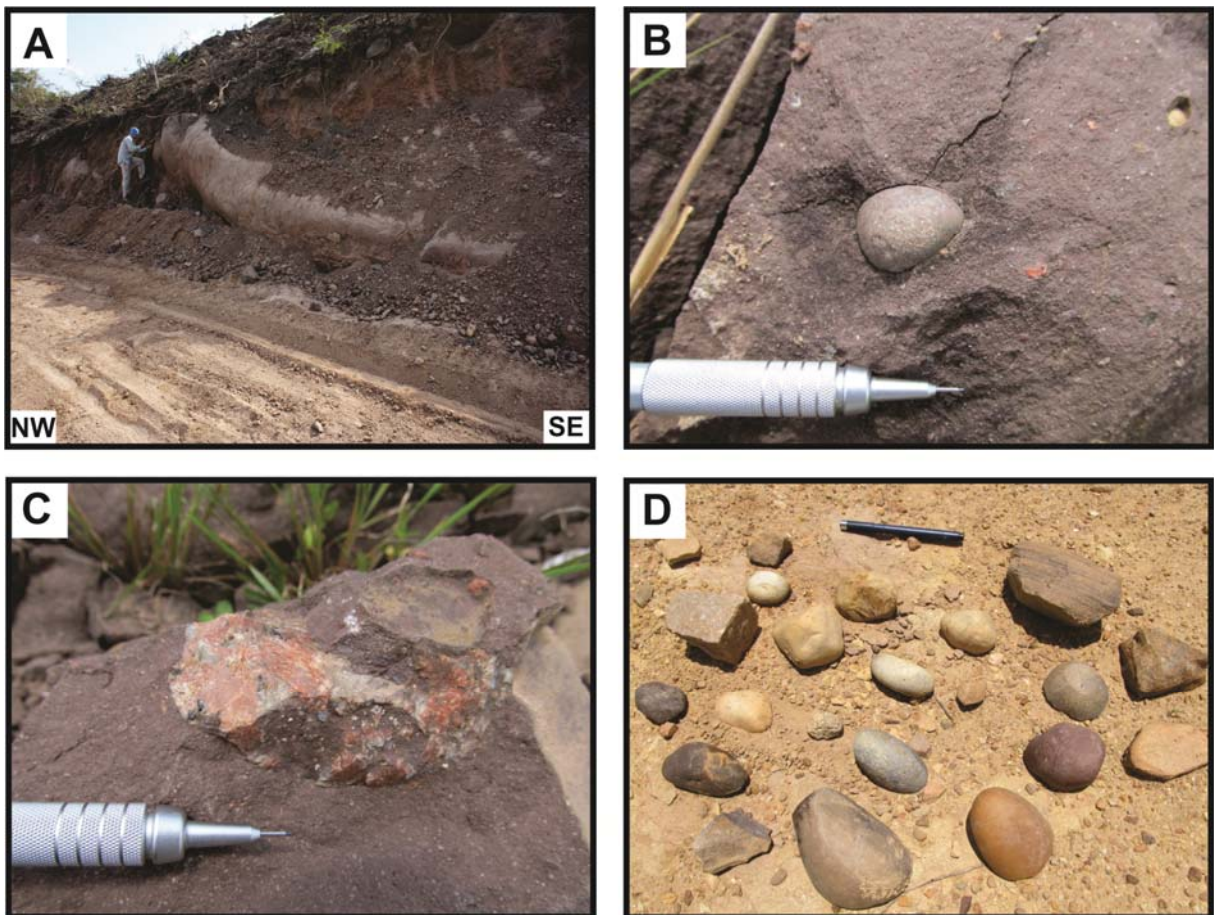


Figura 13 – (A) Bloco de diamictito maciço da Formação Puga orientado na direção NE-SW. (B) Clasto arredondado envolto por matriz síltica. (C) Fragmento de rocha granítica na matriz síltica. (D) Diversidade de clastos encontrados, que estão associados ao diamictito, notar que alguns são facetados.

No campo foi identificada uma sequência pelítica, que pela análise estratigráfica e sedimentológico se posiciona abaixo dos diamictitos. Essas pelitos foram estudados em uma mina da empresa Votorantim, aproximadamente 2 km a sudeste de Nobres.

Tratam-se de siltitos laminados, de coloração esverdeada a avermelhada, formando espessos pacotes contínuos, que apresentam como característica camadas deformadas, com a presença de dobras geradas pela posição do acamamento (Figura 14).

A ausência de estruturas produzidas por onda ou maré, sugere que esses pelitos se depositaram em um ambiente marinho profundo, abaixo das ondas de bom tempo. Nesse trabalho essa sequência foi considerada como uma fácies pelítica da Formação Puga.

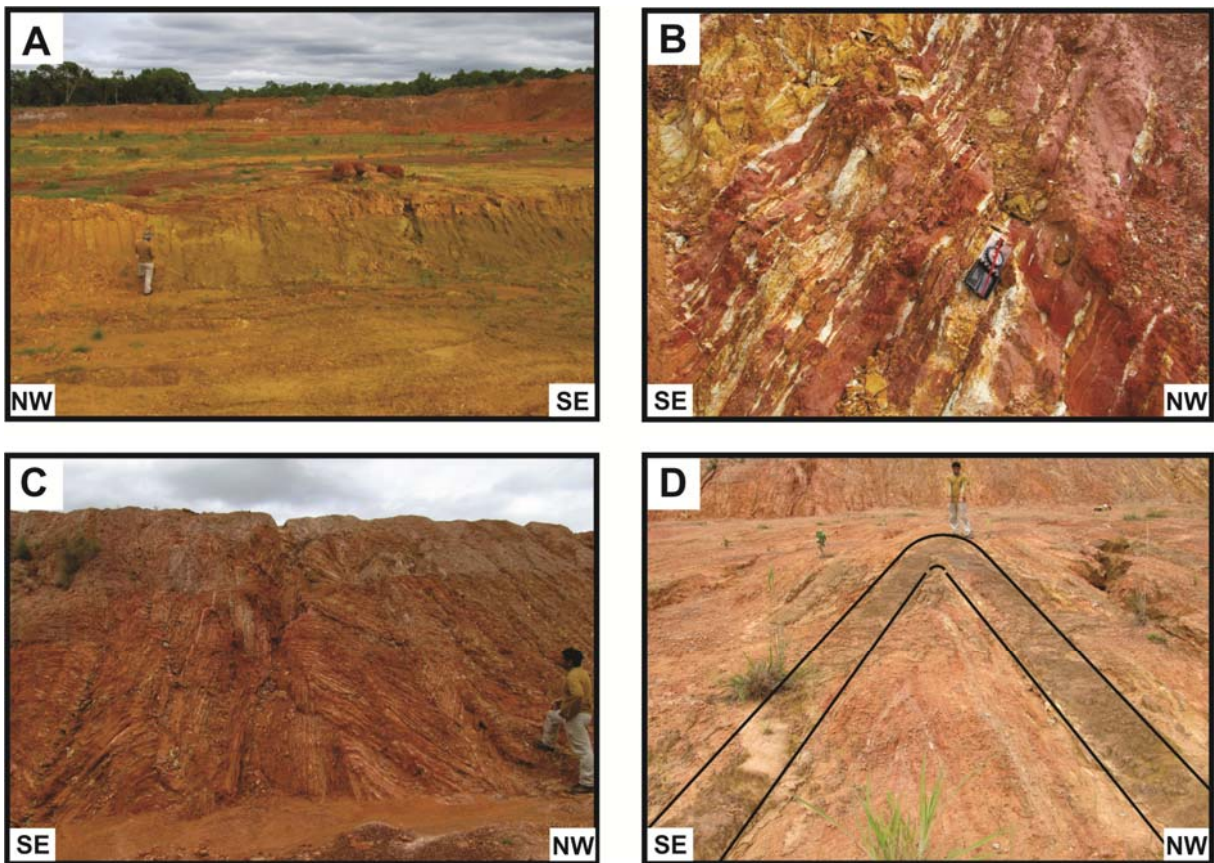


Figura 14 – (A) Visão geral da cava da mina da Votorantim, localizada 2 km a SE de Nobres, com siltitos de coloração esverdeada e avermelhada ao fundo. (B) Detalhe dos siltitos laminados com coloração avermelhada. (C) Siltitos deformados, com dobras “forçadas” em padrão *chevron*, com eixos caindo para NE e SW na parede da mina. (D) Dobra isoclinal desenhada pela posição do acamamento observada no chão da mina, com eixo subvertical.

3.3 GRUPO ARARAS

O Grupo Araras é uma sucessão predominantemente carbonática com espessura estimada em aproximadamente 600 m (Nogueira & Riccomini, 2006). De acordo como os referidos autores é subdividida em quatro formações (Mirassol d’Oeste, Guia, Serra do Quilombo e Nobres). Na área de estudo só foram identificadas duas dessas formações: 1) Formação Guia e 2) Formação Serra do Quilombo (ANEXO A).

3.3.1 Formação Guia

As rochas da Formação Guia afloram na área de trabalho em uma faixa com direção NE-SW, nas proximidades da cidade de Nobres. Suas melhores exposições foram descritas em duas minas da empresa Copacel, ambas nas margens da BR-163, além de afloramentos em cortes de vicinais e dentro de propriedades rurais (ANEXO A).

A parte mais basal desta formação é observada em uma das minas, onde nota-se a ocorrência de blocos de diamictito da Formação Puga nas proximidades. Nessa mina, a Formação Guia é caracterizada por calcários finos, de cor cinza a preto, dispostos em camadas com 10 a 20 cm de espessura, planas a levemente onduladas e lateralmente contínuas. Foram observadas ainda marcas onduladas no plano do acamamento e estilólitos (Figura 15).

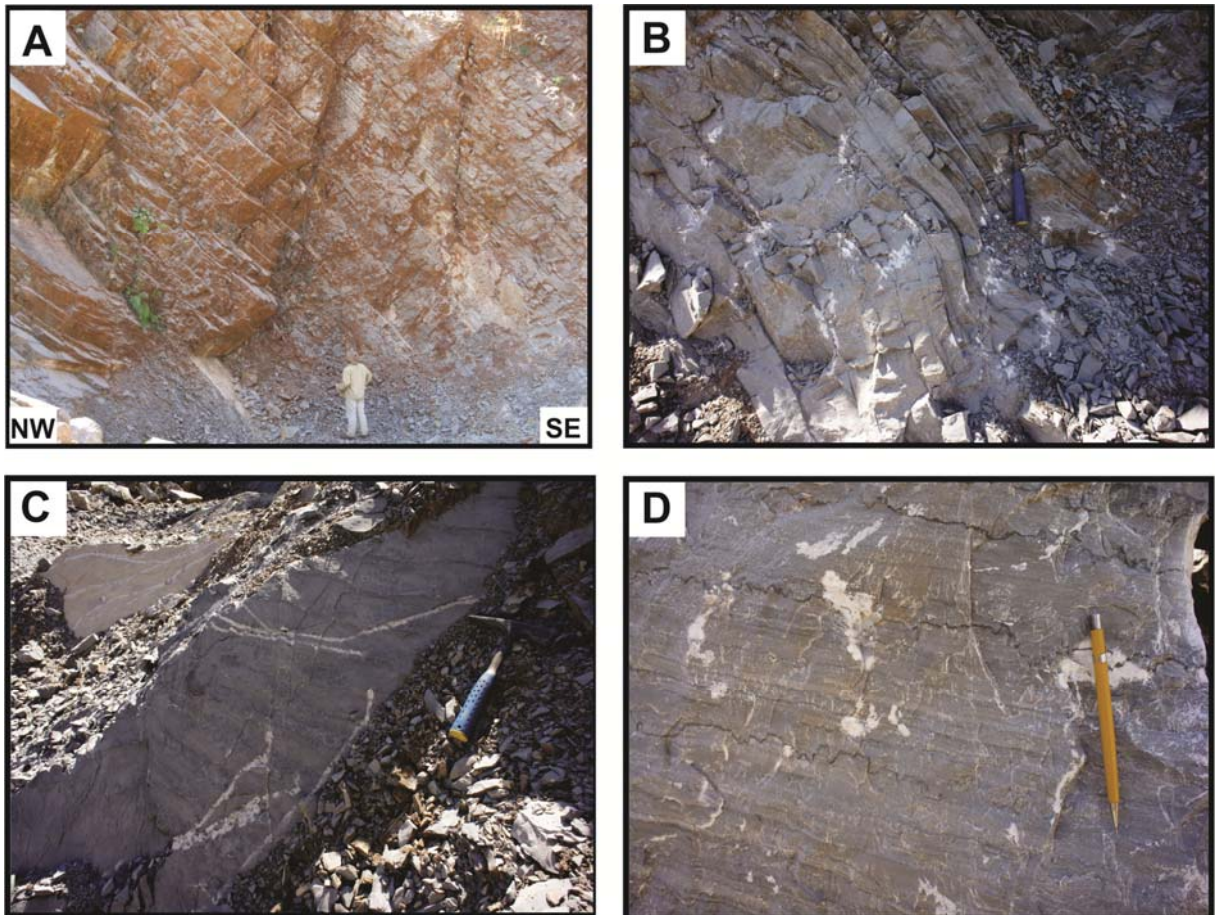


Figura 15 – (A) Bancada da mina, mostrando as camadas planas de calcários finos. (B) detalhe do acamamento ondulado. (C) Marcas onduladas do plano do acamamento. (D) Estilólitos ao longo dos planos das camadas de calcário.

Na outra mina, que se localiza a aproximadamente 50 m, do lado oposto da BR-163, predominam calcários finos (calcíferos) e folhelhos betuminosos, de cor cinza a preto, com destaque para as partições de lâminas de folhelho que se dispõe em camadas planas e contínuas lateralmente por centenas de metros.

Intercalados a esses calcários e folhelhos ocorrem níveis de brechas com matriz, com espessura variando de 1 m até 10 m, (Figura 16).

As estruturas sedimentares produzidas por onda, como as marcas onduladas observadas na primeira mina caracterizam uma fácies de ambiente marinho relativamente raso, influenciado por onda. Enquanto que a ausência destas estruturas na segunda mina,

somado as camadas de calcário e folhelhos (partição), planas e contínuas por centenas de metros, sugerem deposição em uma plataforma marinha relativamente profunda, de baixa energia e abaixo das ondas de tempestade (Stow, 1986; Coniglio & James 1990). De acordo com Kennedy (1996), os níveis brechados podem estar associados com o intumescimento do assoalho marinho causado pela concomitante cimentação e cristalização expansiva sinsedimentar ou serem resultado de escorregamentos (*slumping*) na plataforma.

A deposição dessa sequência carbonática com folhelho está relacionada à subida de nível do mar pós-glaciação Puga que gerou espaço de acomodação suficiente para depositar esses sedimentos.

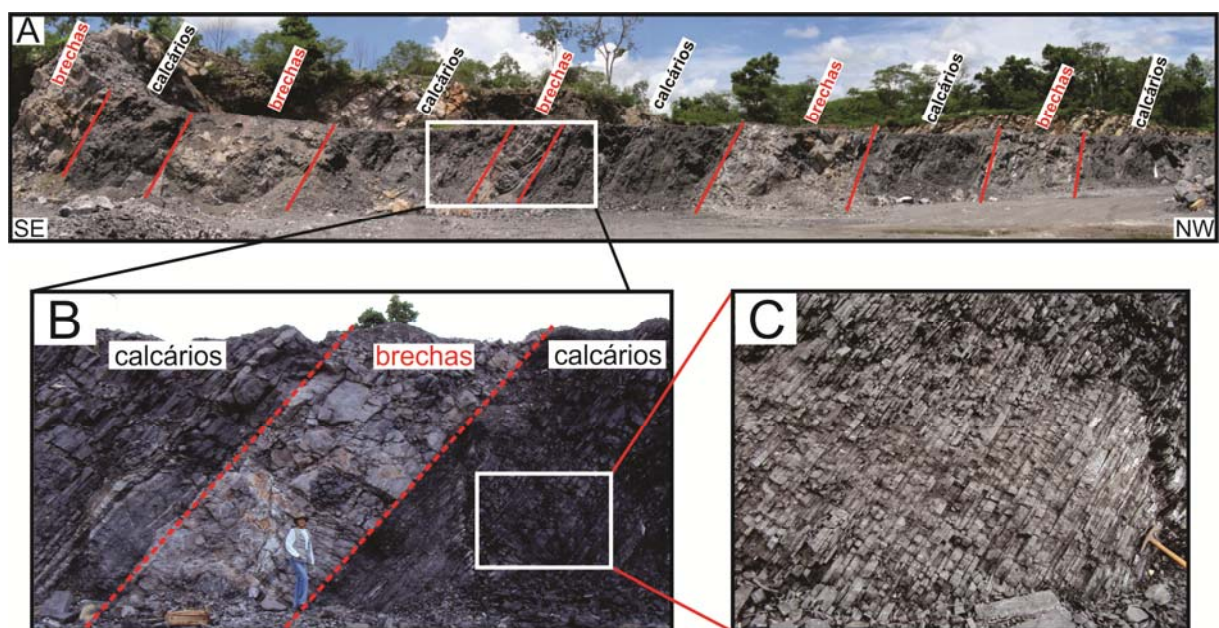


Figura 16 – (A) Seção panorâmica em bancada da mina Copacel, região de Nobres, com destaque para os pacotes de calcários e folhelhos (níveis escuros) intercalados aos pacotes de brecha com matriz (níveis claros). (B) Detalhe do contato brusco entre os calcários e as brechas. (C) Calcários laminados e folhelhos com matéria orgânica, mostrando a partição de folhelho entre as camadas. As camadas apresentam mergulho em torno de 60° para SE.

3.3.2 Formação Serra do Quilombo

Esta formação, assim como a Formação Guia, aflora em uma faixa NE-SW na região de Nobres e também foi mapeada em uma área a sudoeste de Alto Paraguai (ANEXO A). Tem excelentes exposições na área de estudo, ocorrendo principalmente nas escarpas das serras, onde se instalaram grande parte das minas nessa região.

A porção mais basal dessa unidade é constituída por dolomito fino laminado, com a disposição das camadas exibindo um padrão relativamente monótono, onde não são observadas estruturas geradas por influência de onda ou maré (Figura 17).



Figura 17 – Bancada de uma mina desativada na região de Nobres, onde ocorrem dolomitos finos laminados da porção basal da Formação Serra do Quilombo.

Essa unidade apresenta como característica particular a presença de brechas cimentadas por dolomita, nos seus diferentes níveis. Na parte inferior, essas brechas são do tipo intraformacional (clastos de dolomito fino) formando pacotes descontínuos com espessuras variáveis. O arcabouço é aberto e cimentado por dolomita espática, com clastos que variam desde grânulo até 40 cm de eixo maior (Figura 18). Apesar dos clastos angulosos predominarem no arcabouço, ocorrem raros fragmentos arredondados e corroídos, geralmente com microfraturas preenchidas por dolomita.

A ocorrência dessas brechas não se dá de maneira contínua em todos os afloramentos estudados. No entanto, os intervalos brechados que truncam camadas de até 25 m de dolomito fino laminado, formam condutos ou corredores preenchidos por brechas, orientados na direção de estruturação regional NE-SW. É provável que essas brechas com cimento

dolomítico tenham origem tectônica e estejam ligadas ao evento de deformação que afetou a região.

A ausência de estruturas produzidas por influência de onda e maré, somado as espessas e contínuas camadas de dolomito fino lamidado, representam deposição sob condições de baixa energia, em plataforma carbonática profunda, abaixo da base de ondas de tempestade (Nogueira & Riccomini, 2006).

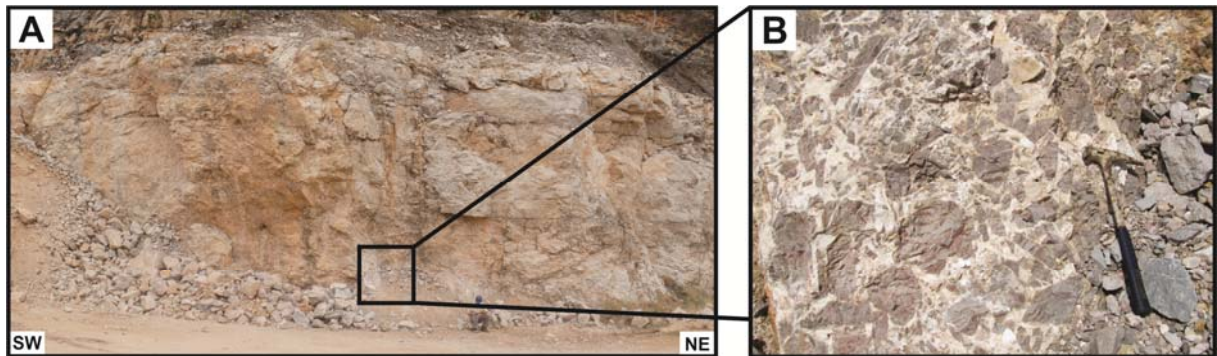


Figura 18 – (A) Bancada na base da mina Ecoplan, a aproximadamente 1,5km a sul de Nobres, com brechas dolomíticas ao longo de sua seção. (B) Detalhe de brecha cimentada por dolomita, com clastos dolomíticos dispostos de maneira caótica.

