



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

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO Nº 487

**ESTRATIGRAFIA E TECTÔNICA DA FAIXA PARAGUAI:
IMPLICAÇÕES EVOLUTIVAS NEOPROTEROZÓICAS NO
SUDESTE DO CRÁTON AMAZÔNICO**

Dissertação apresentada por:

IARA MARIA DOS SANTOS

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

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

**BELÉM
2016**

Dados Internacionais de Catalogação de Publicação (CIP)
Biblioteca do Instituto de Geociências/SIBI/UFPA

Santos, Iara Maria dos, 1990-

Estratigrafia e tectônica da Faixa Paraguai Norte : implicações evolutivas neoproterozóicas no sudeste do Cráton Amazônico / Iara Maria dos Santos. – 2016
128 f : il. ; 30 cm

Inclui bibliografias

Orientador: Afonso César Rodrigues Nogueira;
Coorientador: Roberto Vizeu Lima Pinheiro

Dissertação (Mestrado) – Universidade Federal do Pará, Instituto de Geociências, Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, Belém, 2016.

1. Geologia estratigráfica. 2. Faixa Paraguai Norte. 3. Orogenia Brasileira. 4. Colisão transpressiva. 5. Reativação transtensiva. I. Título.

CDD 22 ed.: 551.7



Universidade Federal do Pará
Instituto de Geociências
Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica

**ESTRATIGRAFIA E TECTÔNICA DA FAIXA PARAGUAI:
IMPLICAÇÕES EVOLUTIVAS NEOPROTEROZÓICAS NO
SUDESTE DO CRÁTON AMAZÔNICO**

DISSERTAÇÃO APRESENTADA POR

IARA MARIA DOS SANTOS

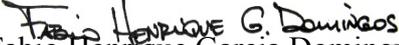
**Como requisito parcial à obtenção do Grau de Mestre em Ciências na Área de
GEOLOGIA.**

Data de Aprovação: 11 / 11 / 2016

Banca Examinadora:


Prof. Afonso César Rodrigues Nogueira
Orientador - UFPA


Prof. Claudio Riccomini
Membro - UPP


Prof. Fabio Henrique Garcia Domingues
Membro – UFPA

*Dedico este trabalho à
minha mãe Círia Santos e aos
meus avós João e Antônia Batista
dos Santos.*

AGRADECIMENTOS

Agradeço a Deus por sua bondade e infinita misericórdia;

À Capes pela concessão da bolsa de estudos;

Ao meu orientador Afonso Nogueira, pela confiança em mim depositada, por suas importantes lições estratigráficas, por compartilhar um pouco o seu vasto conhecimento sobre a Faixa Paraguai e pela amizade então estabelecida;

Ao meu Coorientador Roberto Vizeu, por seu apoio durante o desenvolvimento deste trabalho, tanto nas viagens de campo, quanto na forma de correções e observações, que foram fundamentais para a conclusão desta pesquisa;

Ao Professor Dr. Amarildo Salina Ruiz por sua gentileza e acompanhamento deste trabalho, mesmo à distância;

Aos professores Fábio Domingos e José Bandeira e ao Doutorando Hudson Santos, que contribuíram nas discussões durante os trabalhos de campo;

Ao INCT-GEOCIAM, pelo auxílio financeiro em viagens de campo;

Ao Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica pelo apoio técnico e material;

Aos familiares e amigos de toda a vida pela torcida;

À minha querida Tia Leopoldina Araújo pelo apoio e carinho de sempre;

Aos meus pais Círia Santos, Genádio Carvalho, e às minhas irmãs e melhores amigas Elis de Carvalho e Jasmin Carvalho por todos os momentos da nossa vida, pela dedicação e amor incondicional.

“A um quilômetro dali havia um morro com grande desbarrancado (...) o Visconde levou-os para lá. Diante da barreira, parou e sorriu. Os meninos entreolharam-se. Não compreendiam que o Visconde encontrasse matéria para sorriso num barranco feio como todos os mais. — Que gosto é esse, Visconde? — perguntou Emília. — Ah, o sorriso que tenho nos lábios é um sorriso geológico — o sorriso de quem sabe, olha, vê e compreende. Este barranco é para mim um livro aberto, uma página da história da terra na qual leio mil coisas interessantíssimas.”