A porção superior desta unidade é formada por camadas planas, com espessuras métricas de dolomito grosso e ocorrência de grãos terrígenos. Nas minas foi possível observar estratificação cruzada *hummocky*, megamarcas onduladas simétricas e assimétricas com comprimento da ordem de 3 m e amplitude de 1 m associadas com estratificação plano-paralela, formando sucessões com mais de 15 m de espessura ao longo das bancadas (Figura 19).



Figura 19 – Acamamento ondulado, com mais de 3 m de comprimento e amplitude de aproximadamente 1 m, observado na mina P2 da Ecoplan, 2 km a sul de Nobres.

A ocorrência dos espessos pacotes de brecha com cimento dolomítico diminui para o topo, dando lugar a camadas levemente fraturadas, preenchidas por vênulas de dolomita, que se distribuem entre as camadas de dolomito grosso (Figura 20A). Nesse caso, os clastos de dolomito se ajustam quase que perfeitamente (*fitting*) sendo possível reconstituir a camada fraturada.

É comum nas porções próximas ao contato superior com a Formação Raizama a presença de sílex formando nódulos ou níveis descontínuos, com espessura decimétrica a métrica (Figura 20B).

As camadas planas com estratificação cruzada *hummocky* associada, sugerem a influência de tempestades em face litorânea superior, compatível com plataforma carbonática rasa, onde o fundo marinho foi retrabalhado por ondas (Nogueira & Riccomini, 2006).

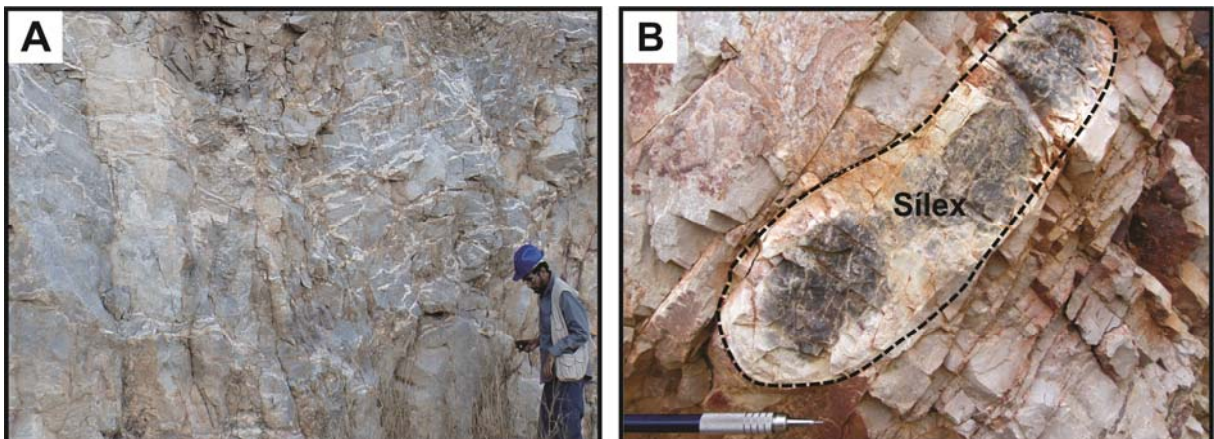


Figura 20 – (A) Aspecto textural da brecha da porção superior, disposta em vênulas preenchidas por dolomita, com ajuste perfeito (*fitting*) das camadas fraturadas (B) Nódulo de sílex observado principalmente próximo ao topo da Formação Serra do Quilombo.

3.4 GRUPO ALTO PARAGUAI

O Grupo Alto Paraguai exposto nessa porção central da Faixa Paraguai Norte representa uma deposição neoproterozóica-cambriana predominantemente siliciclástica, que substituiu a deposição carbonática-siliciclástica do Grupo Araras (Silva Júnior, 2006). As rochas desse grupo estão representadas na área de trabalho, da base para o topo, pelas formações Raizama, Sepotuba e Diamantino (ANEXO A).

3.4.1 Formação Raizama

As rochas da Formação Raizama tem expressiva ocorrência na área e afloram principalmente, desde a base até o topo das serras, as quais estão orientadas na direção preferencial NE-SW, onde formam feições positivas de relevo que se destacam nas imagens de sensores (Figura 21).



Figura 21 – Vista panorâmica da porção NW da Serra do Tombador (região de Nobres), orientada na direção NE-SW, constituída por arenitos e pelitos da Formação Raizama.

Esta formação foi dividida em dois membros, conforme a proposta de Silva Júnior (2011), descritos principalmente ao longo de um perfil feito na cachoeira do tombador,.

O **Membro Inferior** é constituído por sucessões de pelitos laminados, ritmitos siltito/arenito fino, de coloração cinza e tonalidades avermelhadas que em direção ao topo se intercalam com camadas de arenito fino a médio. São observadas estruturas como laminação plano-paralela e/ou ondulada nos pelitos, estratificação cruzada *hummocky e swaley* nas camadas de arenito fino a médio (Figura 22). Em direção ao topo as camadas de arenito se tornam mais espessas e apresentam tendência granocrescente ascendente.

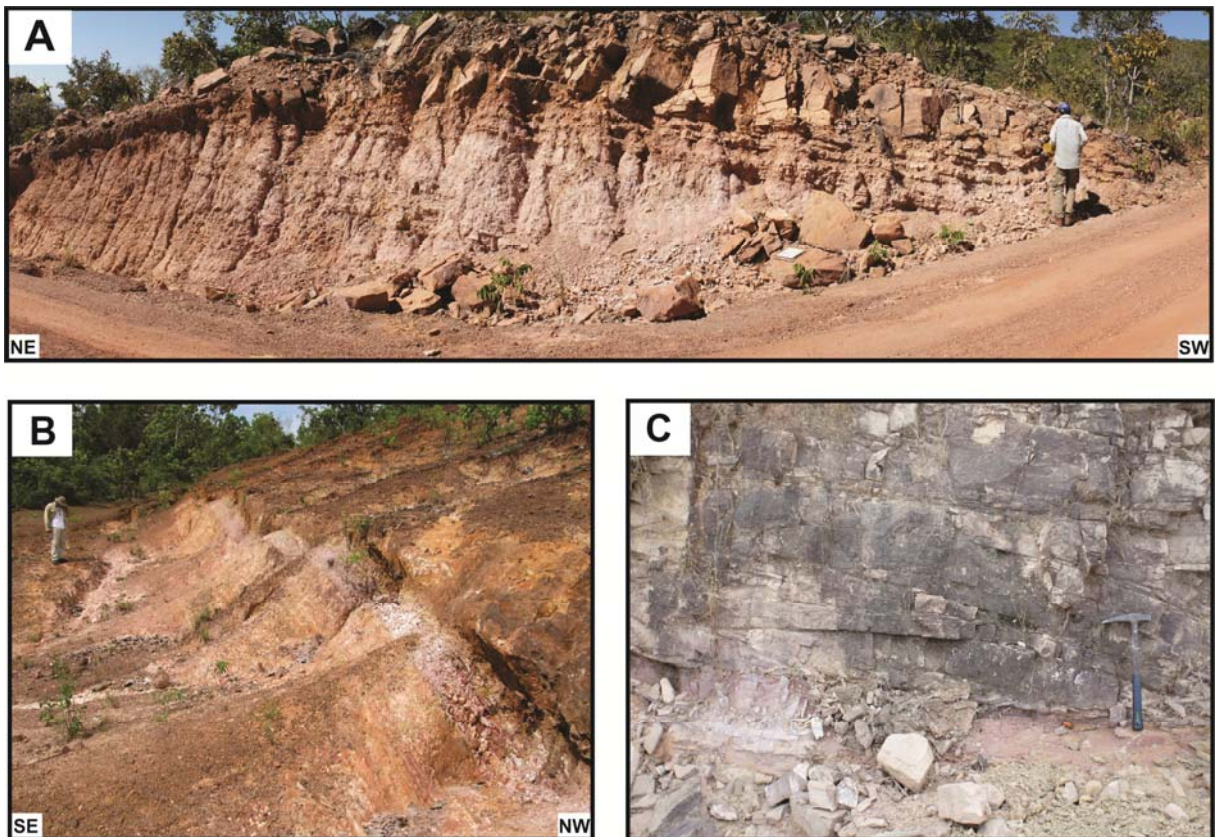


Figura 22 – Fácies do membro inferior da Formação Raizama. (A) Ritmito siltito/arenito, com granocrescência e espessamento ascendente das camadas de arenito em direção ao topo. (B) Sucessão predominantemente pelítica, de coloração cinza avermelhada, com laminação plano-paralela. (C) Arenito com estratificação cruzada *hummocky*.

Os pelitos laminados (Membro Inferior) indicam uma deposição em baixa energia, a partir de suspensão em ambiente relativamente calmo e profundo (*offshore*). As intercalações de arenito podem indicar influxo de areia induzido por fluxos oscilatórios causados por tempestades, conforme indicado pela estratificação cruzada *hummocky e swaley* e, determinam um ambiente de face litorâneo influenciado por tempestade. A deposição de pelitos laminados entre as camadas de arenito ocorrem durante as condições de bom tempo.

O **Membro Superior** sobrepõe o Membro Inferior de forma gradual, sendo marcado na área de trabalho por arenitos médios a grossos e, subordinadamente, por conglomerados constituídos principalmente por grânulos. As camadas de arenito são contínuas lateralmente e formam pacotes tabulares com espessuras que variam de 50cm até 5m, normalmente separadas por lâminas de pelito.

As principais estruturas observadas são: estratificação cruzada de baixo ângulo, estratificação cruzada acanalada, estratificação cruzada tabular separadas por *mud drapes*, estratificação plano-paralela, estratificação cruzada *hummocky* e marcas onduladas simétricas e assimétricas com padrão de interferência (Figura 23).

Os arenitos grossos a conglomeráticos formam camadas tabulares contínuas, com estratificação cruzada acanalada de pequeno a médio porte, estratificação cruzada *hummocky*, estratificação plano-paralela e estratificação cruzada separada por *mud drapes (tidal bundles)*.

Essas estruturas estão associadas a depósitos de fácies litorânea dominada por onda, maré e tempestades. Enquanto que os arenitos com estratificação cruzada de baixo ângulo e marcas onduladas, produzidas por fluxo oscilatório e combinado, estão relacionados a depósitos de praia, em fácies litorânea dominada por onda.

Já as espessas camadas de arenito médio a grosso, contínuas lateralmente por dezenas de quilômetros, com estratificação cruzada acanalada dentro das camadas tabulares, sugerem uma extensa planície fluvial entrelaçada.

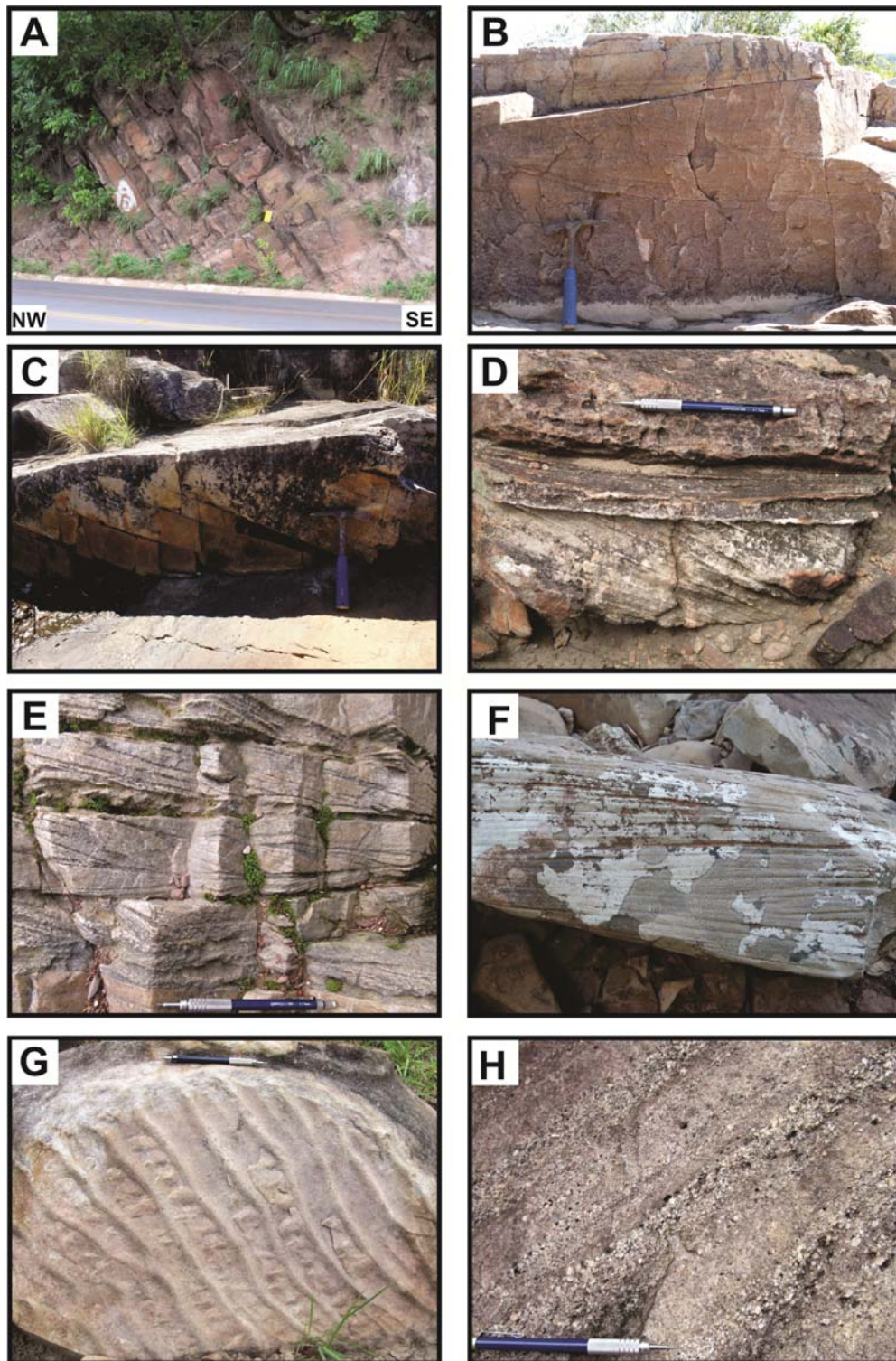


Figura 23 – Fácies do Membro Superior da Formação Raizama. (A) Camadas tabulares e contínuas de arenito que formam pacotes de até 5 m de espessura, separadas por lâminas de pelito. (B) Arenito com estratificação cruzada acanalada. (C) Arenito com estratificação cruzada tabular. (D) Arenito com estratificação plano paralela. (E) Arenito com estratificação cruzada separada por *mud drapes* (*tidal bundles*). (F) Arenito com estratificação cruzada de baixo ângulo. (G) Marcas onduladas de interferência, produzidas por fluxo oscilatório e combinado. (H) Arenito grosso, com níveis segregados de areia muito grossa.

3.4.2 Formação Sepotuba

As rochas da Formação Sepotuba não afloram de forma expressiva na área estudada, mas ocorrem principalmente nas porções centrais, dentro do domínio deformado, entre os municípios de Nobres e Alto Paraguai (ANEXO A).

Nessa região são observados pelitos laminados e arenitos finos, com coloração creme, em contato direto e transicional com o Membro Superior da Formação Raizama, conforme descrito por Silva Júnior (2011) para o Membro Inferior da Formação Sepotuba na mesma região (Figuras 24A). Não foi observada a fácies carbonática que representa o Membro Superior dessa formação, a qual está restrita a região de Glória e Tangará da Serra Silva Júnior (2011).

Nota-se ainda a presença de arenitos finos e siltitos, de coloração bege a cinza. São observadas marcas onduladas no topo do acamamento, laminação cruzada cavalgante, lineação de partição, estratificação plano-paralela, estratificação cruzada sigmoidal com recobrimento de filmes de pelito ou sequências de bandamento de maré subordinadas (Figura 24B, C e D). Essas fácies foram descritas para o membro superior da Formação Sepotuba por Silva Júnior (2011).

Os pacotes de pelito laminado por vezes intercalados com arenito fino indicam deposição a partir de suspensão em ambiente de baixa energia. Fluxo oscilatório causado por eventos de tempestades podem ter causado o influxo de terrígeno para dentro da bacia, como é indicado pela presença de arenitos finos, com laminações cruzada de baixo ângulo, plano-paralela e ondulada.

A estratificação cruzada sigmoidal observada em alguns estratos sugere a migração de *megaripples* sob altas taxas de suspensão, provavelmente no contexto de face litorânea inferior (Silva Júnior, 2011).

Os recobrimentos e pares de pelitos (*mud couplets*) sobre os estratos cruzados caracterizam variação cíclica de espessura dos *foresets* ou *tidal bundles* e sugerem influência de maré relacionada a ciclos de maré vazante/enchente (De Boer et al. 1989, Nio & Yang 1991).

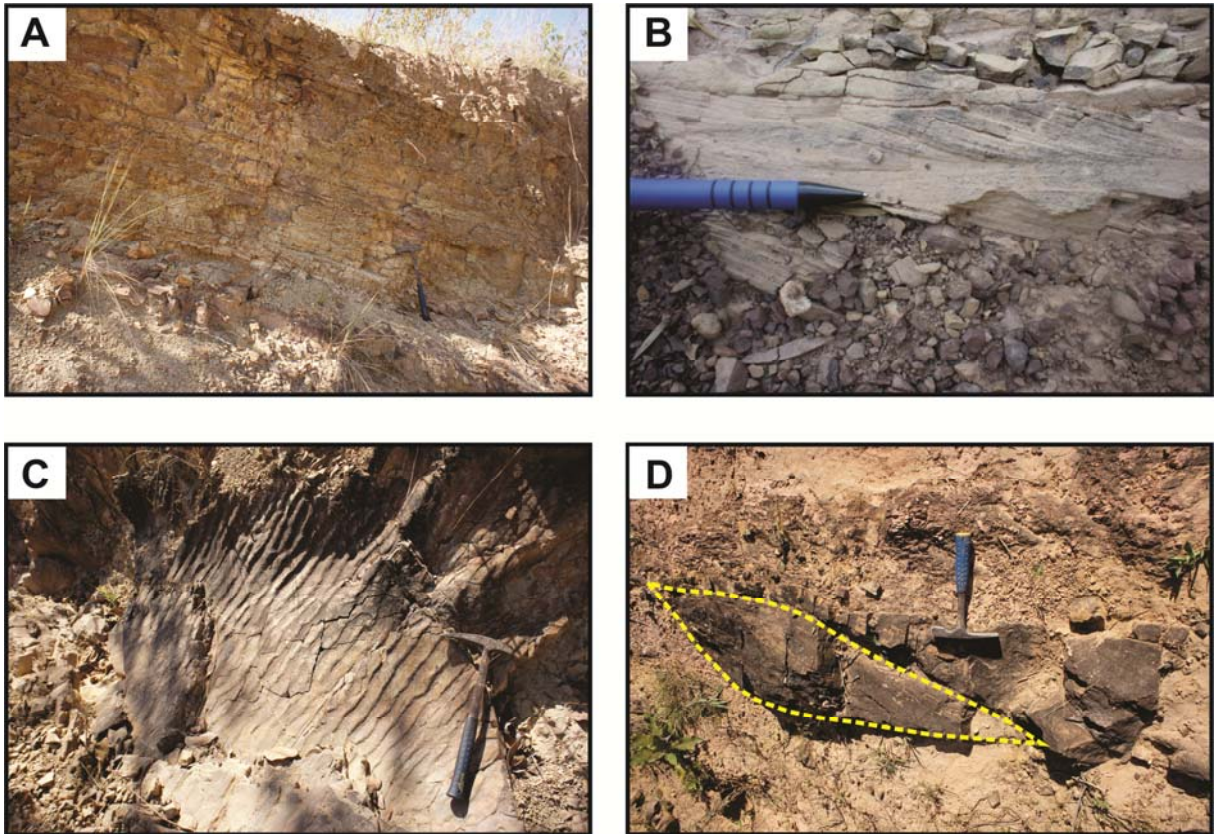


Figura 24 – Fácies da Formação Sepotuba. (A) Pelito laminado de coloração creme, com intercalações de arenito fino. (B) Arenito com laminação cruzada cavalgante. (C) Marcas onduladas no topo da camada de arenito fino. (D) Arenito fino com estratificação cruzada sigmoidal.

3.4.3 Formação Diamantino

A Formação Diamantino representa o último estágio de deposição da Bacia Paraguai, no limite Neoproterozóico/Cambriano e está situada no topo do Grupo Alto Paraguai (Silva Júnior, 2006). As rochas desta formação afloram nas porções a NW de Nobres, a partir da Serra do Tombador, sendo descritas principalmente entre os municípios de Diamantino e Alto Paraguai (ANEXO A).

Esta formação foi dividida em três membros, seguindo a proposta de Silva Júnior (2011). O contato da Formação Diamantino com a o membro superior da Formação Sepotuba é transicional, assim como a passagem Raizama/Sepotuba.

O **Membro Inferior** é representado por camadas de pelito/arenito maciço lobado e arenito muito fino com laminação plano-paralela, intercalado a siltito laminado, com tonalidades avermelhadas e arroxeadas, distribuídas lateralmente por centenas de quilômetros.

As principais estruturas observadas são: laminação plano-paralela nos pelitos, enquanto que nos arenitos prevalece a laminação plana com lineação de partição e

canalizações, laminação com truncamento de baixo ângulo, laminação cruzada cavalgante subcrítica e estruturas de sobrecarga na base (turboglifos) (Figura 25).

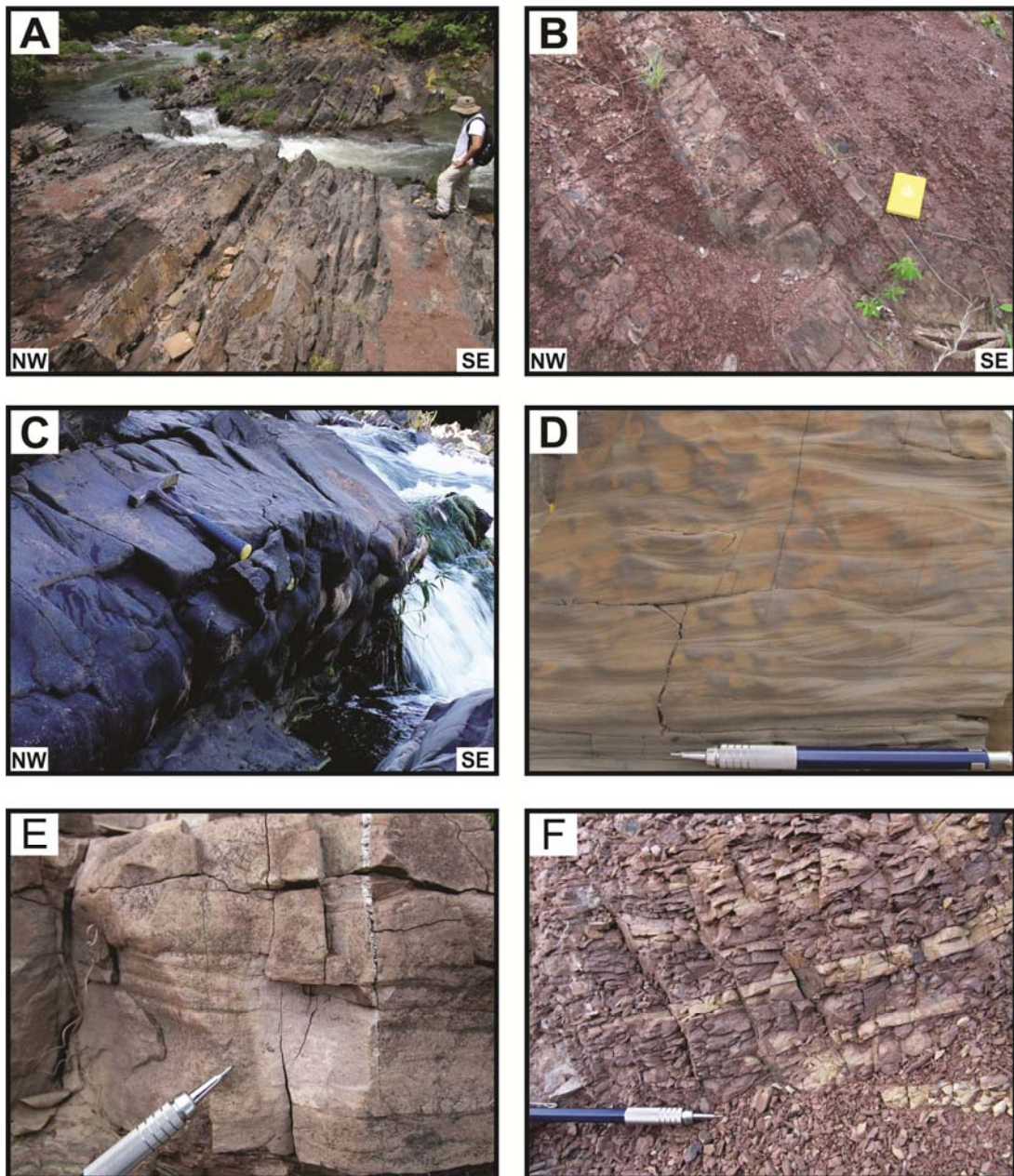


Figura 25 – Fácies do Membro Inferior da Formação Diamantino. (A) Ciclos turbidíticos de arenito fino intercalado com siltito. (B) Detalhe dos siltitos intercalados com arenitos, mostrando a coloração avermelhada, comum nessa formação. (C) Estrutura de sobrecarga (turboglifos). (D) Arenito fino com laminação cruzada cavalgante. (E) Arenito com laminação plano-paralela. (F) Siltito avermelhado com laminação plano-paralela.

A intercalação de arenito muito fino e siltito laminado formam pacotes com mais de 10 m de espessura, organizados em ciclos granodecrescentes ascendentes, com espessamento ascendente das camadas de siltito laminado em direção ao topo. As camadas de arenito variam, normalmente de 10 a 30 cm, mas podem chegar até 1 m de espessura e estão

relacionados com influxos esporádicos de areia fina em regime de fluxo superior, dentro de um ambiente de energia muito baixa.

Esses depósitos podem ser classificados como fácies turbidíticas distais, com predomínio dos intervalos D/E, em função de sua natureza predominantemente pelítica (Silva Júnior, 2006; 2011).

O **Membro Intermediário** é caracterizado por depósitos monótonos e espessos de pelitos e siltitos laminados, distribuídos lateralmente por centenas de quilômetros, diferenciando-se do Membro Inferior pelo predomínio de siltitos laminados, com pouco ou nenhuma ocorrência de arenito intercalado (Figura 26).



Figura 26 – Pelitos laminados do Membro Intermediário que formam pacotes espessos e contínuos por centenas de quilômetros.

Os espessos pacotes de pelitos/siltitos laminados estão associados com uma deposição em ambiente profundo dentro da bacia. Silva Júnior (2006, 2011) associa esses pelitos a uma deposição ocorrida em ambiente de lago tectônico ou mar restrito.

O **Membro Superior** foi descrito, principalmente, nas proximidades da cidade de Diamantino, tendo como característica marcante a presença de corpos arenosos, com

espessura de até 2 m em forma de lobos sigmoidais amalgamados ou separados por lâminas de pelitos (Figura 27).

Na base dos corpos arenosos ocorrem pelitos laminados e arenito com estratificação plano-paralela e no topo é possível observar marcas onduladas e gretas de contração. Este membro apresenta ciclos com granocrescência e espessamento ascendente com aumento gradual de conteúdo de areia, sendo interpretado como depósito de um sistema deltáico (Silva Júnior, 2011).

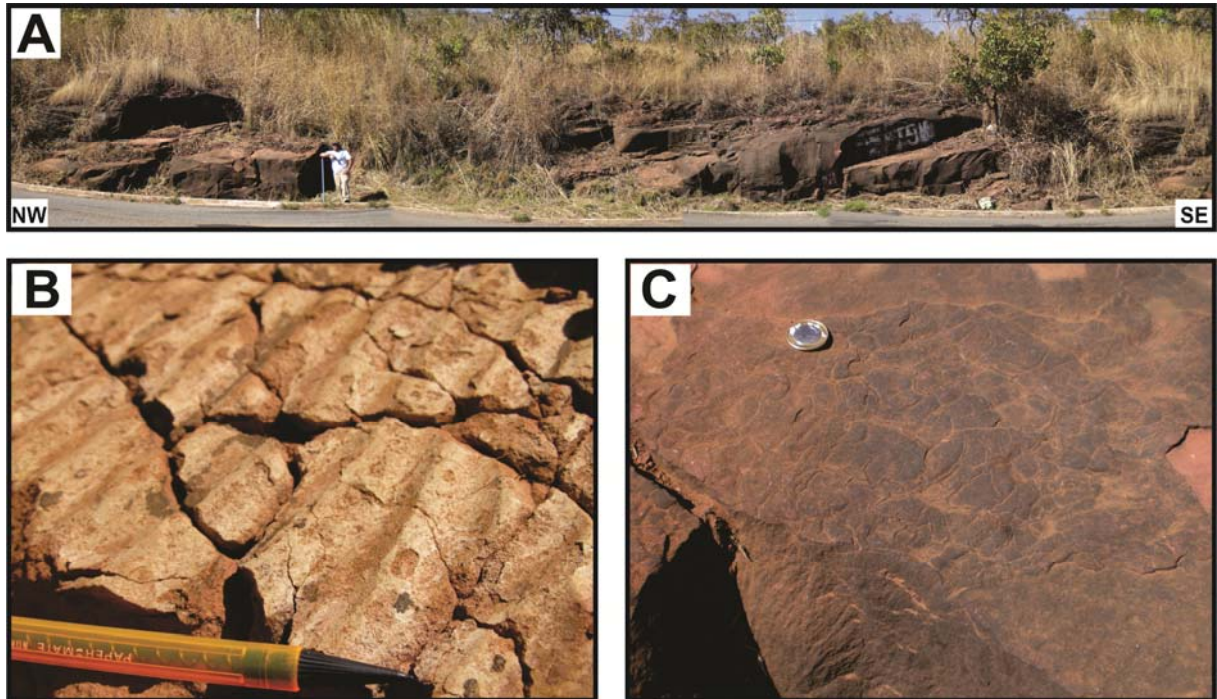


Figura 27 – Fácies do Membro Superior da Formação Diamantino. (A) Lobos deltáicos com estratificação cruzada sigmoidal interna e sentido de migração para NW. (B) Marcas onduladas e (C) Gretas de contração que ocorrem na superfície dos lobos.

4 ANÁLISE DE PRODUTOS DE SENSORES REMOTOS

Este capítulo apresenta os resultados obtidos a partir da interpretação visual de imagem STRM (*Shuttle Radar Topography Mission* - Missão Topográfica de Radar Transportado) de todo o segmento norte da Faixa Paraguai (Figura 28).

O estudo foi feito, principalmente, a partir de imagens SRTM-3 (formato *tiff*) em composição colorida (RBG) com uma resolução horizontal de 90 metros, analisadas nas escalas 1:750.000, 1:250.000, 1:100.000 e 1:60.000.

A análise visual dos elementos adquiridos com interpretação da imagem SRTM teve como objetivo principal investigar em escala regional, os lineamentos estruturais de relevo e drenagem, associados com os diferentes compartimentos de relevo presentes na área em estudo.

Esta imagem foi selecionada por fazer parte de um conjunto de imagens de radar, com sensores de visada vertical e lateral, capazes de reproduzir um modelo digital do terreno (MDT), o que possibilita uma melhor visualização dos traços estruturais regionais presentes na área, já que, destaca as principais feições de relevo.

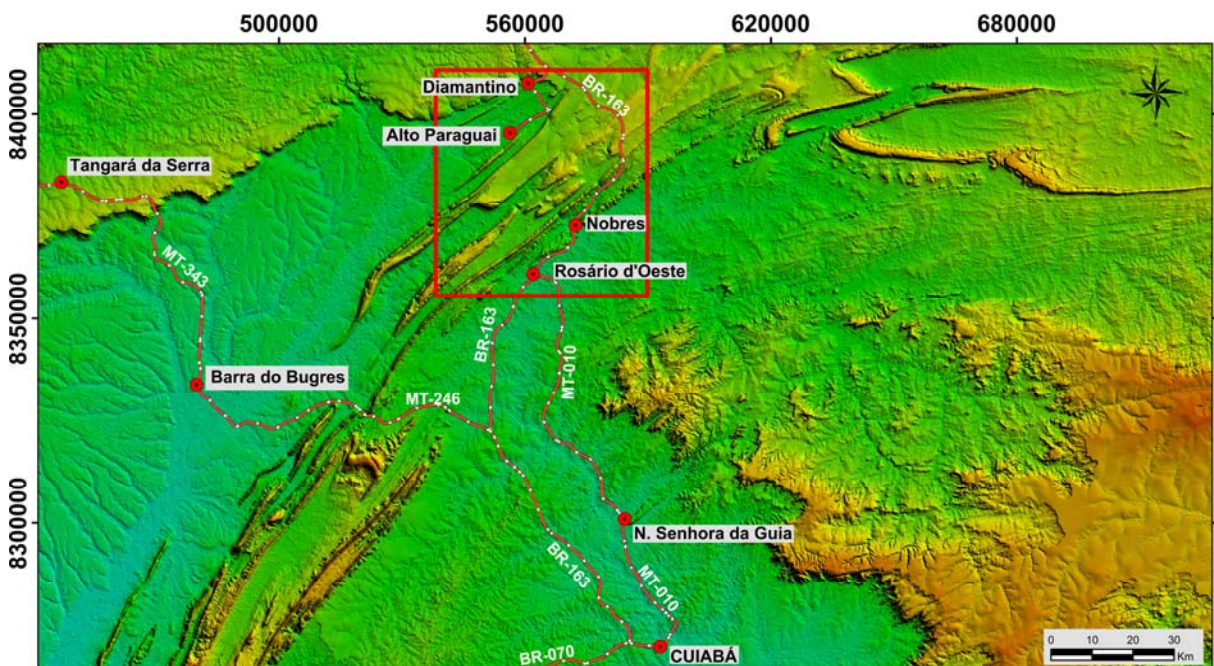


Figura 28 – Imagem SRTM-3 RGB da porção setentrional da Faixa Paraguai Norte usada para identificação dos principais lineamentos estruturais em escala regional e delimitar os limites geográficos da Bacia do Paraná a SE e das rochas básicas (Formação Tapirapuã) a NW. O polígono vermelho representa a área estudada em detalhe.

O uso de imagens SRTM torna-se uma ferramenta a mais em estudos geológicos, no que se refere às feições de relevo e seus agentes modificadores e permitem a elaboração de

mapas de lineamentos estruturais que auxiliam no entendimento de estruturas geológicas em escala regional.

A descrição e interpretação dos resultados obtidos a partir da análise destes elementos ultrapassa a área pré-estabelecida para a coleta dos dados de campo e teve como objetivo compreender o comportamento das estruturas em escala regional, o que permitiu a elaboração de uma mapa na escala 1:750.000, com os principais lineamentos estruturais (relevo e drenagem) retirados a partir da imagem SRTM (Figura 29).

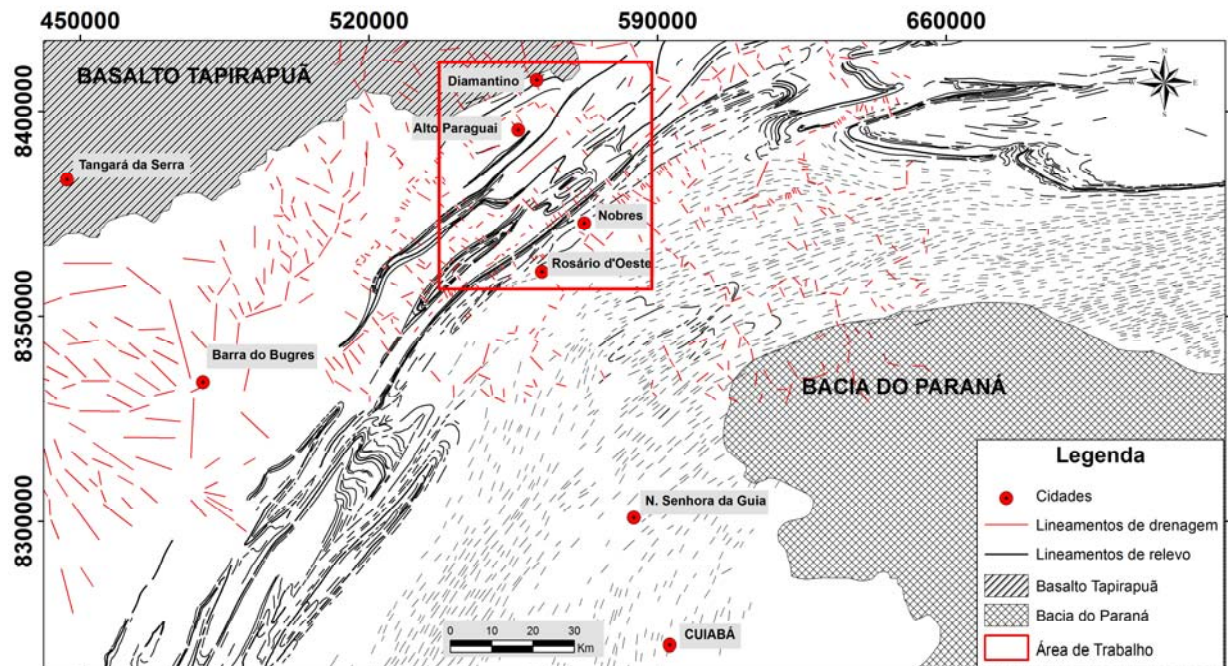


Figura 29 – Mapa dos principais traços estruturais na escala 1:750.000 obtidos a partir de imagem SRTM, com destaque para os lineamentos de relevo (preto) e drenagem (vermelho) e os limites geográficos da Bacia do Paraná a SE e das rochas básicas da Formação Tapirapuã a NW.

4.1 LEITURA E ANÁLISE DA IMAGEM DE RADAR (SRTM)

A partir da leitura visual da imagem SRTM acima mencionada foram identificados traços de sensores, analisados como lineamentos estruturais regionais. Os lineamentos identificados através da fotoleitura apresentam traços que variam, principalmente, de 1 km até 100 km de comprimento, com alguns traços que ultrapassam os 100 km de continuidade.

Os lineamentos mais longos observados nas imagens têm traçados contínuos e sinuosos, enquanto que os lineamentos mais curtos apresentam traços retilíneos e, em alguns casos, mostram-se suavemente curvos a mistos (retos e curvos).

A leitura do sensor permitiu separar esses traços estruturais em dois tipos: (1) Lineamentos de Relevo e (2) Lineamentos de Drenagem.

4.1.1 Lineamentos de Relevo

O principal elemento textural identificado na imagem STRM correspondem aos lineamentos de relevo. Com base nos padrões e densidade desses traços, foram identificadas duas zonas homólogas (Figura 30).

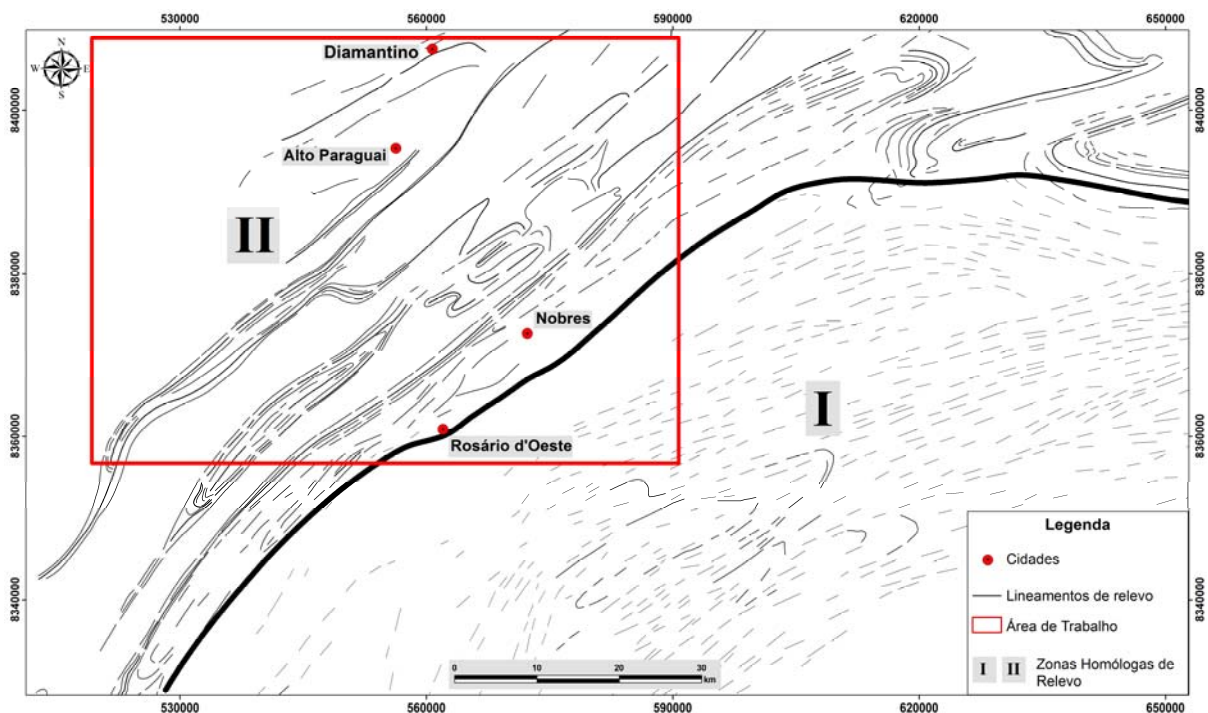


Figura 30 – Mapa de lineamentos de relevo na escala 1:250.000, com destaque para duas zonas homólogas. Na Zona I prevalecem os traços curtos e retilíneos, localmente curvos, enquanto que na Zona II predominam os traços longos e curvos.