Monteiro Lobato

RESUMO

A Faixa Paraguai Norte, localizada a SE do Cráton Amazônico foi estabelecida durante os estágios finais do Ciclo Brasileiro (940-620 Ma.) marcado por colisões entre os crátons Amazônico, São Francisco e Rio de La Plata para compor o *Supercontinente Gondwana Oeste*. Este segmento tectônico é formado por rochas metassedimentares do Grupo Cuiabá (720 Ma.), provenientes de bacias marinhas profundas em margens passivas no contexto extensional da fragmentação do *Supercontinente Rodínia* (1,0 Ga.). Estas bacias foram afetadas por inversão tectônica, devido aos esforços advindos da Orogenia Brasileira, promovendo metamorfismo regional e deformação cujo nível crustal dúctil está hoje aflorante. Subsequentemente, este orógeno foi soerguido, exposto à erosão e submetido a eventos extensionais, embasando bacias intracratônicas que compreende as rochas sedimentares da Formação Puga (635 Ma.), Grupo Araras (627±32), Formação Raizama (645±15 Ma.) e Formação Diamantino (541±7 Ma.) de ambiente plataformal moderadamente profundo a raso, com influência de tempestades, ambiente transicional com influência de marés e lacustre com migração de lobos deltaicos, respectivamente. Estas rochas têm sido atribuídas classicamente a uma Bacia *Foreland*, entretanto, em zonas de sutura antigas onde apenas as raízes dos orógenos estão expostas, estas bacias muito raramente são preservadas. Estas coberturas sedimentares exibem espessuras consideráveis e se destacam hoje no relevo em serras alinhadas e orientadas nas direções NE-SW e ENE-WSW. Na área investigada, neste setor da Faixa Paraguai Norte o Granito São Vicente (518 Ma.) e basaltos da Formação Tapirapuã (197 Ma.), expostos a SE e NW, representam as rochas intrusivas. As relações de contato entre as rochas metassedimentares do Grupo Cuiabá com as rochas sedimentares da Formação Puga, Grupo Araras e Grupo Alto Paraguai, são interpretadas como discordância erosiva e tectônica, levando em consideração os seus estilos de deformação. As rochas do Grupo Cuiabá (~720 Ma.) são compostas predominantemente por quartzo, plagioclásio, muscovita, fengita e biotita, indicativo de protólito pelítico de à fácies xisto verde de grau baixo. Estas rochas estão deformadas por zonas de cisalhamento dúcteis particionadas de direção NE-SW, quilométricas, descritas no Domínio Estrutural Transpressivo D1, subdividido em duas fácies de deformação, chamadas (1) D1-A e (2) D1-B: (1) D1-A é marcada pela presença de foliação contínua fina e lineações de estiramento mineral com *rake* médio de 40°, além de dobras dúcteis a dúcteis-rúpteis flexurais moderadamente inclinadas a recumbentes, assimétricas em “S” com movimentação sinistral, além de cavalgamentos dúcteis-rúpteis e bandas de cisalhamentos dúcteis-rúpteis transcorrentes destrais tardias; (2)

D1-B é marcada pela presença de foliação milonítica suave a grossa, com lineação de estiramento mineral, com *rake* médio de 15°. Estas fácies de deformação são caracterizadas por fluxo transpressivo sinistral particionado dominado por cisalhamento simples, onde todas as estruturas indicam vergência tectônica de NW para SE, compatíveis com o quadro colisional existente ao final do Ciclo Brasileiro (620 Ma.). As rochas sedimentares sobrepostas em discordância estão deformadas por estruturas rúpteis agrupadas no Domínio Estrutural Transtensivo D2, tais como dobras de arrasto inclinadas a subverticais, assimétricas em “Z” indicando movimentação destal, além de falhas normais, e foliação cataclástica. As dobras nas rochas sedimentares indicam vergência de NW para SE e de NE para SW, e não foram geradas sob esforço tectônico dirigido. As falhas normais que deslocam as rochas sedimentares são relacionadas a eventos de reativações transtensivas de estruturas antigas, e estão relacionadas à geração de dobras de arrasto e grábens pós-paleozóicos afetando as bacias sedimentares dos Parecis e do Paraná. Veios de quartzo tardios ocorrem encaixados somente em rochas do Grupo Cuiabá. Os dados apresentados indicam que as rochas da Faixa Paraguai Norte foram afetadas por no mínimo dois episódios tectônicos: o primeiro relacionado ao estabelecimento do Orógeno Brasileiro composto somente por rochas do Grupo Cuiabá metamorfizadas e deformadas; e o segundo ligado a reativações transtensivas, responsáveis pelo estabelecimento de bacias sedimentares fanerozóicas e deformação rúptil por dobras e falhas normais nas rochas sedimentares da Formação Puga, Grupo Araras, Formação Raizama e Formação Diamantino.