- ❖ **Zona homóloga I:** Corresponde aos traços observados na porção sudeste do mapa. Apresenta densidade dos traços de lineamentos média a alta. Os lineamentos interpretados apresentam traços com duas direções principais **NE-SW** e **E-W**. Os traços NE-SW (predominantes) estão dispostos na porção mais central da zona, enquanto que no limite superior da mesma, os traços infletem para a direção E-W. De maneira geral, os traços são predominantemente retilíneos ao longo de toda a zona, com suaves feições curvas na porção central. Formam conjuntos contínuos e relativamente pouco espaçados (espaçamento da ordem de 500 m a 1 km), com comprimentos que, no geral, variam de 1 km até aproximadamente 10 km.

❖ **Zona Homóloga II:** Os traços dessa zona estão expostos na região noroeste do mapa e se estendem para as direções sudeste e nordeste. Os lineamentos apresentam seus traços orientados em dois *trends* **NE-SW e E-W**. Os traços NE-SW são predominantes e estão distribuídos por toda a zona. Os traços E-W situam-se no extremo nordeste da zona, no limite com a Zona I. No geral esses lineamentos são longos, contínuos e sinuosos, por vezes, com feições curvilíneas, regularmente distribuídas na área. Possuem comprimentos que variam de 1 km até mais de 100 km.

4.1.2 Lineamento de Drenagem

Os lineamentos de drenagem são os elementos texturais visualmente menos expressivos na imagem SRTM. Com base na distribuição de densidade dessas feições foram individualizadas duas zonas homólogas, coincidentes com as zonas de relevo anteriormente descritas (Figura 31).

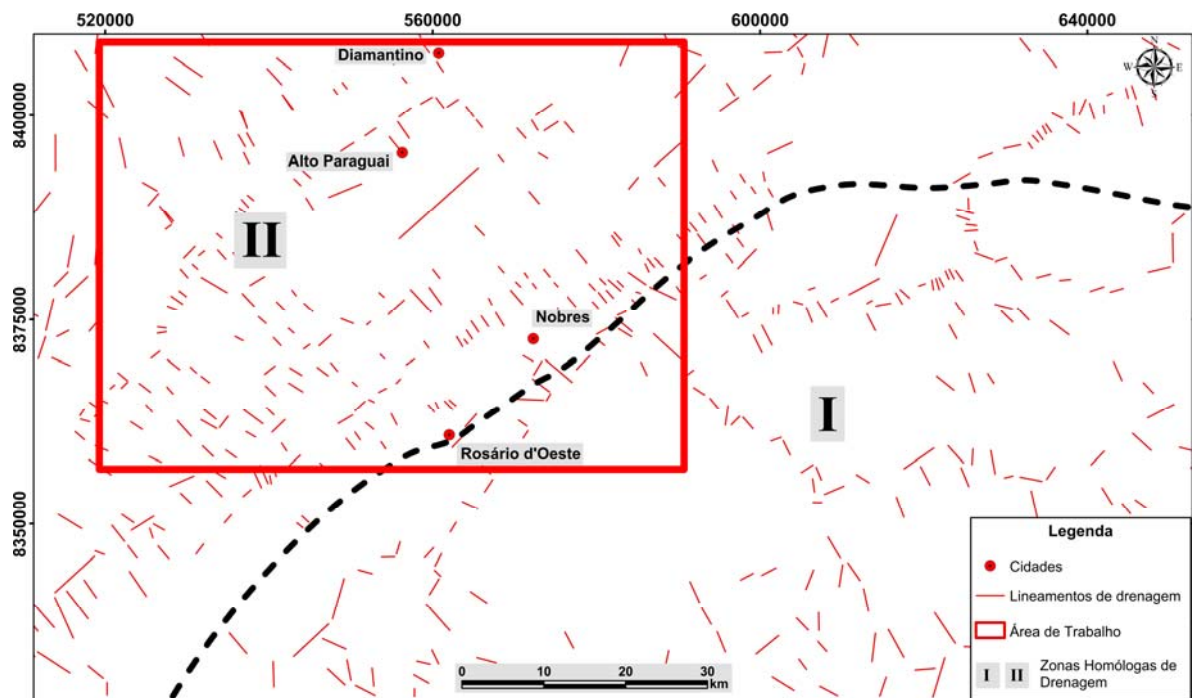


Figura 31 – Mapa de lineamentos de drenagem na escala 1:250.000, dividido em duas zonas homólogas.

❖ **Zona homóloga I:** Esta zona localiza-se na porção sudeste do mapa e apresenta densidade média de lineamentos. As feições observadas apresentam traços com duas direções principais **NW-SE e NE-SW**. Os traços dispostos de maneira heterogênea, sendo predominantemente retilíneos e curtos, com espaçamentos da ordem de 500 m até 20 km e comprimentos que variam de 1 km até aproximadamente 5 km.

❖ **Zona Homóloga II:** Esta zona ocupa a região noroeste do mapa e diferencia-se da Zona I pela sua densidade alta de traços. Os lineamentos dessa zona também apresentam seus traços orientados na direção **NW-SE e NE-SW**. Os lineamentos NW-SE são predominantes e estão distribuídos ao longo de toda a zona, sendo seus traços retilíneos e curtos, com comprimentos que variam de 500 m até 5 km. Os lineamentos NE-SW caracterizam-se por traços retilíneos, com comprimentos que variam de 500 m até pouco mais de 10 km.

4.2 RELAÇÕES GEOMÉTRICAS E TEMPORAIS DOS LINEAMENTOS FOTOINTERPRETADOS

A leitura e análise feita na imagem SRTM para os lineamentos extraídos permitiu se inferir as relações geométricas e temporais destes.

O **arranjo geométrico** observado na imagem para os traços estruturais evidencia a presença de dois conjuntos de lineamentos: i) um conjunto de traços anastomóticos orientados segundo as direção NE-SW (principal) e E-W e ii) um conjunto de traços retilíneos orientados nas direções NW-SE e NE-SW.

O *conjunto (i)* de traços NE-SW e E-W compreende lineamentos sinuosos a curvilíneos, de espessura métrica, contínuos ou segmentados, anastomóticos e espaçados entre 500 m a 10 km entre si. Estes traços podem exibir comprimentos da ordem de dezenas de quilômetros (mais de 100 km) e correspondem a cristas de relevo, quebras negativas de contorno de terreno e orientações relacionadas à rede de drenagem.

O comportamento geométrico desses traços desenham estruturas de forma elíptica bem definida e/ou alongadas, dispostas paralelamente e alinhadas seguindo a direção predominante NE-SW e E-W ou até mesmo estruturas com formato em “Z”.

O *conjunto (ii)* de traços NW-SE e NE-SW pode ser visto distribuído ao longo de toda área, através de traços com comprimentos que variam de 500 m a pouco mais de 10 km e que correspondem principalmente aos padrões da rede de drenagem. A geometria desses traços com orientações opostas (NW-SE e NE-SW) formam estruturas em “cotovelo” e feições poligonais.

A relação temporal entre os traços é definida pela seguinte ordem: Os traços NE-SW e E-W representados, principalmente, pelos lineamentos de relevo são os mais velhos. Em seguida estão os lineamentos de drenagem que truncam os de relevo e são representados pelos traços NW-SE (predominante) e NE-SW.

4.3 DISCUSSÕES SOBRE OS DADOS APRESENTADOS

A análise dos lineamentos permitiu estabelecer três direções principais regionais para os traços estruturais fotointerpretados: **NE-SW** (predominante), **E-W** e **NW-SE**. Estes feixes apresentam frequências variáveis na área interpretada e têm comprimentos desde 500 m até mais de 100 km, heterogeneamente espaçados.

A relação feita entre os lineamentos interpretados da imagem SRTM com os dados estruturais e litoestratigráficos coletados no arcabouço geológico da área de trabalho permitiu separar o mapa em três domínios litoestruturais, descritos abaixo (Figura 32).

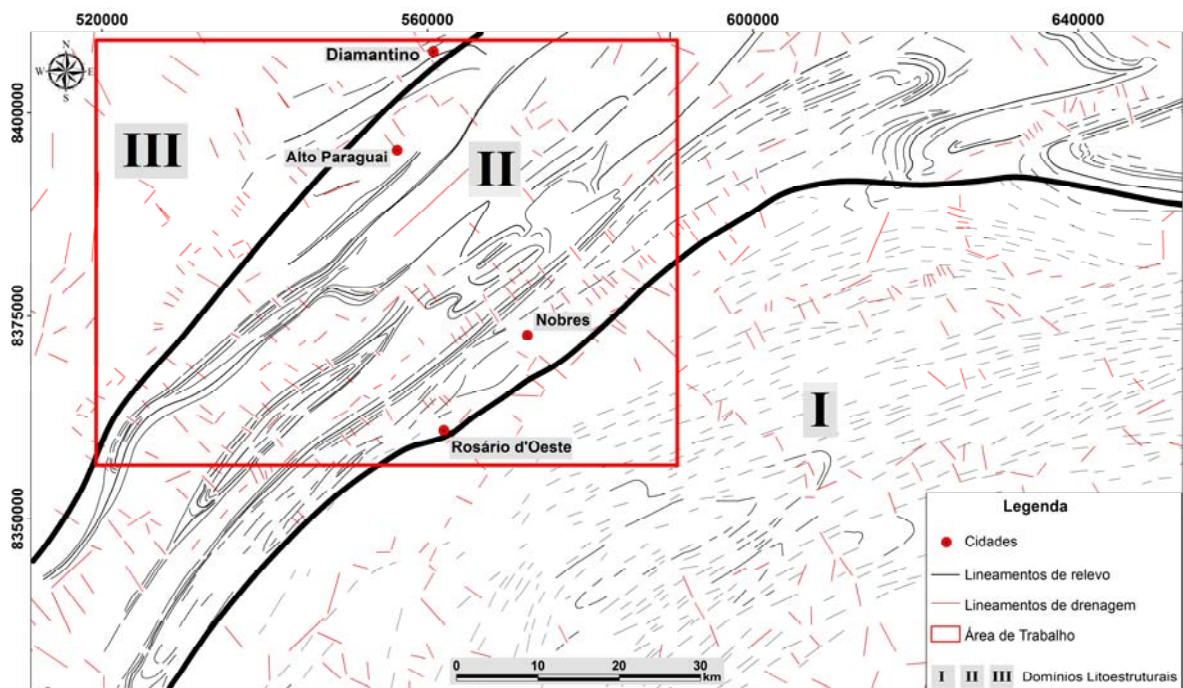


Figura 32 – Mapa dos domínios litoestruturais na escala 1:250.000 elaborado com base na relação dos traços interpretados do sensor (SRTM) com os dados litoestratigráficos e estruturais coletados no campo.

❖ **Domínio Litoestrutural I:** Este domínio é representado, principalmente, por lineamentos de relevo com direções NE-SW e E-W e drenagem com direções NW-SE e NE-SW. A densidade relativamente alta desses traços retilíneos e curtos (500 m a 5k m) tem relação direta com as rochas metassedimentares do Grupo Cuiabá, que representa parte do embasamento da bacia exposto na porção SE.

As rochas observadas neste domínio apresentam trama foliada orientada no *trend* NE-SW com mergulhos altos que variam de 60°-80° para SE e NW. Na porção superior deste domínio os traços infletam para a direção E-W.

Domínio Litoestrutural II: Este domínio caracteriza-se, principalmente, pelos lineamentos de relevo (NE-SW e E-W) e drenagem com direções NW-SE (predominante) e NE-SW. Apresenta densidade relativamente alta de traços sinuosos e longos, por vezes, segmentados e comprimentos que alcançam os 100 km.

Este domínio é caracterizado por uma zona com espessura variando de 15 km a 40 km e com mais de 300 km de comprimento, ao longo da qual afloram os diamictitos glaciais da Formação Puga, parte da sequência carbonática do Grupo Araras e as rochas siliciclásticas do Grupo Alto Paraguai.

A atitude do acamamento nesse domínio é predominantemente alta, variando de 60° até 85°, mas existem setores onde o acamamento se comporta de maneira sub-horizontal.

❖ **Domínio Litoestrutural III:** Este domínio é marcado pela presença de lineamentos de drenagem (NW-SE e NE-SW) e escassez de lineamentos de relevo. Quando comparado ao Domínio II, apresenta densidade relativamente baixa dos traços de drenagem, que são retilíneos e não ultrapassam os 5 km de comprimento.

Neste domínio afloram apenas as rochas siliciclásticas do Grupo Alto Paraguai, onde as atitudes do acamamento são predominantemente sub-horizontais e estão orientadas na direção de estruturação regional NE-SW. Esse padrão de comportamento do acamamento prevalece em direção a NW.

5 A DEFORMAÇÃO TRANSPRESSIVA PARTICIONADA TARDIA DA COBERTURA NEOPROTEROZÓICA-CAMBRIANA DA FAIXA PARAGUAI NORTE (MT)

Eduardo de Jesus Souza¹, Roberto Vizeu L. Pinheiro², Fábio H. G. Domingos², Afonso C. R. Nogueira² & José Bandeira C. da Silva Júnior²

1 Universidade Federal do Pará, Instituto de Geociências, Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, Belém (PA), Brasil. E-mail: eduardosouza@ufpa.br

2 Universidade Federal do Pará, Instituto de Geociências, Faculdade de Geologia, Belém (PA), Brasil. E-mail: vizeu@ufpa.br; fabiodomingos@hotmail.com; anogueira@ufpa.br; jbandeira@ufpa.br.

Resumo Zonas de deformação particionada em escala regional têm sido reconhecidas em todo o mundo há muitos anos, documentadas em escala mesoscópica em zonas de cisalhamento e em zonas de cavalgamento obliquamente convergentes. Existem poucos estudos detalhados que discutem e apliquem os conceitos de transpressão particionada em zonas de deformação regional, principalmente no Brasil. Este trabalho apresenta a análise estrutural e estratigráfica detalhada em rochas carbonáticas (Grupo Araras) e siliciclásticas (Grupo Alto Paraguai), neoproterozóicas, que afloram no norte da Faixa Paraguai (MT), na região de Nobres e adjacências, relacionadas à Bacia Paraguai. Os dados permitiram inferir que a deformação tardia que afetou as rochas da Faixa Paraguai Norte foi transpressiva, particionada, originada a partir da reativação de estruturas pré-existentes. Este quadro separa estas rochas daquelas metamórficas relacionadas ao modelo clássico colisional defendido para a faixa como um todo até o momento. O comportamento do acamamento evidencia a presença de dobras em escala regional e de afloramento, em arranjos sinforme-antiforme, sem vergência, com eixos orientados nas direções NE e SW. As dobras regionais são desenhadas pelo acamamento e mostram comprimentos de onda entre 2 e 6 km. Em afloramento, as dobras são forçadas, de natureza rúptil, do tipo "kink" e "chevron". As falhas têm escalas regionais representadas por dois conjuntos: (1) falhas mais antigas NE-SW com mergulhos altos (60° a 80°) para NW e SE que deformam o acamamento em dobras de arrasto ou em "kink", cujos eixos são paralelos à direção dos planos de falhas. Falhas mais novas (2) NW-SE têm mergulhos moderados a altos (40° a 86°) para NE e SW, com estrias em baixos ângulos de caimento (03° a 20°) para NW e SE. A posição espacial do acamamento observado nas rochas sedimentares dos domínios mais deformados mostra geometria sub-concordante com a trama foliada do Grupo Cuiabá e discordantes a estes em zonas pouco deformadas. A deformação nas rochas da Bacia Paraguai foi controlada pela presença da trama tectônica dúctil (foliação) pré-existente das rochas metassedimentares do Grupo Cuiabá. Esta trama definiu zonas de fraquezas que foram reativadas por transpressão. A partir da integração das informações estruturais e estratigráficas obtidas sugere-se uma história evolutiva para a Faixa Paraguai Norte, baseada em um modelo de deformação transpressiva particionada, representado por cinco estágios relacionados a distintos aspectos da tectônica e sedimentação das unidades que afloram na região estudada. O último evento, relacionado à reativação tectônica com inversão positiva particionada da Bacia Paraguai ocorreu em um intervalo de tempo entre 541-490 Ma (deformação pré-ordociviana). As rochas que compõem esta bacia são aqui interpretadas como uma cobertura neoproterozóica-cambriana tardia em relação às rochas do Grupo Cuiabá, afetada por um evento rúptil tardio, de caráter transpressivo, ocorrido no Eo-Paleozóico (pré-Ordoviciano). Esse evento, não reconhecido anteriormente em estudos da Faixa Paraguai, precisa ser investigado em outras áreas adjacentes e pode

representar um importante marco na história tardia dos cinturões brasileiros brasileiros e consequentemente na história geotectônica desse segmento do território nacional.

Palavras-chave: Transpressão, Particionada, Deformação, Faixa Paraguai Norte.

Abstract *LATE PARTITIONED TRANSPRESSIVE DEFORMATION ON THE NEOPROTEROZOIC-CAMBRIAN SEDIMENTARY COVER OF THE NORTHERN PARAGUAY BELT (MT)*. Regional scale deformation zones showing strain partitioning have been extensively described around the world and include mainly shear zones and oblique thrust belts. In Brazil, these regional scale structures are poorly understood under the light of partitioned transpression. This research presents detailed, field based structural and stratigraphical analysis of carbonatic (Araras Group) and siliciclastic (Alto Paraguay Group) neoproterozoic rocks from the northern part of the Paraguay Belt (MT). The studied rocks show evidence of a late, partitioned, transpressive deformation that affected the whole sedimentary sequence. Deformation was produced by reactivation of early ductile fabric in the metamorphic basement. Bedding geometry is indicative of regional and outcrop scale folds forming antiform-synform fold trains, with no vergence and fold axis plunging towards NE and SW. Map scale folds are outlined by the bedding and display wavelengths ranging from 2 to 6 km. Forced folds were observed in outcrops showing king and chevron patterns. Regional scale faults comprise two sets including: (1) early NE-SW trending faults, dipping steeply (60° a 80°) towards NW and SE, which cross-cut the bedding and produced drag and kink folds whose axis are parallel to the fault planes; and (2) late NW-SE trending faults with moderate to steep dips (40° a 86°) towards NE and SW associated with shallow plunging slickenlines (03° a 20°) towards NW and SE. Bedding in sedimentary rocks from strongly deformed domains show spatial geometry conformable with the foliation observed in the rocks of the Cuiaba Group. The deformation that affected the sedimentary rocks of the Paraguay Basin was partially controlled by the early ductile fabric in the metasedimentary rocks of the Cuiaba Group, which was reactivated during transpression. A new geological evolution, comprising five distinct tectonic episodes, is proposed for the northern part of the Paraguay Belt based on a model of partitioned transpression. The final episode, was characterized by reactivation and tectonic inversion of the Paraguay Basin at 541-490 Ma (pre-ordovician deformation). The sedimentary rocks of the basin were interpreted as a neoproterozoic-cambrian sedimentary cover that overlays the rocks of the Cuiaba Group and was latter affected by transpressive brittle deformation during the Eo-Paleozoic. This deformational episode was not recognized in previous studies in the Paraguay Belt. Other portions of the Paraguay Belt should be investigated in order to recognize this important tectonic episode.

Key-words: Transpression, Partitioned, Deformation, Northern Paraguay Belt.

5.1 INTRODUÇÃO

Os conceitos de deformação particionada são relativamente recentes e começaram a ser discutidos no início da década de 70. Os termos transpressão e transtensão foram utilizados pela primeira vez para descrever movimentos relativamente oblíquos entre placas litosféricas (Harland, 1971).

Sabe-se que existe uma ampla distribuição e registro cada vez maior de zonas de deformação transpressiva em antigos e modernos ambientes continentais, mas muitas feições de seu caráter estrutural detalhado e aspectos evolutivos permanecem mal compreendidos (Dewey et al., 1998). Os problemas surgem em função da natureza tridimensional de zonas transpressivas e a complexa relação existente entre a deformação finita e incremental em tais regiões (Sanderson & Marchini, 1984; Fossen & Tikoff, 1993; Tikoff & Fossen, 1993; Robin & Cruden, 1994; Tikoff & Teyssier, 1994; Jones et al., 1997, 2004; Lin et al., 1998; Jiang et al., 2001).

As zonas de fraquezas estruturais capazes de acomodar parcialmente ou totalmente uma componente de deformação incluem: contatos litológicos, heterogeneidades reológicas, falhas ou zonas de cisalhamento situadas na zona de deformação ou ao longo de seus limites (Jones & Tanner, 1995).

O particionamento da deformação transpressiva pode ocorrer quando o estresse é aplicado obliquamente á fraquezas estruturais pré-existentes ou durante os estágios posteriores da deformação progressiva, quando a deformação inicial de rochas isotrópicas transfere anisotropia suficiente para permitir a partição da deformação (Jones & Tanner, 1995). Em domínios paralelos aos limites das zonas deformadas o particionamento pode ser distinguido por falhas de alto ângulo, com a distribuição da deformação ao longo de uma ou mais zonas de falhas (Jones & Tanner, 1995).

Zonas de deformação particionada em escala regional foram reconhecidas por muitos anos (Fitch, 1972; Oldow et al., 1990) e mais recentemente têm sido documentadas em escala mesoscópica em zonas de cisalhamento (Holdsworth, 1994; Goodwin & Williams 1996; Tikoff & Greene, 1997; Lin et al., 1998) e em zonas de cavalgamento obliquamente convergentes (Holdsworth et al., 2002a, b; Tavarnelli et al., 2004). No entanto, ainda existem poucos estudos detalhados que discutem e apliquem os conceitos de transpressão particionada em zonas de deformação regional, principalmente no Brasil.

Este trabalho apresenta a análise estrutural e estratigráfica detalhada das rochas neoproterozóicas que afloram na porção norte da Faixa Paraguai, no estado do Mato Grosso, especificamente na região de Nobres e adjacências (Figura 33). Trata-se de uma área com excelentes exposições de rochas carbonáticas (Grupo Araras) e siliciclásticas (Grupo Alto Paraguai) deformadas em diferentes escalas.

Os dados obtidos neste estudo permitiram inferir que a deformação tardia que afetou as rochas da Faixa Paraguai Norte foi de natureza transpressiva, particionada em diversas escalas, originada a partir da reativação de estruturas pré-existentes. Este quadro difere do modelo clássico colisional defendido para a faixa como um todo e, sugere uma nova história evolutiva para explicar a natureza do arranjo estratigráfico e a geometria das rochas observadas nesse importante segmento geotectônico na região central do Brasil.

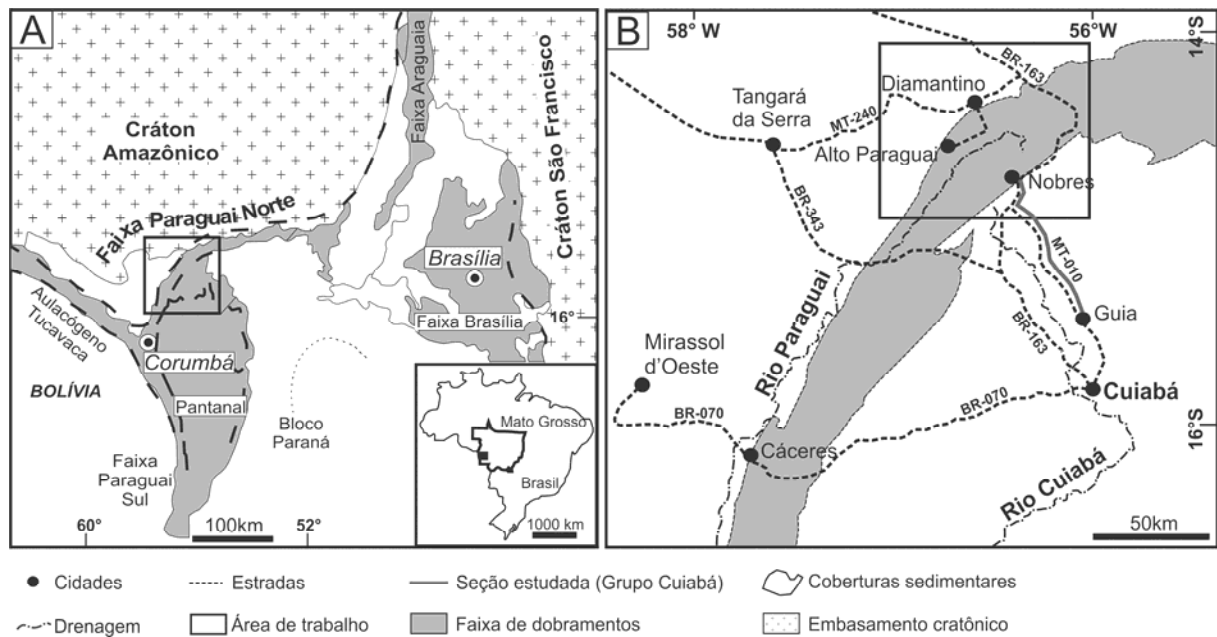


Figura 33 – (A) Mapa de localização da área de trabalho, na Faixa Paraguai Norte, região de Nobres e adjacências, na porção sudeste do estado do Mato Grosso. (B) Mapa geotectônico com a localização das faixas Paraguai, Araguaia e Brasília, porção sul do Cráton Amazônico e leste do Cráton São Francisco (o polígono marca a área estuda na porção norte da Faixa Paraguai).

5.2 CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

A Faixa Paraguai tem como característica arquitetural uma geometria em arco convexo voltado para o Cráton Amazônico, com extensão de aproximadamente 1.200 km de comprimento que se estende desde a região do rio das Mortes no Mato Grosso, passando pela região de Cuiabá, onde inflete para direção norte-sul e se prolonga até Corumbá, na Serra da Bodoquena, no estado do Mato Grosso do Sul (Figura 33).

A Faixa Paraguai foi definida inicialmente por Almeida (1965) como Faixa Paraguai-Araguaia, um cinturão dobrado destacado na região central do continente sul-americano (Figura 33). Posteriormente, a identificação de uma descontinuidade geográfica entre as faixas Paraguai e Araguaia, assim como, datações radiométricas (Hasui et al., 1980) levaram Silva et al., (1974) e Almeida (1974, 1984) a sugerir a subdivisão do cinturão em dois segmentos: (1) Cinturão Tocantins-Araguaia, na borda leste do Cráton Amazônico e (2) Cinturão Paraguai, na porção sudeste do cráton (Alvarenga & Trompette, 1988).

A origem da Faixa Paraguai é atribuída à convergência de três blocos continentais: Amazônia (oeste), São Francisco-Congo (leste) e Paraná ou Rio de La Plata ou Parapanema (sul), este último coberto por rochas fanerozóicas da Bacia do Paraná (Almeida 1984, Trompette et al. 1998; Alkmin et al. 2001, Tohver et al. 2010). Este evento de convergência tem sido relacionado às orogêneses Brasiliana/Pan-Africana em torno de 550- 500 Ma (Almeida, 1984; Trompette, 2000) e Paraguai (540-490 Ma; Basei & Brito Neves, 1992) ou tectônica Pampeana-Araguaia (Trindade et al., 2006).

A maior parte das unidades litoestratigráficas da Faixa Paraguai encontram-se distribuídas no domínio dobrado e na parte sul do Cráton Amazônico, onde os estratos são sub-horizontais (Almeida 1984, Nogueira et al. 2003).

O embasamento compreende dois domínios: (1) rochas metassedimentares do Grupo Cuiabá, situado ao longo da zona dobrada e (2) rochas cristalinas da porção sul do Cráton

Amazônico, compostas por granitos e gnaisses, situadas a oeste da faixa de dobramentos (Figura 33).

Os domínios do embasamento estão recobertos em discordância pela sucessão ediacarana da Bacia Paraguai, composta por pelitos e diamictitos glaciais da Formação Puga, rochas carbonáticas do Grupo Araras e rochas siliciclásticas do Grupo Alto Paraguai.

O tipo de bacia em que os sedimentos da Faixa Paraguai foram depositados ainda é motivo de discussão. Uma hipótese a considera um mega-gráben formado durante a separação dos continentes Laurentia e Gondwana (Dalziel 1992). Enquanto que a outra, mais aceita até o momento, define a bacia como sendo do tipo margem passiva que evoluiu para uma bacia do tipo ante-país (*foreland*) (Almeida, 1968, 1984; Trompette 1994, Nogueira et al., 2003; Dantas et al., 2009; Silva Júnior, 2011).

5.3 MÉTODOS

Os dados de campo foram coletados durante dois meses em que se realizou mapeamento geológico estrutural, a partir da análise dos elementos macroscópicos (foliação da trama metamórfica, atitude do acamamento, planos e rejeitos de falhas, eixos de dobras) conforme os procedimentos descritos por (Ramsay & Huber, 1987; Twiss & Moores, 1992; Davis & Reynolds, 1996; Passchier & Trouw, 1996). Os dados de campo foram registrados em um computador portátil *Dell AXIM X51V*, que armazenou o banco de dados digital contendo as feições mapeadas no campo, como o sistema descrito por (McCaffrey et al., 2005). Análise estratigráfica e sedimentológica foram feitas com base na aplicação dos conceitos de fácies e sistemas deposicionais de (Walker, 1992). Adotou-se a proposta de Nogueira & Riccomini (2006) para o Grupo Araras e Silva Júnior (2011) para o Grupo Alto Paraguai como base para identificar as unidades litoestratigráficas em campo. A operacionalidade dessas propostas foi avaliada durante o mapeamento litoestratigráfico em escala de detalhe.

5.4 LITOESTRATIGRAFIA DA FAIXA PARAGUAI NORTE – REGIÃO DE NOBRES

Estão descritas abaixo, em síntese, as unidades litoestratigráficas mapeadas na Faixa Paraguai Norte e que compõem o mapa geológico da Figura 34.

GRUPO CUIABÁ

As rochas metassedimentares do Grupo Cuiabá são as mais antigas na região e representam o embasamento da Bacia Paraguai. Esta unidade ocorre na porção SE da área mapeada e foi estudada ao longo de uma seção geológica feita na rodovia MT-010, a partir de Nobres até a cidade de Nossa Senhora da Guia (Figura 33). Os litotipos observados incluem metadiamictitos, xistos e filitos (Figura 34). Nota-se a presença constante de veios de quartzo, ora concordante ora truncando a trama foliada.

Estas rochas foram interpretadas como originadas por correntes de turbidez, relacionadas a deslizamentos submarinos ocorridos no fundo da bacia (Almeida, 1965). Em campo, mostram relação de contato discordante com as rochas sobrejacentes da Bacia Paraguai (ver seções geológicas X-Y e x'-y' na Figura 35).

FORMAÇÃO PUGA

A Formação Puga ocorre na parte SE do mapa como longas faixas de direção NE-SW (Figura 34). Esta unidade é composta por pelitos e diamictitos maciços, com diversos tipos de clastos dispersos em uma matriz síltica (arcabouço aberto). Os clastos são normalmente arredondados e facetados, com tamanhos variados da ordem de centímetros até matacões e blocos.

Esta unidade representa a base da Bacia Paraguai e recobre de forma discordante a sequência metassedimentar do Grupo Cuiabá (Figura 35). É interpretada como um depósito glaciogênico, relacionado ao evento glacial do Criogeniano, que ocorreu a aproximadamente

635 Ma (Nogueira, 2003; Trindade et al., 2003; Alvarenga et al., 2004; Font et al., 2006; Elie et al., 2007).

GRUPO ARARAS

Compreende uma sucessão predominantemente carbonática, subdividida da base para o topo em quatro formações: Mirassol d'Oeste, Guia, Serra do Quilombo e Nobres (Nogueira & Riccomini, 2006). Na área de estudo só foram identificadas as formações Guia e Serra do Quilombo (Figura 34).

As formações Mirassol d'Oeste e Nobres parecem estar geograficamente restritas à porção sul do Cráton Amazônico e provavelmente adelgaçam em direção a Faixa Paraguai Norte, onde não foram mapeadas até o momento (Nogueira & Riccomini, 2006).

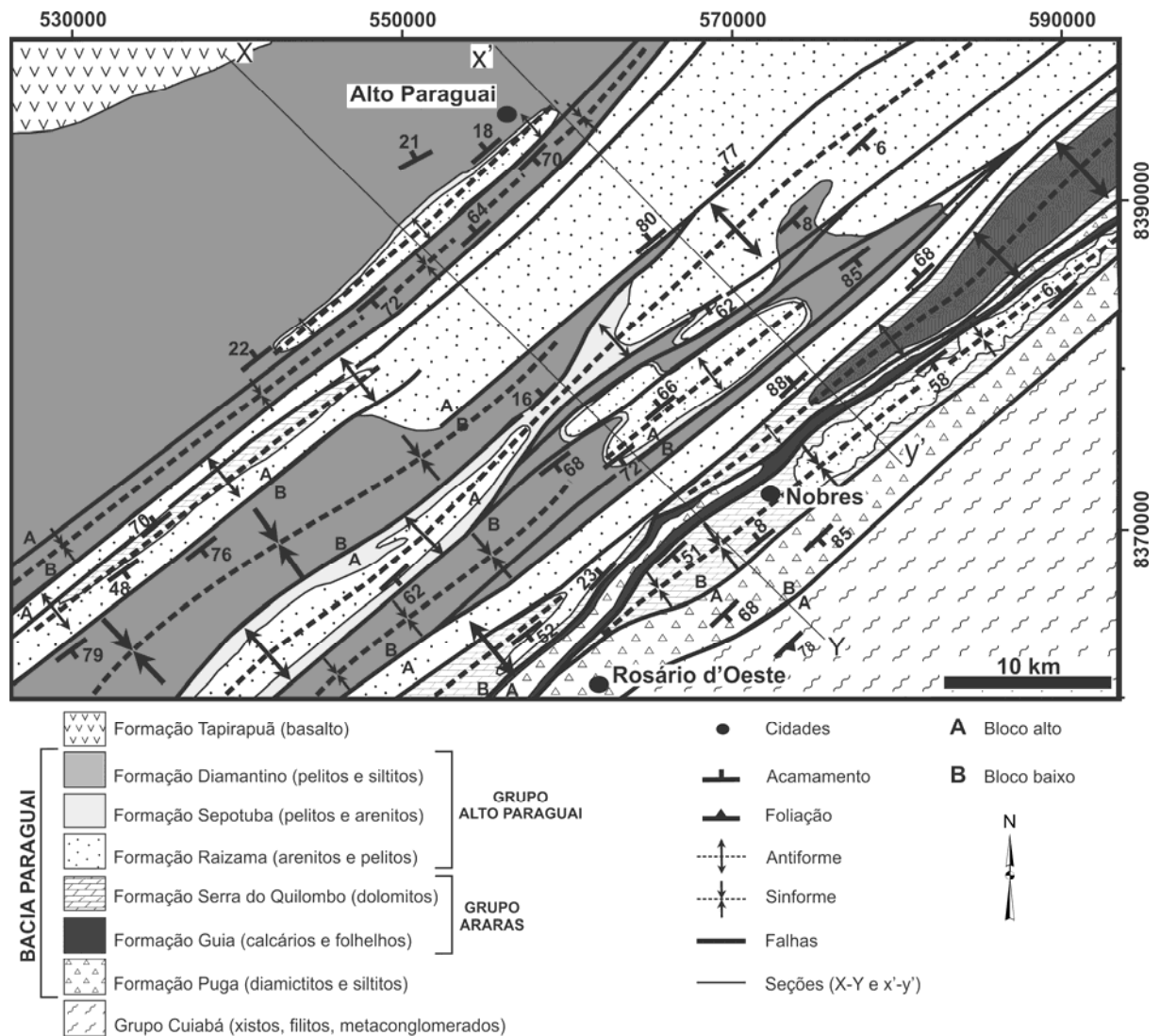


Figura 34 – Mapa geológico-estrutural da região de Nobres, porção norte da Faixa Paraguai, gerado a partir do mapeamento litoestratigráfico e estrutural, com destaque para a distribuição espacial das principais unidades sedimentares (Bacia Paraguai) e metamórficas (Grupo Cuiabá) e estruturas tectônicas como falhas e dobras. Os traços das falhas observados em mapa representam na verdade zonas de falhas e separam domínios heterogeneamente

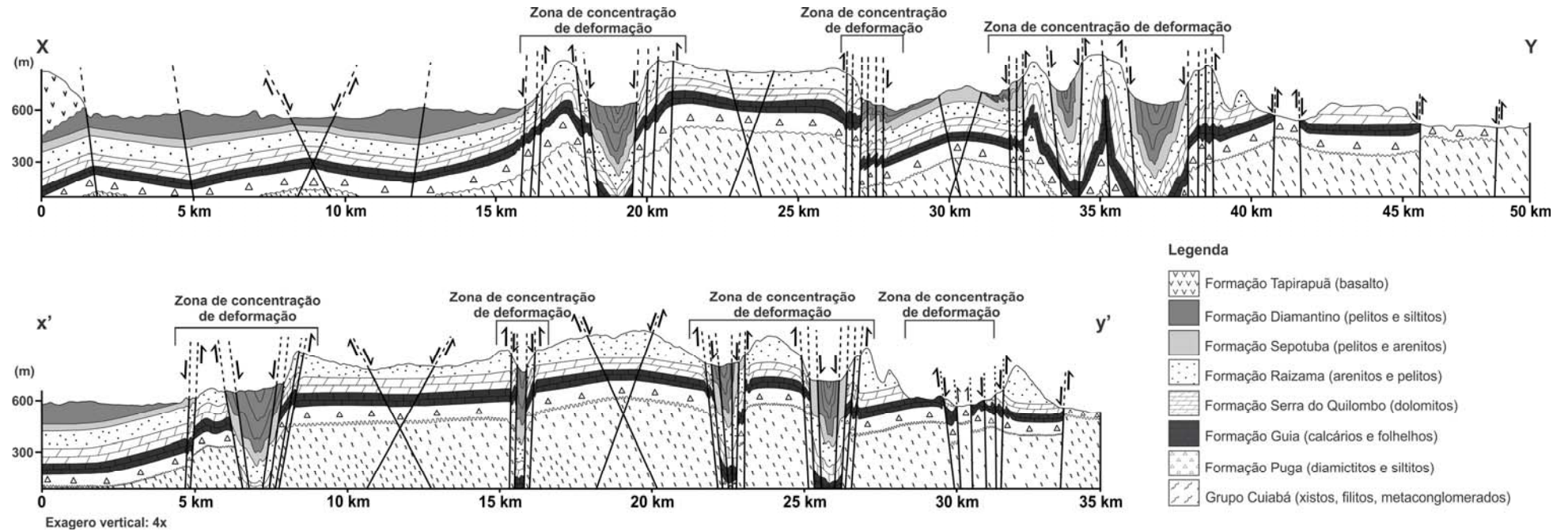


Figura 35- Seções geológicas X-Y e x'-y' geradas a partir dos dados estruturais e litoestratigráficos, orientadas na direção NW-SE, perpendicular à estruturação regional da Faixa Paraguai. Destacam-se nas seções as zonas de concentração de deformação, onde foram geradas as dobras em arranjos antiformal-sinformais, separadas por zonas de falhas de alto ângulo, dos setores menos deformados.

Formação Guia

A Formação Guia aflora nas proximidades de Nobres e tem suas melhores exposições em minas de calcário (Figura 34). A porção mais basal desta unidade é representada por calcários finos, de cor cinza a preto, dispostos em camadas com 10 a 20 cm de espessura, planas a levemente onduladas e contínuas lateralmente, com marcas onduladas no plano do acamamento.

A base desta unidade é interpretada como depósitos de plataforma marinha rasa, influenciada por onda, variando em direção ao topo para plataforma marinha relativamente profunda, de baixa energia e abaixo das ondas de tempestades (Nogueira & Riccomini, 2006).

Na região de Nobres esta unidade foi observada em contato ora com os diamictitos da Formação Puga ora com os dolomitos da Formação Serra do Quilombo (Figura 34). O Sinclinal de Guia representa um morro testemunho, que ocorre de forma discordante sobre as rochas metamórficas do Grupo Cuiabá (Nogueira & Riccomini, 2006).