Palavras-chave: Faixa Paraguai Norte. Orogenia Brasileira. Colisão Transpressiva. Reativação Transtensiva.

ABSTRACT

The Northern Paraguay Belt, located at Southeast of Amazonian Craton, was established during the final stages of Brasiliano Cycle (940-620 My.) marked by the collisions among Amazonian, San Francisco and Rio de *La Plata* cratons to assembly the Gondwana West Supercontinent. The Northern Paraguay Belt consists mainly of metasedimentary rocks of the Cuiabá Group (720 My.), assigned to passive margins basins in an extensional context during the break-up of Supercontinent Rodinia (1.0 Gy.). These basins were affected by tectonic inversion by Brasiliano Orogeny, causing regional metamorphism and ductile crustal level deformation. Subsequently, the orogen had been uplifted, exposed to erosion and subjected to extensional episodes, developing intracratonic basin where sedimentary rocks of the Puga Formation (635 My.), Araras Group (627 ± 32 My.), Raizama Formation (645 ± 15 My.) and Diamantino Formation (541 ± 7 Ma.) were unconformably deposited in moderately deep to shallow storm influenced plataformal environment, tidal affected transitional environment and, lacustrine deltaic environment, respectively. These rocks are classically assigned to a Foreland Basin, however, ancient suture zones usually exposes the orogen roots, and these basins are currently not well preserved. These intracratonic or plataformal basin sedimentary rocks show considerable thicknesses and outcrop in Northeast-Southwest aligned trending mountain ranges. The São Vicente Granite (518 My.) and the Tapirapuã Formation basalts (197 My.) occur as intrusive rocks in the studied area along the Northern Paraguay Belt. The geological contacts between the metasedimentary rocks of the Cuiabá Group with sedimentary rocks of Puga Formation, Araras Group and Alto Paraguay Group, is interpreted as non-conformity. The Cuiabá Group rocks (720 My.) are mainly composed by quartz, plagioclase, muscovite, biotite and phengite and correspondent to greenschist facies affecting a low grade pelitic protolith. These rocks were deformed by ductile shear zone trending Northeast-Southwest, with strain partitioning, described as Transpressional Structural Domain D1, which was divided into two deformation facies: (1) D1-A and (2) D1-B. (1) The D1-A features a fine continuous foliation and stretching mineral lineation, with a rake of 40°, moderately inclined to recumbent, “S” type asymmetrical flexural folds; ductile-brittle thrust-faults and late strike-slip dextral ductile-brittle shear bands; (2) The D1-B is marked by a mylonitic foliation, with its stretching mineral lineation, with a 15° rake. These deformational facies comprises a mainly transpressional sinistral flow mostly dominated by simple shear and influenced by the strain partitioning. All structures indicate tectonic vergence from Northwest toward Southeast, as a result of the collisional setting of the Brasiliano Orogeny (620 Ma.).

The sedimentary rocks were deformed under brittle crustal level conditions. Consequently they show inclined to subvertical, asymmetric "Z" type drag folds indicating dextral movement, besides normal faults and cataclastic foliation. The drag folds in the sedimentary rocks indicate tectonic vergence toward both Southeast and Southwest, therefore they were not generated under directed tectonic effort. Normal faults which deform sedimentary rocks are related to later transtensional reactivation episodes of ancient structures forming drag folds and Post-Paleozoic grabens affecting both the Parecis and Parana sedimentary basins. Late quartz veins occur emplaced only in the Cuiabá Group rocks. In conclusion, the Northern Paraguay Belt rocks were affected for at least two main tectonic episodes: (1) The Brasiliano Orogeny, only represented by Cuiabá Group rocks which show metamorphism and ductile deformation; (2) and transtensional reactivation that had been responsible for the establishment of the sedimentary basins followed by brittle deformation of Puga Formation, Araras Group, Raizama and Diamantino Formation.

keywords: Northern Paraguay Belt. Brasiliano Orogeny. Transpressional Collision. Transtensional Reactivation.