Formação Serra do Quilombo

Esta unidade é expressiva na área estudada, principalmente nas proximidades de Nobres, além de ocorrer em morros ao sul da localidade de Alto Paraguai (Figura 34).

A porção mais basal é representada por dolomitos finos, laminados que mudam em direção ao topo para camadas planas, com espessuras métricas de dolomito grosso e ocorrência de grãos terrígenos. Estratificação cruzada *hummocky*, megamarcas onduladas com comprimento da ordem de 3 m e amplitude de 1 m, associadas com estratificação plano-paralela, formando sucessões com mais de 15 m de espessura.

Esta unidade apresenta brechas cimentadas por dolomita, distribuídas heterogeneamente em seus diferentes níveis, que formam pacotes com espessuras variando de 20 a 40 metros.

A ausência de estruturas produzidas por influência de onda e maré na porção basal, somado as espessas e contínuas camadas de dolomito fino lamidado, são compatíveis com deposição sob condições de baixa energia, em plataforma carbonática profunda, abaixo da base de ondas de tempestade (Nogueira & Riccomini, 2006). As estruturas observadas em direção ao topo sugerem a influência de tempestades em face litorânea superior, compatível com plataforma carbonática rasa, onde o fundo marinho foi retrabalhado por ondas (Nogueira & Riccomini, 2006).

GRUPO ALTO PARAGUAI

O Grupo Alto Paraguai exposto na maior porção da área, representa uma sedimentação predominantemente siliciclástica, que substituiu a deposição carbonática-siliciclástica do Grupo Araras (Silva Júnior, 2011). As rochas desse grupo estão representadas, da base para o topo, pelas formações Raizama, Sepotuba e Diamantino (Figura 34).

Formação Raizama

Esta formação aflora principalmente nas encostas e topos das serras que se destacam e desenham as feições positivas de relevo na região (Figura 34). A Formação Raizama está dividida em dois membros, como proposto por Silva Júnior (2011).

O *Membro Inferior* compreende sucessões de pelitos laminados, ritmitos silito/arenito fino, que em direção ao topo se intercalam a camadas de arenito fino a médio, com estratificação cruzada *hummocky* e *swaley*. As camadas de arenito granocrescência e espessamento ascendente.

O *Membro Superior* inclui arenitos médios a grossos e níveis conglomeráticos subordinados. As camadas de arenito são contínuas lateralmente e formam pacotes tabulares com espessuras que variam de 50 cm até 5 m, intercaladas com camadas de pelito. As principais estruturas sedimentares observadas são: estratificação cruzada de baixo ângulo,

estratificação cruzada acanalada, estratificação cruzada tabular separadas por *mud drapes*, bandamento de maré (*tidal bundles*), estratificação plano-paralela, estratificação cruzada *hummocky* e marcas onduladas simétricas e assimétricas com padrão de interferência.

Os depósitos pelíticos da base dessa unidade (*Membro Inferior*) indicam uma deposição em baixa energia, a partir de suspensão em ambiente relativamente calmo e profundo (*offshore*). As camadas de arenito com estratificação cruzada *hummocky* e *swaley*, podem indicar influxo de areia a partir de fluxos oscilatórios causados por tempestades em face litorânea (Silva Júnior, 2011).

As estruturas sedimentares observadas no *Membro Superior* indicam depósitos que variam desde uma extensa planície fluvial entrelaçada até depósitos de fácies litorânea influenciada por maré, onda e tempestade (Silva Júnior, 2011).

Formação Sepotuba

Esta unidade tem ocorrência restrita às porções centrais do mapa da Figura 34. Os dois membros da Formação Sepotuba, como descrito por Silva Júnior (2011) foram identificados durante esse trabalho e exibem as seguintes características:

O *Membro Inferior* é representado por pelitos laminados, intercalados com arenitos finos, com laminação cruzada de baixo ângulo, plano-paralela e ondulada, em contato direto e transicional com o Membro Superior da Formação Raizama, conforme descrito por Silva Júnior (2011). Não foi observada a fácies carbonática descrita pelo mesmo autor, que parece estar restrita a região de Glória e Tangará da Serra.

O *Membro Superior* caracteriza-se por siltitos e arenitos finos, com marcas onduladas, laminação cruzada cavalgante, lineação de partição, estratificação plano-paralela, estratificação cruzada sigmoidal com recobrimento de filmes de pelito ou sequências de bandamento de maré subordinadas.

Os depósitos pelíticos (*Membro Inferior*) sugerem deposição em ambiente profundo de baixa energia (*offshore*) e as camadas de arenito fino indicam influxos de terrígenos para dentro da bacia por fluxos oscilatórios causados por eventos de tempestades em fácies litorânea inferior (Silva Júnior, 2011). Enquanto que as características faciológicas do *Membro Superior* indicam depósitos de fácies litorânea influenciada por maré (Silva Júnior, 2011).

Formação Diamantino

A Formação Diamantino representa o último estágio deposicional da Bacia Paraguai, no limite Neoproterozóico/Cambriano (Silva Júnior, 2006). Esta unidade aflora nas porções a NW de Nobres, a partir da Serra do Tombador, sendo descrita principalmente entre os municípios de Diamantino e Alto Paraguai (Figura 34). Segundo Silva Júnior (2011), esta formação é dividida em três membros e exhibe contato transicional entre o membro inferior e a Formação Sepotuba.

O *Membro Inferior* inclui camadas de pelito/arenito maciço lobado e arenito muito fino, intercalado a siltito laminado, distribuídas lateralmente por centenas de quilômetros. As estruturas sedimentares observadas foram: laminação plana com lineação de partição e canalizações, laminação com truncamento de baixo ângulo, laminação cruzada cavalgante subcrítica e estruturas de sobrecarga na base (turboglifos) nos arenitos; e laminação plano-paralela nos pelitos.

A intercalação de arenito muito fino e siltito laminado formam ciclos granodecrescentes ascendentes, com mais de 10 m de espessura e espessamento ascendente das camadas de siltito laminado.

O *Membro Intermediário* é caracterizado por espessos depósitos de pelitos e siltitos laminados, com ocorrência subordinada de arenito intercalado.

O *Membro Superior* mostra corpos arenosos, com espessura de até 2 m em forma de lobos sigmoidais amalgamados ou separados por lâminas de pelito. Na base desses corpos ocorrem pelitos laminados e arenito com estratificação plano-paralela e no topo, marcas onduladas e gretas de contração. Este membro apresenta ciclos com granocrescência e espessamento ascendente com aumento gradual do conteúdo de areia em direção ao topo.

O Membro Inferior da Formação Diamantino é interpretado como de fácies turbidíticas distais, com o predomínio dos intervalos D/E, por sua natureza pelítica (Silva Júnior, 2006, 2011). A fácies pelítica do *Membro Intermediário* está relacionada a uma sedimentação em ambiente profundo dentro da bacia, que segundo Silva Júnior (2011) seria um lago tectônico ou mar restrito. O *Membro Superior* é interpretado como depósitos deltáicos (Silva Júnior, 2011).

FORMAÇÃO TAPIRAPUÃ

Esta unidade não está incluída na estratigrafia Bacia Paraguai, mas foi mapeada na encosta de uma serra, no extremo NW da área, próximo ao município de Diamantino (Figura 34). Compreende basaltos afaníticos com amígdalas subordinadas. Essas rochas estão relacionadas ao magmatismo jurássico de 198 Ma descrito por (Marzoli et al., 1999) na região.

5.5 DADOS ESTRUTURAIS

Os elementos tectônicos foram observados em minas de calcário e em afloramentos nas encostas de serras. Os dados estruturais coletados durante este trabalho compreendem: **1)** trama dúctil, representada pela foliação impressa nas rochas metassedimentares do Grupo Cuiabá; e **2)** acamamento primário das unidades sedimentares da Bacia Paraguai. Associado a essas estruturas ocorrem falhas e dobras, em diferentes escalas.

5.5.1 Foliação

A trama foliada do Grupo Cuiabá é definida por foliação do tipo contínua fina a média, orientada na direção NE-SW, com mergulhos altos ($\sim 75^\circ$) para SE e NW (Figura 36). Regionalmente a foliação desenha um padrão anastomótico de direção concordante com o *trend* estrutural NE-SW da Faixa Paraguai (Figura 36). Veios tabulares de quartzo leitoso com espessuras variando de poucos milímetros a 13 cm ocorrem ora truncando, ora paralelos à foliação. A ausência de veios deformados nas rochas do Grupo Cuiabá indica que essas estruturas são tardias em relação ao evento que deformou e desenvolveu a foliação nessas rochas.

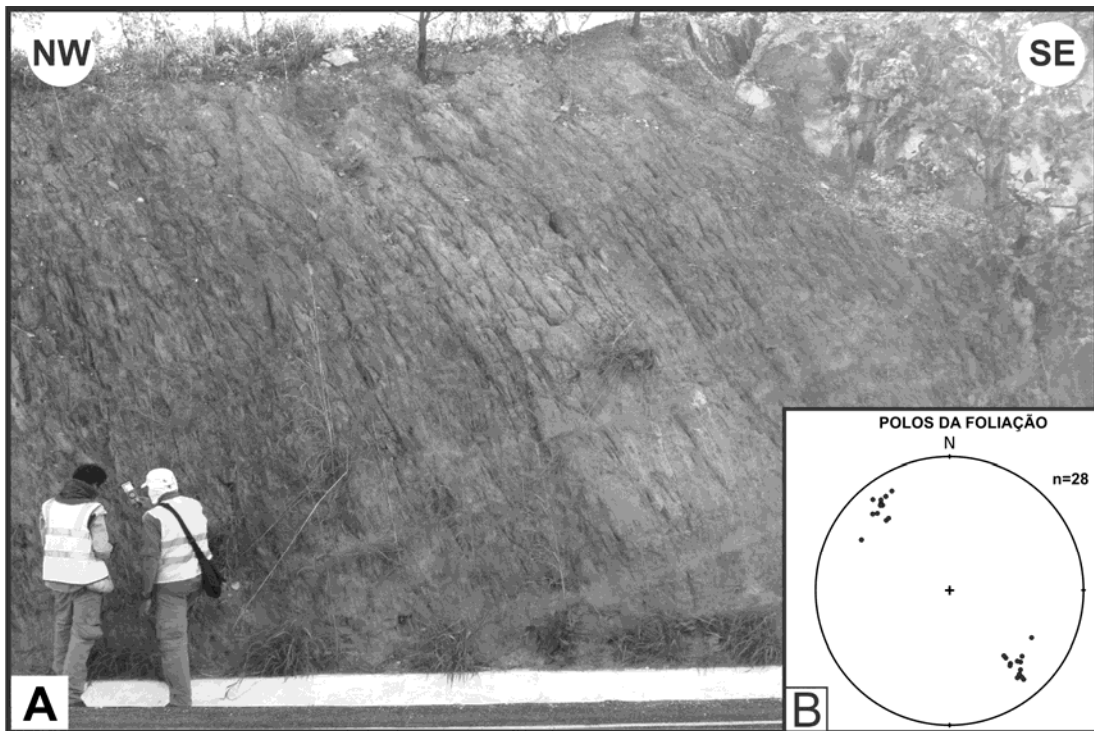


Figura 36 - Afloramento em corte de estrada na rodovia estadual MT-010. (A) Aspecto da foliação do tipo contínua fina a média, observada nas sequências metassedimentares do Grupo Cuiabá. (B) Estereograma de distribuição dos polos da foliação (Rede de Schimdt-Lambert, hemisfério inferior) para 28 atitudes coletadas ao longo da seção regional estudada no Grupo Cuiabá.

5.5.2 Acamamento

Esta feição está registrada em todas as rochas sedimentares da Bacia *Paraguai* estudadas neste trabalho. O acamamento tem direção NE-SW com mergulhos baixos a moderados (5° - 22°), até altos (65° - 85°) para os quadrantes SE e NW. O acamamento observado nas rochas da bacia exhibe padrão de orientação espacial similar nas diferentes unidades estratigráficas estudadas, como mostram os estereogramas (Figura 37) e medidas de acamamento no mapa da Figura 34.

A variação do ângulo de mergulho do acamamento é controlada por uma configuração espacial caracterizada por domínios relativamente pouco deformados com ângulos de mergulho baixos a moderados, alternadas com regiões intensamente deformadas que exibem ângulos de mergulho altos (ver Figura 35). A alternância das magnitudes do mergulho do acamamento é conseqüência do arranjo dobrado da cobertura sedimentar da Faixa *Paraguai*, discutida a seguir.

Estereogramas de polos do acamamento

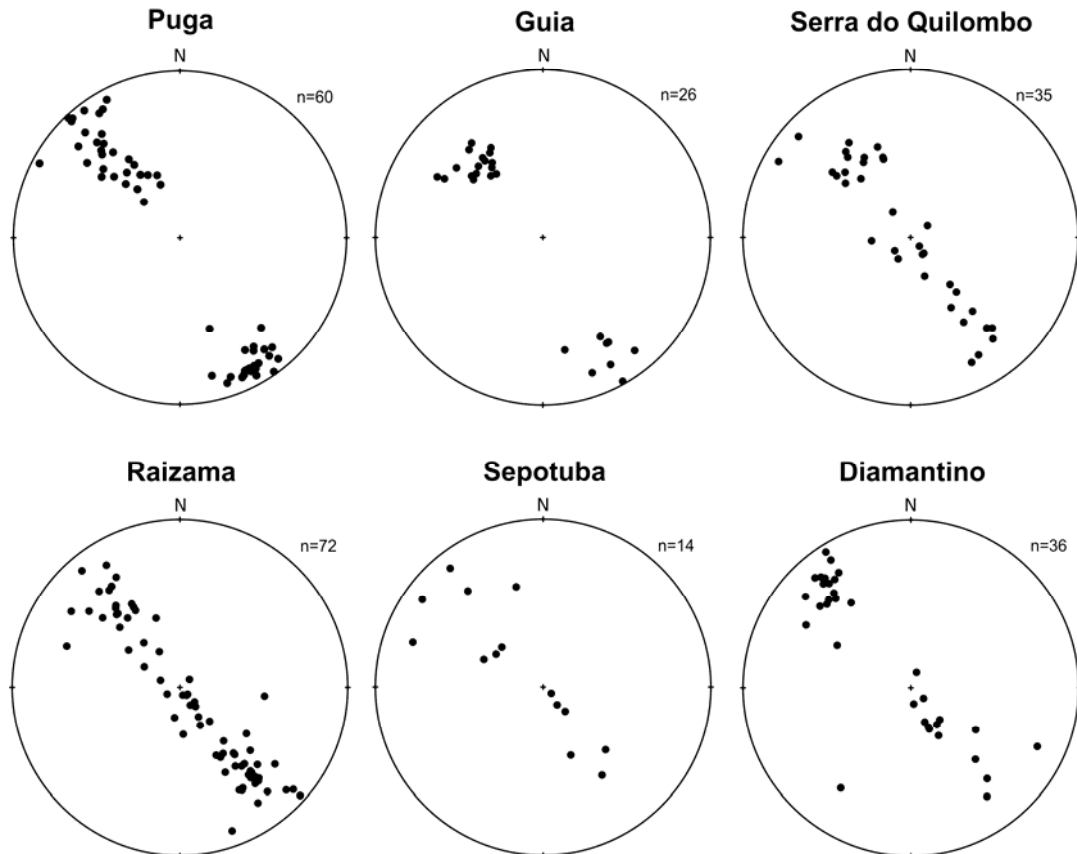


Figura 37 – Estereogramas de distribuição dos polos de acamamento gerados para cada unidade da Bacia Paraguai (Rede de Schimdt-Lambert, hemisfério inferior). O comportamento dos polos caracteriza que todas as unidades apresentam o mesmo padrão de deformação ao longo da área estudada.

5.5.3 Dobras

O comportamento do acamamento evidencia a presença de dobras em escalas regional e de afloramento, que formam arranjos do tipo sinforme-antiforme, sem vergência, com eixos orientados segundo as direções NE e SW (Figuras 34 e 35).

As dobras em escala regional são desenhadas pela superfície dobrada do acamamento (Figura 37) e mostram comprimentos de onda que variam de 2 a 6 km. Em afloramento, as dobras mostram geometria do tipo "kink" e "chevron", compatíveis com dobras forçadas de natureza rúptil (ver fotos e seção estrutural na Figura 38). Essas estruturas observadas em pelitos na Mina do Pindura, da empresa Votorantin em Nobres, são assimétricas e não exibem um padrão de vergência consistente. O acamamento dobrado tem direção NE-SW com mergulhos altos para NW e moderados para SE (Figura 38, estereograma 1). Os eixos de dobras são paralelos à direção do acamamento e mostram caimento suave para SW e NE (Figura 38, estereograma 3).

O acamamento dobrado dos pelitos é interrompido e deformado por falhas discretas e por zonas de falhas com espessuras que variam de 0,5 a 13 m. As falhas e zonas de falhas têm direção NE-SW e mergulhos altos (70°- 85°) para NW e SE. O padrão concordante entre as direções do acamamento, eixos de dobras e planos de falhas é indicativo da contemporaneidade e da natureza rúptil dessas estruturas.

As dobras de escala regional observadas nas seções geológicas da Figura 35 mostram o mesmo padrão geométrico das dobras em pelitos da Mina do Pindura (Figura 38). O que indica que em ambas as situações, a natureza rúptil das dobras tem relação genética com o desenvolvimento de falhas que afetaram as rochas sedimentares durante um episódio de deformação rúptil.

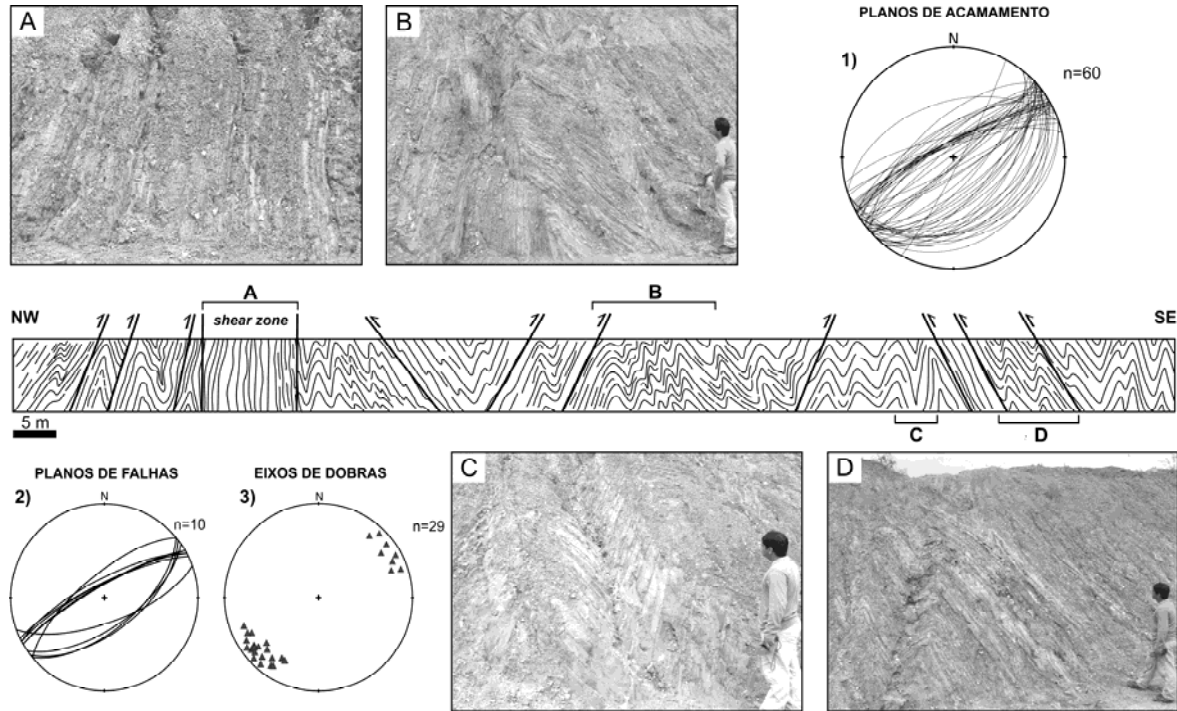


Figura 38 – Seção esquemática NW-SE confeccionada a partir do comportamento do acamamento ao longo da bancada de uma mina da Empresa Votorantim, na região de Nobres, onde afloram rochas pelíticas da Formação Puga. Foram coletadas 60 atitudes de acamamento (estereograma 1), 10 planos de falhas (estereograma 2) e 29 atitudes de eixos de dobras (estereograma 3).

5.5.4 Falhas

As falhas estudadas nas rochas sedimentares da Faixa Paraguai compreendem estruturas mesoscópicas e de escala regional representadas por dois conjuntos com idade e orientação distintas. Falhas mais antigas NE-SW com mergulhos altos (60° a 80°) para NW e SE, são caracterizadas por superfícies discretas ou zonas de falhas com espessura variando de 2 a 7 metros. Essas falhas são paralelas ao acamamento das rochas pelíticas observadas na Mina do Pindura, que por sua vez, cortam e deformam o acamamento causando a geração de dobras de arrasto ou em "kink" de escala centimétrica, cujos eixos são paralelos à direção dos planos de falhas. Em escala regional, as falhas NE-SW se destacam nos mapas e seções geológicas (Figuras 34 e 35). Essas estruturas foram inferidas a partir da posição espacial do acamamento que mostra mergulhos altos ($> 70^\circ$) em zonas de falhas e das relações estratigráficas entre as unidades observadas em campo. Falhas mais novas NW-SE com mergulhos moderados a altos (40° a 86°) para NE e SW, se mostram como superfícies discretas por vezes associadas com estrias de falhas de caimento baixo (03° a 20°) para NW e SE. A posição de estrias de falhas próximo à horizontal é compatível com cinemática transcorrente a oblíqua dextral e sinistral (ou com cinemática não determinada). As falhas

NW-SE foram observada em várias localidades da área de estudo e cortam oblíqua a perpendicularmente o acamamento sedimentar.

Os dois conjuntos de falhas descritos foram identificados em imagens de sensores remotos. Falhas NE-SW são representadas por grandes traços estruturais de relevo e se diferenciam do acamamento nos flancos das dobras por mostrarem ângulos de mergulho mais altos e em alguns casos promoverem arrasto do acamamento com cinemática aparentemente dextral. Falhas NW-SE correspondem a traços curtos e segmentados que cotam as estruturas NE-SW porém, não mostram deslocamentos evidentes.

5.6 DISCUSSÕES

5.6.1 Partição de Deformação e Relação Embasamento-Cobertura Sedimentar

A partição da deformação teve papel importante na configuração geométrica e cinemática das rochas expostas na área em estudo, o que permitiu individualizar setores mais deformados de setores menos deformados.

A análise geométrica se deu a partir da disposição espacial dos elementos tectônicos observados nas rochas expostas e da relação da posição geométrica entre a trama dúctil (foliação) do embasamento cuiabá e a trama rúptil (acamamento) das rochas da Bacia Paraguai.

A análise cinemática foi inferida pela posição espacial do acamamento, principalmente, nos setores em que esta estrutura exhibe altos ângulos de mergulho ($>65^\circ$), onde indica a presença de zonas de falhas transcorrentes. As rochas nas zonas de falhas não mostram indicadores cinemáticos (estrias e lineações de estiramento mineral) que permitam definir a cinemática das falhas. Porém, identificou-se a presença de blocos soerguidos e rebaixados tectonicamente durante a deformação (Figuras 34 e 35), a partir da distribuição espacial das unidades lito-estratigráficas da área.

Os domínios mais e menos deformados estão dispostos paralelamente ao "trend" regional NE-SW e, se alternam entre: (1) setores menos deformados com acamamento que mostra ângulos de mergulho baixos (5° - 20°); e (2) setores mais deformados, com altos valores de mergulho (65° - 85°) para SE e NW do acamamento. Esta configuração é observada em uma região de aproximadamente 40 km de espessura, entre as cidades de Alto Paraguai e Nobres (Figura 34). Esta área compreende mega-dobras organizadas em pares antiformal-sinormal, interrompidas por zonas de falhas NE-SW com mergulhos altos a sub-verticais. A partir de Alto Paraguai em direção a NW, zonas com altos ângulos de mergulho são ausentes, prevalecendo à posição sub-horizontal do acamamento.

Os limites entre os setores com baixos e altos ângulos de mergulho são marcados pela presença de falhas de alto ângulo ($>65^\circ$) como importantes componentes direcionais, capazes de acomodar maior concentração de deformação, sendo responsáveis pela geração das dobras com geometria sinormal e antiformal em escala macro e mesoscópica (Figuras 34 e 35).

A posição espacial do acamamento observado nas rochas sedimentares dos domínios mais deformados mostra geometria sub-concordante com a trama foliada do Grupo Cuiabá. Isto evidencia que a deformação impressa nas rochas da Bacia Paraguai foi controlada pela trama tectônica dúctil (foliação) pré-existente das rochas metassedimentares do Grupo Cuiabá, considerada uma superfície de fraqueza capaz de acomodar as componentes de cisalhamento puro e simples durante a deformação.

Estas estruturas preexistentes atuaram como zonas de fraqueza e foram reativadas durante transpressão, controlando da nucleação e o desenvolvimento localizado de zonas de falhas que acumularam preferencialmente *strain* durante a deformação. A distribuição desigual de *strain* em um volume de rocha é evidência de partição de deformação como descrito por Fossen (2010). Esse autor aponta a anisotropia pré-deformacional de uma rocha e

as estruturas que se formam durante a deformação como as causas primária e secundária para produzir um quadro de partição de deformação.

Segundo Jones & Tanner (1995), a quantidade e a zona em que a deformação particionada é acomodada, depende da natureza e da geometria dos limites e/ou intrazona das superfícies de fraqueza, da mecânica e das propriedades geológicas do material envolvido e da orientação de qualquer anisotropia em relação aos limites das zonas.

O quadro particionado observado nas rochas sedimentares da Faixa Paraguai é compatível com o modelo de deformação particionada de Fossen (2010). O qual afirma que uma vez que uma falha se forma, é provável que ela continue a acomodar componente de cisalhamento simples enquanto o volume de rochas adjacentes acomoda os componentes de deformação coaxial.

5.6.2 Modelo Tectono-Sedimentar

O padrão estrutural regional observado na área estudada é caracterizado por particionamento da deformação, responsável pela configuração de domínios heterogeneamente deformados e arranjos estruturais diferentes, separados por zonas de falhas.

A partir da integração das informações estruturais e estratigráficas sugere-se uma história evolutiva para a Faixa Paraguai Norte, baseada em um modelo de deformação transpressiva particionada, representado por cinco estágios relacionados a distintos aspectos da tectônica e sedimentação das unidades que afloram na área investigada (Figura 39).

O **Estágio 1** representa a bacia precursora que acomodou os sedimentos do Grupo Cuiabá. Esta bacia foi afetada pela colisão de direção NW-SE entre o Cráton Amazonas e um bloco continental menor, considerado aqui como o Bloco Paranapanema (Trindade et al., 2006; Thover et al., 2010). Durante este estágio as rochas da bacia foram metamorfisadas, sendo gerada a trama tectônica foliada com alto ângulo de mergulho presente nas rochas metapelíticas do Grupo Cuiabá.

O **Estágio 2** marca o final da amalgamação entre o Cráton Amazonas e o Bloco Paranapanema, com as rochas do Grupo Cuiabá representando a sutura entre os dois blocos. Este estágio foi finalizado antes de 635 Ma, que é a idade mínima para as rochas sedimentares da Bacia Paraguai, que recobrem em discordância as sequências metassedimentares do Grupo Cuiabá.

O **Estágio 3** representa o processo de rifteamento responsável pela instalação da Bacia Paraguai. Este evento de estiramento envolveu parte do Cráton Amazonas a NW e se estendeu a SE sobre as rochas metassedimentares do Grupo Cuiabá.

O início da sedimentação da Bacia Paraguai é representado pela Formação Puga, um depósito relacionado à glaciação ocorrida no Criogeniano, em torno de 635 Ma (Nogueira, 2003; Trindade et al., 2003; Alvarenga et al., 2004). O topo da bacia é marcado pelos depósitos siliciclásticos da Formação Diamantino, onde zircões datados pelo método U-Pb, indicam idades mínimas de deposição após 541 Ma, o que mostra que a sedimentação da Bacia Paraguai se estendeu até o Cambriano (Bandeira et al., 2011). As feições estratigráficas e sedimentares das unidades da bacia são compatíveis com uma sedimentação predominantemente plataformar.

O **Estágio 4** caracteriza-se pelo início da reativação tectônica, a partir de uma superfície principal de descolamento, que se deu após a sedimentação de todas as unidades da Bacia Paraguai. Este processo de deformação aproveitou a trama foliada do Grupo Cuiabá e deu início ao desenvolvimento das zonas paralelas de deformação orientadas na direção NE-SW.

O **Estágio 5** representa o final do processo de deformação transpressiva das rochas que compõem a Bacia Paraguai. Neste estágio ocorreu a evolução das zonas de deformação particionadas, com maior e menor concentração de *strain*, onde se desenvolveram os

conjuntos de dobras sinformes e antiformes sem padrão de vergência, separados por falhas de alto ângulo.

As sequências metassedimentares do Grupo Cuiabá foram soerguidas pelas falhas direcionais de alto ângulo e colocadas lado a lado às rochas sedimentares da Bacia Paraguai na porção sudeste da área.

A cinemática do cinturão de cisalhamento rúptil decorrente da reativação com componente direcional não pode ser definida neste trabalho por ausência de elementos seguros de campo.

É possível dizer que este evento de deformação ocorreu em um intervalo de tempo entre 541-490 Ma (deformação pré-ordociviana), pois se deu após a sedimentação final da Bacia Paraguai, mas não afetou a cobertura sedimentar da Bacia do Paraná que tem idade ordoviciana e recobre em discordância parte das sequências metassedimentares do Grupo Cuiabá, a sudeste.

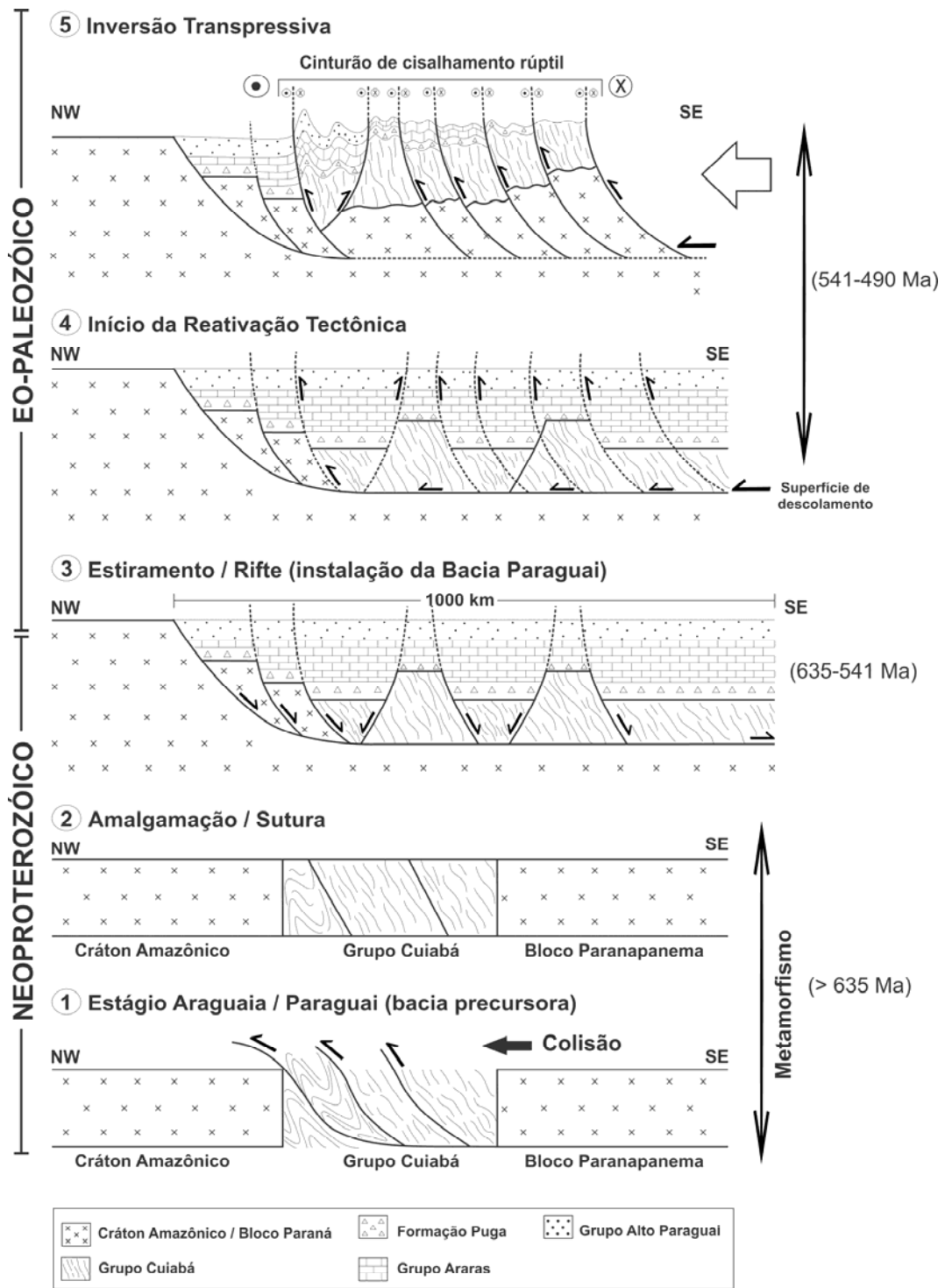


Figura 39 – Modelo tectono-sedimentar esquemático que mostra a evolução da Faixa Paraguai 1) Geração da bacia precursora (Bacia Cuiabá) e início da colisão entre os blocos Amazônia e Paranapanema. 2) Amalgamação dos blocos e origem da sutura representada pelas sequências metassedimentares do Grupo Cuiabá. 3) Instalação da Bacia Paraguai, com sedimentação das rochas carbonáticas e siliciclásticas. 4) Início da reativação tectônica a partir de uma superfície de descolamento e 5) Inversão transpressiva da cobertura neoproterozóica-cambriana da Bacia Paraguai.

6 CONCLUSÕES

Os dados estruturais e estratigráficos coletados nesse trabalho, especificamente na região de Nobres e adjacências, sugerem uma história evolutiva particular para explicar o arranjo estratigráfico e a disposição geométrica e espacial das rochas observadas.

A proposta se baseia em um modelo de deformação transpressiva particionada, ocorrida após o episódio colisional classicamente descrito para a faixa, sendo sustentado por evidências como: **1)** as unidades da Bacia Paraguai apresentam o mesmo padrão de deformação, dominado por dobras forçadas não cilíndricas em arranjos antiformal-siniformes sem padrão de vergência; **2)** a distribuição heterogênea de diferentes domínios de deformação, separados por falhas de alto ângulo.

Além disso, a disposição preferencial do acamamento com megulhos altos ($> 50^\circ$) e a ausência de estruturas de colisão são incompatíveis com a existência de zonas de cavalgamento na área estudada, o que dificulta o enquadramento da Bacia Paraguai em um modelo tipo *foreland*. Outras evidências que sustentam essa afirmativa são: **1)** ausência de discordâncias angulares entre as unidades, comuns em bacias de colisão; **2)** o tipo de deposição predominantemente plataformal das sucessões sedimentares ediacaranas e **3)** a distribuição homogênea das unidades na área mapeada, sem desenvolvimento de sub-bacias.

Dessa forma, as rochas que compõem esta bacia são aqui interpretadas como uma cobertura neoproterozóica-cambriana afetada por um evento rúptil tardio, de caráter transpressivo, ocorrido no Eo-Paleozóico (pré-Ordoviciano) a partir da reativação de estruturas do próprio Grupo Cuiabá. Admite-se que as rochas do Grupo Cuiabá, embasamento da Bacia Paraguai, possam representar de fato a Faixa Paraguai, como resultado de um evento colisional no Neoproterozóico.

Essa conclusão chama atenção para o fato de que as rochas não metamorfitizadas observadas nos domínios das faixas móveis proterozóicas do centro-oeste brasileiro precisam ser reavaliadas sob o ponto de vista estrutural e estratigráfico e podem representar evidências de um importante evento extensional pós-colisional regional, amplo em escala geográfica, posteriormente sujeito à inversão tectônica positiva. Esse evento precisa ser melhor estudado e investigado pois pode representar um importante marco na história tardia dos cinturões brasileiros e na história geotectônica desse segmento do território nacional.

Agradecimentos

A Agência Nacional do Petróleo (ANP) pela concessão da bolsa de estudo no nível de mestrado ao primeiro autor através do Programa de Recursos Humanos para o Setor Petróleo, Gás Natural e Biocombustíveis – PRH (convênio UFPA/ANP/PRH-06). Ao Instituto Nacional de Ciência e Tecnologia de Geociências da Amazônia (GEOCIAM) e ao Projeto MCT/CNPq 014/2010: “Tectônica e Estratigrafia do Sudeste da Faixa Paraguai (MT) e suas implicações com o Sistema Petrolífero Araras do Neoproterozóico” pelo financiamento dos trabalhos de campo.

REFERÊNCIAS

- Alkmin F.F., Marshak S., Fonseca M.A. 2001. Assembling West Gondwana in the Neoproterozoic: Clues from the São Francisco craton region, Brazil: *Geology*, v. 29, p. 319-322.
- Almeida, F.F.M. 1964. Geologia do Centro – Oeste matogrossense. *Boletim da Divisão de Geologia e Mineralogia*. Rio de Janeiro: DNPM, v. 219, p. 1 – 53.
- _____. 1965. Geologia da Serra da Bodoquena (Mato- Grosso). Ministério das Minas e Energia, DNPM, *Boletim da Divisão de Geologia e Mineralogia*. 219, p. 1–96.
- _____. 1974. Sistema Tectônico Marginal do Cráton do Guaporé. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 28, Anais, 4:11-17.
- _____. 1984. Província Tocantins, setor sudoeste. In: Almeida, F.F.M. AND Hasui, Y. (Eds), O Pré-Cambriano do Brasil, São Paulo, SP, Brasil, Blücher, p. 265–281.
- Almeida, F.F.M. & Hasui, Y. coords. 1984. O Pré-Cambriano do Brasil. São Paulo. Ed. Blücher Ltda, p.265-281.
- Almeida, F.F.M.; Hasui, Y.; Brito Neves, B.B.; Fuck, R.A. 1977. Províncias estruturais brasileiras. In: Simpósio de Geologia do Nordeste – SBG, 7, Campina Grande. p.363-391.
- Almeida, F.F.M. & Mantovani M.S.M. 1975. Geologia e geocronologia do Granito de São Vicente, Mato Grosso. *An. Acad. Bras. Ciênc.*, v.7, p.451-458.
- Almeida, F.F.M.; Brito Neves, B.B.; Carneiro, C.D.R. 2000. The Origin and Evolution of the South American Platform. *Earth Science Review*, 50, p. 77-111.
- Alvarenga, C.J.S. 1984. Dobramentos da Faixa Paraguai na borda Sudeste do Cráton Amazônico. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 33, Anais, 7, p.3258-3271.
- Alvarenga, C.J.S. 1990. Phénomènes sédimentaires, structuraux et circulation de fluides développés à la transition chaîne-craton. Exemple de chaîne Paraguai d'âge protérozoïque supérieur, Mato Grosso, Brésil. 177 f. Tese de Doutorado. France, Univ. Aix-Marseille III, França.
- Alvarenga, C.J.S. & Saes, G.S. 1992. Estratigrafia e sedimentologia do Proterozóico Médio e Superior da região Sudeste do Craton Amazônico. *Rev. Bras. Geoc.*, 22(4):493-499.
- Alvarenga & 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 of earth glacial record, 260. Abstract and field trip. IGCP-UNESCO/UFMT, 260, p.31-44.
- Alvarenga C.J.S., Trompette R. 1992. Glacially influenced sedimentation in the later proterozoic of the Paraguay Belt (Mato Grosso, Brazil). *Palaeogeografia, Palaeoclimatologia, Palaeoecologia*, 92, p.85-105.