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

- Figura 1: Posição dos blocos continentais durante a junção do *Supercontinente Gondwana Oeste*, após o fechamento dos oceanos *Goiás-Pharusiano* e *Moçambique*. O Oceano *Iapetus* está localizado a SW entre o *Gondwana*, *Laurentia* e *Báltica* (Modificado de Cordani et al. 2013).....2
- Figura 2: Mapa de acesso à área de estudo, que está situada no estado do Mato Grosso, em sua porção S. Nesta região foram investigadas rochas expostas na Faixa Paraguai Norte, tendo como principais vias de acesso a BR-163, BR-364 e BR-070, além de rodovias estaduais que facilitaram a circulação e coleta de informações nos pontos estudados.....5
- Figura 3: Seção tipo de modelo composto de Cinturão Orogenético (modificado de Hatcher e Williams, 1986 In: Twiss e Moores 2007).....15
- Figura 4: (1) Cinturão colisional que originou os Himalaias, de idade cenozóica, bem preservado; (2) Sistema colisional Apalachiano, de idade paleozóica, parcialmente preservado; e (3) Escudo Canadense, fortemente erodido, desde o Pré-cambriano, com a raiz do sistema colisional exposta (modificado de <http://www.pasqualerobustini.com/geologia/la-tettonica-delle-placche-un-pianeta-che-vive/orogenesi/>).....16
- Figura 5: Esquemas de bacia tipo *foreland*. (A) mapa esquemático de bacia *foreland* bordejada pelo cinturão de cavalgamento e cráton e limitada lateralmente por bacias oceânicas (N-S indicada sem escala). (B) seção (X-X') esquemática de bacia *foreland* que marca o limite entre o cinturão de cavalgamento e a bacia por falha de cavalgamento; devido a ajustes isostáticos, ocorre zona de soerguimento anexa à bacia. Em (C) individualização de subambientes comuns em bacias *foreland*, que nas proximidades do edifício orogenético apresentam sedimentos de granulação grossa e imaturos com registros de deformação de ambiente colisional que se reduz à medida que se aproxima do cráton (Modificado de DeCelles et al. 2002).....18
- Figura 6: Mapa geotectônico da Província Tocantins, porção centro-oeste do Brasil, composta por terrenos cratônicos e faixas móveis, tais como a Faixa Paraguai, Faixa Araguaia e Faixa Brasília, todas de idade neoproterozóica (Modificado de Pimentel et al. 1997).....19

- Figura 7: Mapa geológico da Faixa Paraguai, formada por rochas neoproterozóicas metassedimentares, carbonáticas e siliciclásticas e Cambrianas, expostas na borda SE do Cráton Amazônico. Este segmento tectônico é limitado na porção N pela Bacia dos Parecis, a SE pela Bacia do Paraná, a S pela Bacia do Pantanal e a W pelo Cráton Amazônico (Litherland et al. 1986).....22
- Figura 8: Faixa Paraguai e seus Domínios Estruturais: a Zona Interna corresponde à área onde afloram rochas metamórficas de baixo grau com registros de cavalgamentos e dobras; esta zona exhibe intrusões graníticas de idade Cambriana. A Zona Externa é formada por rochas sedimentares que exibem dobras associadas a falhas de alto ângulo. A Plataforma Cratônica é marcada pela presença de coberturas sedimentares sub-horizontais eventualmente afetadas por falhas normais, que lhe conferem suaves ondulações (Modificado de Alvarenga e Trompette 1993).....23
- Figura 9: Distribuição de dados geocronológicos para as rochas aflorantes na Faixa Paraguai compilado com base em informações disponíveis nos trabalhos de Almeida (1968), Almeida & Mantovani (1975), Cordani et al. (1985), Montes-Lauar et al. (1994), Nogueira et al. (2003), Babinski et al. (2006), Geraldés et al. (2008), Ferreira (2009), Tohver et al. (2010), Bandeira et al. (2012), De Min et al. (2013), McGee et al. (2014a, 2014b e 2015).....35
- Figura 10: Modelo tectônico para a Faixa Paraguai. O estágio 1 marca o início da compressão, resultando em encurtamento e espessamento crustal, gerando ajuste flexural, responsável pela composição da Bacia *Foreland*, onde começam a ser depositados os sedimentos da Formação Puga e grupos Araras e Alto Paraguai; Os estágios 2 e 3 mostram o avanço progressivo do encurtamento e da deformação nas sequências anteriormente depositadas, promovendo novos pulsos de subsidência para deposição de sequências sedimentares mais jovens, tais como a Formação Diamantino (Modificado de McGee et al. 2015).....37
- Figura 11: Imagens de sensores SRTM e *Landsat 8*, com destaque para as bandas 7,5 e 4, compiladas em mosaicos para interpretação visual de lineamentos na escala de 1:300.000. Os quadrados vermelhos correspondem às áreas visitadas em campo.....40
- Figura 12: Distribuição espacial e arranjo geométrico das zonas homólogas identificadas a partir da observação de lineamentos de relevo e drenagem obtidos a partir da interpretação de imagens de sensor remoto em escala de 1:300.000.....42

Figura 13: Interpretação do arranjo geométrico e cinemático dos lineamentos de relevo (preto) e de drenagem (vermelho): os lineamentos de relevo retilíneos e curvos, com forma de “S” e “Z”, refletem estruturas tectônicas presentes nas rochas, que indicam arrasto com cinemática dextral, na porção N e SW e sinistral, na porção central e S. Os lineamentos de drenagem retilíneos podem ser associados à presença de falhas subverticais tardias.....45

Figura 14: Mapa geológico para o segmento norte da Faixa Paraguai. A seção geológica X-X', posicionada na porção central do mapa, que mostram a geometria das rochas metamórficas e sedimentares e mostra suas relações de contato e discordâncias.....47

Figura 15: Rochas do Grupo Cuiabá expostas nas proximidades de Cuiabá, Poconé, Jangada, Nobres e Planalto da Serra (MT). (A) metapelitos compostos por argilominerais, micas, quartzo e fragmentos de rochas graníticas e areníticas; (B) metadiamicritos de granulação média a grossa com matriz argilosa a arenítica de coloração arroxeada com seixos e matacões de granitos, gnaisses, arenitos e quartzo angulosos e; (C) filitos formados por argilominerais, quartzo e fragmentos de feldspato, cortados por veios de quartzo e (D) metarenitos de granulação média a grossa associados à metaconglomerados com seixos e matacões de quartzo e fragmentos de rocha.....49

Figura 16: (A) Filitos de granulação fina com foliação com direção preferencial NE-SW e cortados por fraturas de direção NW-SE. (B) São compostos de muscovita, fengita e argilominerais, com textura lepidoblástica e presença de porfiroclastos de quartzo e feldspato. Ao microscópio os cristais de mica orientados e de quartzo fitado policristalino definem planos de foliação contínua fina nestas rochas.....51

Figura 17: (A) Metadiamicrito com matriz de areno-argilosa de granulação muito fina a fina, com fragmentos de cristais de quartzo de granulação média a grossa, fragmentos de rochas, com destaque para vulcânicas, metamórficas e sedimentares. (B) Os fragmentos de rocha e de cristais de quartzo e feldspato são angulosos a subangulosos, apresentam granulação fina e orientação preferencial NE-SW.....52

Figura 18: (A) Metadiamicritos de cor avermelhada, com foliação incipiente. Apresenta-se cortado por veio de quartzo de espessura centimétrica e direção E-W. (B) Clasto de granito subangulosos em meio areno-argilosa, com fraca foliação.....52

Figura 19: Metapelitos intercalados com metarenitos com estratificação plano-paralela, granocrescente ascendente, com marcas onduladas e estruturas de sobrecarga. O acamamento apresenta direção NE-SW e mergulhos altos para NW. Ocorrem fraturas subverticais NW-SE e NE-SW (UTM 644337/8255446).....53

Figura 20: Fotomicrografia de metapelitos/metarenitos: (A) contatos entre metapelitos e metarenitos granulação muito fina e lentes de argilominerais; (B) contato entre metapelito e metarenito com matriz de granulação muito fina e cristais de quartzo de granulação grossa, fitados NE-SW com discreta cinemática sinistral; (C) metarenito com pouca matriz, cristais de quartzo com granulação média a grossa. Ocorrem microfraturas NW-SE e N-S nos cristais de quartzo; (D) metapelito de granulação muito fina e lamelas de mica branca.....54

Figura 21: (A) Metarenitos conglomeráticos intercalados com metarenitos de granulação média, cortados por veio de quartzo de direção NW-SE. As camadas mostram mergulhos subverticais de direção NE-SW; (B) detalhe de metaconglomerados com matriz composta de metarenito de granulação grossa com seixos de quartzo subangulosos.....55