- _____. 1993. Evolução tectônica brasileira da Faixa Paraguai: a estruturação da região de Cuiabá. *Rev. Bras. Geol.*, 23(1):18-30.
- Alvarenga, C.J.S., Moura C.A.V., Gorayeb P.S.S., Abreu F.A.M. 2000. Paraguay and Araguaia Belts. In : Cordani U.G., Milani E.J., Thomaz Filho A., Campos D.A. (eds.). *Tectonic Evolution of South America*, 31st International Geologic Congress, Rio de Janeiro, p. 183-193.
- Alvarenga C.J.S.; Santos, R.V.; Dantas, E.L. 2004. C–O–Sr isotopic stratigraphy of cap carbonates overlying Marinoan-age glacial diamictites in the Paraguay Belt, Brazil. *Precambrian Research*, v. 131, p.1–21.
- Alvarenga C.J.S., Figueiredo M.F., Babinski M., Pinho F.E.C. 2007. Glacial diamictites of Serra Azul Formation (Ediacaran, Paraguay belt): Evidence of the Gaskiers glacial event in Brazil. *Journal of South American Earth Science*, 23, p. 236-241.
- Bandeira J., McGee B., Nogueira A.C.R., Collins A.S., Trindade R. 2011. Sedimentological and provenance response to Cambrian closure of the Clymene ocean: The upper Alto Paraguai Group, Paraguay belt, Brazil. *Gondwana Research*. p.18.
- Barros, A.M. & Simões, M.A. 1980. Levantamento geológico nas porções meio-leste da Folha SD.21-Z-A e extremo noroeste da Folha SD.21-Z-C, abrangendo áreas dos Municípios de Raizama, Rosário Oeste, Nobres e Diamantino; operação 511/80. Goiânia, Projeto RADAMBRASIL. 31p. (Relatório Interno RADAMBRASIL, 387-G).
- Bonhomme M.G., Cordani U.G., Kawashita K., Macedo M.H.F., Thomas Filho A. 1982. Radiochronological age and correlation of Proterozoic sediments in Brazil. *Precambrian Research*, 18, p.103-118.
- Brito Neves B.B., Campos Neto M.C., Cordani U.G. 1985. Ancient “Massifs” in the Proterozoic Belts of Brazil. In: *Symposium on early to middle Proterozoic fold Belts, extended abstract...*, Darwin, Australia, p. 70-72.
- Coniglio, M. & James, N.P. 1990. Origin of fine-grained carbonate and siliciclastic sediments in an early Palaeozoic slope sequence, Cow Head Group, western Newfoundland. *Sedimentology*, 37, p.215-230.
- Cordani U.G., Kawashita K., Thomaz Filho A. 1978. Applicability of the rubidium-strontium methods to shales and related rocks. In: Cohee B.V. et al. (eds). *Contributions to the geologic time scale*. Am. Ass. Petrol. Geol., *Studies in Geology*, 6, p.93-117.
- Cordani U.G., Thomaz Filho A., Brito Neves B.B., Kawashita K. 1985. On the applicability of the Rb-Sr method to argillaceous sedimentary rocks: some examples from Precambrian sequences of Brazil. *Giornale Geol.*, 471, p.253-280.
- Castelneau, F. 1850. *Expedition dans les parties centrales de l’Amérique du Sud. Histoire du Voyage*, Paris. Libraire Editeur, Tomo II., 485p.
- Dantas, E.L., Alvarenga, C.J.S., Santos, R.V., Pimentel, M.M., 2009. Nd isotopes applied to provenance age of metasedimentary rocks from extensional continental margin to a foreland basin in the Neoproterozoic Paraguay belt, Central Brazil. *Precambrian Research* 170, 1–12.

- Davis, G. H. and Reynolds, S. J. 1996. *Structural Geology of Rocks and Regions*. New York, Chichester, Wiley.
- De Boer, P.L., Oost, A.P., Visser, M.J., 1989. The diurnal inequality of the tide as a parameter for recognising tidal influences. *Journal of Sedimentary Petrology* 59, p.912–921.
- Dewey, J.F., Holdsworth, R.E. & Strachan, R.A. 1998. Transpression and transtension zones. In: Holdsworth, R.E., Strachan, R.A. & Dewey, J.F. (eds) *Continental Transpressional and Transtensional Tectonics*. Geological Society, London, Special Publications, 135, 1–14.
- Edmondo, G. P. 2002. Digital Geologic Field Mapping Using Arcpad. Digital Mapping Techniques 02. Workshop Proceedings U.S.G.S. Open-File Report 02-370, <<http://pubs.usgs.gov/of/2002/of02-370/edmondo.html>>. Acesso em 25/11/2010.
- Elie, M.; Nogueira, A.C.R.; Trindade, R.I.F.; Nédélec, A.; Kenig, F. 2007. A red algal bloom in the Marinoan snowball Earth. *Terra Nova*, v. 19, p. 303-308.
- Evans, J.W. 1894. The Geology of Mato Grosso. Geological Society of London, *Quarterly Journal*, v.50, p.85-104.
- Figueiredo, M.F.; Babinski M.; Alvarenga, C.J.S.; Pinho, F.E.C. 2008. Nova Unidade Litoestratigráfica Registra Glaciação Ediacarana em Mato Grosso: Formação Serra Azul. *Geologia-USP*, 8: 65-75.
- Figueiredo, A.J.A. & Olivatti, O. 1974. O Projeto Alto – Guaporé; relatório final integrado. Goiânia, DNPM/CPRM, 11. (relatório do arquivo técnico da DGM, 2323).
- Fitch, T.J. 1972. Plate convergence, transcurrent faults and internal deformation adjacent to Southeast Asia and the Western Pacific. *Journal of Geophysical Research*, 77, 4432–4460.
- Font E., Nédélec A., Trindade R.I.F., Macouin M., Charrière A. 2006. Chemostratigraphy of the Neoproterozoic Mirassol d’Oeste cap dolostones (Mato Grosso, Brazil): An alternative model for Marinoan cap dolostone formation. *Earth and Planetary Science Letters*, 250, p.89-103.
- Fossen, H. 2010. *Structural Geology*. Cambridge University Press. New York. 463P.
- Fossen, H. & Tikoff, B. 1993. The deformation matrix for simultaneous simple shearing, pure shearing and volume change, and its application to transpression tectonics. *Journal of Structural Geology*, 15, 413–422.
- Goodwin, L.B. & Williams, P.F. 1996. Deformation path partitioning within a transpressive shear zone, Marble Cove, Newfoundland. *Journal of Structural Geology*, 18, 975–990.
- Guimarães, G. & Almeida, L.F.G. 1972. Projeto Cuiabá. Relatório Final. Cuiabá, DNPM. (Relatório do arquivo técnico da DGM, 1872).
- Harland, W. B. 1971. Tectonic transpression in Caledonian Spitzber-gen. *Geol. Mag.* 108, pp. 7-42.
- Hasui, Y., Tassinari C. C. G., Siga Junior O., Teixeira W., Almeida F. F. M., Kawahita K. 1980. Idades Rb-Sr e K-Ar do centro-norte do Brasil e seu significado geológico-geotectônico. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 37, Anais, 5, p.2659-2667.

- Hennies, W.T. 1966. Geologia do Centro-Norte, Mato Grosso. São Paulo. 65p. (Tese de Doutorado, POLI/USP).
- Hoffman, P.F. & Schrag, D.P. 2002. The Snowball Earth hypothesis: testing the limits of global change: *Terra Nova*, 14:129-155.
- Holdsworth, R.E. 1994. Structural evolution of the Gander–Avalon terrane boundary: a reactivated transpression zone in the NE Newfoundland Appalachians. *Journal of the Geological Society, London*, 151, 629–646.
- Holdsworth, R.E., Tavarnelli, E. & Clegg, P. 2002a. The nature and regional significance of structures in the Gala Group of the Southern Uplands terrane, Berwickshire coast, southeastern Scotland. *Geology Magazine*, 139, 707–717.
- Holdsworth, R.E., Tavarnelli, E., Clegg, P., Pinheiro, R.V.L., Jones, R.R. & McCaffrey, K.J.W. 2002b. Domainal deformation patterns and strain partitioning during transpression: an example from the Southern Uplands terrane, Scotland. *Journal of the Geological Society, London*, 159, 401–415.
- Jacobsen, S.B. & Kaufman, A.J. 1999. The Sr, C and O isotopic evolution of Neoproterozoic seawater. *Chem. Geol.* 161, 37-57.
- Jiang, D., Lin, S. & Williams, P.F. 2001. Deformation path in high-strain zones, with reference to slip partitioning in transpressional plate boundary regions. *Journal of Structural Geology*, 23, 991–1005.
- Jones, R.R., Holdsworth, R.E. & Bailey, W. 1997. Lateral extrusion in transpression zones: the importance of boundary conditions. *Journal of Structural Geology*, 19, 1201–1217.
- Jones, R., Holdsworth, R.E., Clegg, P., McCaffrey, K.J.W. & Tavarnelli, E. 2004. Inclined transpression. *Journal of Structural Geology*, in press.
- Jones, R. & Tanner, P. W. G. 1995. Strain partitioning in transpression zones. *Journal Structural Geology.*, V. 17, N. 6, pp. 793-802.
- Kahle C.F. 2002. Seismogenic deformation structures in microbialites and mudstones, Silurian Lockport Dolomite, northwestern Ohio, U.S.A. *J. Sediment. Res.*, 72, p.201-216.
- Kennedy M.J. 1996. Stratigraphy, sedimentology, and isotopic geochemistry of Australian Neoproterozoic postglacial cap dolostones: deglaciation, $\delta^{13}\text{C}$ excursions, and carbonate precipitation. *J. Sediment. Res.*, 66, p.1050-1064.
- Knoll, A. H., 2000. Learning to tell Neoproterozoic time. *Precambrian Research*. V. 100, p 3-20.
- Lacerda Filho J.V., Souza J.O., Oliveira C.C., Ribeiro P.S.E., Boas P.F.V., Albuquerque M.C., Frasca A.A.S., Borges F.R., Moreton L.C., Martins E.G., Camargo M.A., Valente C.R., Pimentel M.M., Botelho N.F. 2001. Geologia e Evolução Tectônica da Região Norte do Mato Grosso (Projeto Promin-Alta Floresta) In: SBG/Núcleo Norte, Simp. Geol. da Amazônia, 7, Belém, Resumos Expandidos, CD-Rom.
- Lin, S., Jiang, D. & Williams, P.F. 1998. Transpression (or transtension) zones of triclinic symmetry: natural example and theoretical modelling. In: Holdsworth, R.E., Strachan, R.A. &

- Dewey, J.F. (eds) Continental Transpressional and Transtensional Tectonics. Geological Society, London, Special Publications, 135, 41–57.
- Litherland M., Annells R.N., Appleton 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., Mithcell W.I., O Connor E.A., Pitfield P.E.J. 1986. The Geology and Mineral Resources of the Bolivian Precambrian Shield. British Geological Survey. Overseas Memoir 9. London, Her Majesty's Stationery Office. 140 p.
- 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. Relatório Final. Goiânia, DNPM/CPRM. v.1. 136p.
- Luz J. S. & Abreu Filho, W. 1978. Aspectos geológicoeconômicos da Formação Araras do Grupo Alto Paraguai-MT. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 30, Anais, 4, p.1816-1826.
- Luz, J.S.; Oliveira, A.M.; Lemos, D.B.; Argolo, J.L.; Souza, N.B.; Abreu Filho, W. 1978. Projeto Província Serrana. Relatório Final. Goiânia, DNPM/CPRM. v.1. 136p.
- Maciel P. 1959. Tilito cambriano (?) no estado de Mato Grosso. SBG, Boletim, 8, p.3-49.
- Marzoli A., Renne P. R., Piccirillo E. M., Ernesto M., Bellieni G., De Min A. 1999. Extensive 200-million-year-old continental flood basalts of the Central Atlantic Magmatic Province. *Science*, 284:616-618.
- McCaffrey, K. J. W.; Jones, R. R.; Holdsworth, R. E.; Wilson, R. W.; Clegg, P.; Imber, J.; Holliman, N.; Trinks, I., 2005. Unlocking the spatial dimension: digital technologies and the future of geoscience fieldwork. *Journal of the Geological Society*, Volume 162, Number 6, 2005, pp. 927-938(12).
- McClay, K. R. 1991. The Mapping of Geological Structures. John Wiley and Sons Ltd.
- McGee B., Collins A.S., Trindade R.I.F. 2011. G'day Gondwana - the final accretion of a supercontinent: U-Pb ages from the post-orogenic São Vicente Granite, northern Paraguay Belt, Brazil, *Gondwana Research*, in press.
- Nio, S.D., Yang, C.S., 1991. Sea-level fluctuation and the geometric variability of tide-dominated sandbodies. *Journal of Sedimentary Geology* 70, p.161–193.
- Nogueira A.C.R. 2003. A plataforma carbonática Araras no sudoeste do Cráton Amazônico: estratigrafia, contexto paleoambiental e correlação com os eventos glaciais do Neoproterozóico. 173 f. Tese (Doutorado em Geologia) - Universidade de São Paulo, São Paulo.
- Nogueira A.C.R., Riccomini C., Sial A.N. 2001a. Capa carbonática pós- Varanger no Sw do Cráton Amazônico, MT: evidência de glaciação global (Snowball Earth). In: SBG, Simp. Geol. Amaz, 7, Belém, Resumos extendidos, CD-Rom.
- Nogueira A.C.R., Riccomini C., Sial A.N., Moura C.A.V., Fairchild T.R. 2003. Soft-sediment deformation at the base of the Neoproterozoic Puga cap carbonate (southwestern Amazon craton, Brazil): confirmation of rapid icehouse to greenhouse transition in snowball earth. *Geology* 31, 613–616.

- Nogueira A.C.R. & Riccomini C. 2006. O Grupo Araras (Neoproterozóico) na parte norte da Faixa Paraguai e sul do Cráton Amazônico, Brasil. *Rev. Bras. Geoc.*, v. 36, p.623-640.
- Oldow, J.S., Bally, A.W. & Ave Lallemand, H.G. 1990. Transpression, orogenic float and lithospheric balance. *Geology*, 18, 991–994.
- Oliveira, M.A.M. 1964. Reconhecimento geológico expedito na região do Alto Paraguai. Petrobrás-DEBSP, Ponta Grossa, Relatório Interno s/n, 47p.
- Paradella, W. R.; Dos Santos A. R.; Dall'agnol R.; Pietsch R. W.; Sant'anna M. V. 1988. A geological investigation based on airborne (SAREX) and spaceborne (RADARSAT-1) SAR integrated products in the central Serra dos Caraiás granite area, Brazil Editeur.Canadian Aeronautics and Space Institute, Ottawa, ON, Canada (1975) (Revue).
- Pimentel M. M. & Fuck R. A. 1987. Origem e evolução das rochas metavulcânicas e metaplutônicas da região de Arenópolis (GO). *Rev. Bras. Geoc.*, 17, p.2-14.
- _____. 1992. Neoproterozoic crustal accretion in central Brazil. *Geology*, v.20, p.375-379.
- _____. 1993. Geocronologia Rb-Sr da porção sudoeste do Maciço de Goiás. *Revista Brasileira de Geociências*, v.23(2), p.1-8.
- Pimentel, M.M.; Whitehouse M. J., Viana M. G., Fuck R. A., Machado N. 1997. The Mara Rosa Arc in the Tocantins Province: further evidence for Neoproterozoic crustal accretion in Central Brazil. *Precambrian Research*, v.81, p.299-310.
- Passchier, C. W.; Myers, J. S.; Kroner, A. 1993. Geologia de Campo de Terrenos Gnáissicos de Alto Grau. Editora da Universidade de São Paulo. 189p.
- Passchier, C. W. & Trouw, R. A. J.; (1996). *Microtectonics*, 289 p.
- Ramsay, J. G. and Huber, M. I. 1987. The techniques of modern structural geology. Vol. 2, Folds and Fractures. London, *Academic P.*
- Ribeiro Filho W., Luz J. S., Abreu Filho W. 1975. Projeto Serra Azul, Reconhecimento geológico, Relatório Final, DNPM/CPRM, Goiânia, v.4.
- Ruiz, A. S.; Sousa, M. Z. A.; Ruiz, L. M. B. A. A. 1999. Faixa de dobramentos Paraguai e os granitóides tardi-cinemáticos: uma caracterização preliminar dos granitóides Lajinha e Araguaiana no leste mato-grossense. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 6, Manaus. Anais.Manaus: SBG/NO, p. 307-10.
- Robin, P.-Y.F. & Cruden, A.R. 1994. Strain and vorticity patterns in ideally ductile transpression zones. *Journal of Structural Geology*, 16, 447–466.
- Sanderson, D.J. & Marchini, W.R.D. 1984. Transpression. *Journal of Structural Geology*, 6, 449–458.
- Silva G. G., Lima M.I., Andrade A. R. F., Issler R.S., Guimarães G. 1974. Mapas de recursos naturais, Projeto RadamBrasil, Folha SB.22 Araguaia e partes da Folha SC.22 Tocantins. Geologia, DNPM, Rio de Janeiro, 4:22-131.

- Silva Jr., J.B.C. 2006. Fácies e estratigrafia da Formação Sepotuba: registro da última incursão marinha na transição Neoproterozóico-Cambriano da Faixa Paraguai Norte, Mato Grosso. Dissertação de Mestrado, Programa de Pós-Graduação em Geologia Regional, Universidade Federal do Amazonas, 94p.
- Silva Jr., J.B.C. 2011. Sedimentação Siliciclástica e Proveniência do Grupo Alto Paraguai (Neoproterozóico-Cambriano), Borda Sul do Cráton Amazônico e Faixa Paraguai Norte, Estado do Mato Grosso. Tese de Doutorado. Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, Universidade Federal do Pará, 126p.
- Soares, J.L. & Nogueira, A.C.R. 2008. Depósitos carbonáticos de Tangará da Serra (MT): uma nova ocorrência de capa carbonática neoproterozóica no sul do Cráton Amazônico. *Rev. Bras. Geoc.*, v.38(4), p.715-729.
- Stow D.A.V. 1986. Deep clastic seas. In: H.G. Reading (Ed.) *Sedimentary Environments: Processes, Facies and stratigraphy*. Oxford, Blackwell Scientific Public. p. 399-444.
- Teyssier, C & Tikoff, B. 1994. Strain modeling of displacement-field partitioning in transpressional orogens. *Journal of Structural Geology* 16(11), p. 1575-1588.
- Tikoff, B. & Fossen, H. 1993. Simultaneous pure and simple shear: the unifying deformation matrix. *Tectonophysics*, 217, 267–283.
- Tikoff, B. & Greene, D. 1997. Stretching lineations in transpressional shear zones: an example from the Sierra Nevada batholith, California. *Journal of Structural Geology*, 19, 29–39.
- Tohver E., D'Agrella-Filho M.S., Trindade R.I. 2006. Paleomagnetic record of Africa and South America for the 1200–500Ma interval, and evaluation of Rodinia and Gondwana assemblies. *Precambrian Research* 147, p.193–222.
- Tohver E., Trindade R.I.F., Solum J.G., Hall C.M., Riccomini C., Nogueira, A.C. 2010. Closing the Clymene ocean and bending a Brasiliano belt: Evidence for the Cambrian formation of Gondwana, southeast Amazon cráton. *Geology* 38, 267-270.
- Tokashiki C. C. & Saes G. S. 2008. Revisão Estratigrafica e Faciologia do Grupo Cuiabá no alinhamento Cangas-Poconé, Baixada Cuiabana, Mato Grosso. *Revista Brasileira de Geociências*, 38(4), p. 661-675.
- Trindade, R.I.F.; D'agrella-Filho, M.S.; Figueiredo, F.T.; Font, E.; Babinski, M.; Nogueira, A.C.R.; Riccomini, C. 2003. Paleomagnetism of Neoproterozoic cap carbonates from São Francisco and Amazon Cratons, Brazil. In: EGSAGU- EUG Joint Assembly, Nice, Geophys. Res. Abstr., v.5. no prelo.
- Trindade R.I.F., D'Agrella Filho M.S., Epof I., Neves B.B.B. 2006. Paleomagnetism of early Cambrian Itabaiana mafic dikes (NE Brazil) and the final assembly of Gondwana. *Earth and Planetary Science Letters*, 244, p. 361-377.
- Trompette R. 1994. *Geology of Western Gondwana (2000–500Ma)*. Pan-African - Brasiliano aggregation of South America and Africa. Balkema, 350.

- Trompette, R.; Alvarenga, C.J.S.; Walde, D. 1998. Geological evolution of the Neoproterozoic Corumba graben system (Brazil). Depositional context of the stratified Fe and Mn ores of the Jacadico Group. *J. South Am. Earth Sci.*, v.11(6), p.587-597.
- Twiss, R. J. & Moores, E. M. Structural Geology. 1992. New York, Freeman & Company, 532p.
- Veneziani, P. & Dos Anjos, C. E. 1982. Metodologia de interpretação de dados de sensoriamento remoto e aplicação em geologia. INPE-2227-MD/014, São José dos Campos, p.14.
- Vieira A. J. 1965a. Geologia do Centro-Oeste de Mato Grosso. Petrobrás/DEBSP. Relatório Técnico, 303, 58p.
- Walker R.G. 1992. Facies, facies models and modern stratigraphic concepts. In: Walker R.G. & James N.P. (eds.) Facies Models - Response to Sea Level Change. Ontario, Geological Association of Canada. p. 1-14.
- Zanchi A. 1992. Tectonic and liquefaction structures in the Loreto Basin, Baja California (Mexico). Synsedimentary deformation along a fossil fault plane. *Geodin. Acta*, 5:187-202.

ANEXOS

ANEXO A- MAPA LITOESTRUTURAL DO SEGMENTO NORTE DA FAIXA PARAGUAI, REGIÃO DE NOBRES (MT).