Figura 22: Metarenito conglomerático intercalado com metaconglomerados e lentes metapelíticas. Apresentam acamamento NE-SW com mergulhos entre 70-88° para NW. São cortados por falhas, clivagens NE-SW, e por feixes de veios de quartzo de direção NW-SE subverticais com arranjo escalonado (UTM 565100/8298706).....55

Figura 23: Diamictito da Formação Puga aflorante a SE de Cáceres (MT). (A) e (B) mostram rochas com clastos e seixos de quartzo, plagioclásio, gnaisses, rochas vulcânicas e sedimentares com matriz de granulometria fina. Destaque em (A) para seixo fraturado de rocha granítica.....57

Figura 24: Fotografia de diamictito com granulometria média a grossa, com matriz de fina, composta por argilominerais suportando clastos de fragmentos líticos. (A) Diamictito com matriz argilo-arenosa com orientação NE-SW, suportando clastos de quartzo e feldspato de granulação grossa a muito grossa com microfraturas. (B) Fragmento lítico anguloso de rocha metamórfica em meio a matriz areno-argilosa com microfraturas N-S.....58

Figura 25: Dolomitos da Formação Mirassol d'Oeste, na porção W da área de estudo, na Mina Terconi. (A) Contato basal abrupto e irregular com a Formação Puga (mais antiga) e as rochas da Formação Mirassol d'Oeste; (B) e (D) Drusas de dolomita associadas à microbrechas de natureza hidráulica; e (C) laminações milimétricas cortadas por vênulas de dolomito.....59

Figura 26: Rochas da Formação Guia aflorante na Mina Terconi, nas proximidades de Mirassol d'Oeste (MT). (A) camadas de calcário calcíticos com estratificação cruzada tipo *swaley*; (B) laminação ondulada e estilólitos nos calcários; e (C) ocorrência de betume.....60

Figura 27: Dolomitos da Formação Serra do Quilombo. (A) Camadas de dolomito laminado com estratificação cruzada *swaley*; estas rochas apresentam brechas dolomíticas de diferentes naturezas, nas porções basais; (B) e (C) brechas tectônicas geradas pela ação conjunta de falhas NE-SW e WNW-ESE ou por pressão hidráulica.....61

Figura 28: (A) e (B) camadas tabulares de dolomitos laminados silicificados com níveis de clastos de carbonato e sílica de cor preta; em (C) e (D) destacam-se arenitos finos, com estratificação cruzada e feições evaporíticas na porção superior da Formação Nobres, marcada pela presença de moldes de estromatólitos silicificados com idades atribuídas ao Ediacarano.....62

Figura 29: Rochas da Formação Raizama, com destaque para ritmitos com espessamento dos pacotes areníticos em direção ao topo (A); a porção basal exhibe arenitos finos com estratificação cruzada (B); o topo desta sequência é caracterizado por marcas onduladas (C); (D) arenitos com estratificação cruzada *swaley*; (E) dobras de arrasto rúpteis e camadas subverticais.....64

Figura 30: Pólos de acamamento observados nas rochas do Grupo Cuiabá. Ocorre concentração de pólos a SE e NW, indicando camadas de direção preferencial NE-SW com mergulhos suaves a moderados para NW e altos para SE.....67

Figura 31: (A) Metapelito com acamamento plano-paralelo de espessura milimétrica com direção NE-SW, sub-horizontal, (B) seixo de arenito, que deforma as camadas na base, evidenciando inversão entre topo e base (UTM 562754/8263970); (C) acamamento com marcas onduladas em metarenitos e metaconglomerados, com direção NE-SW subvertical; e (D) veio de quartzo centimétrico subvertical NW-SE, portanto discordante ao acamamento NE-SW (UTM 562913/8302360).....68

Figura 32: Pólos de acamamento das rochas sedimentares da Formação Puga e grupos Araras e Alto Paraguai. Ocorrem concentrados a NW, com camadas de direção NE-SW com mergulhos suaves a altos para SE a subverticais. O espalhamento indica planos de acamamento com direções entre NW-SE, N-S e E-W, subverticais.....69

Figura 33: Calcário calcíticos pertencente à Formação Guia com acamamento sub-horizontal, com estratificações cruzadas de baixo ângulo (*swaley*) e laminações onduladas (UTM 385098/8266461).....70

Figura 34: Sinforme rúptil assimétrico, desenhado pelo acamamento em rochas da Fm Nobres, com eixo de caimento moderado para ENE, associado a falha normal NE-SW com o bloco SE baixo. A dobra faz contato transicional com arenitos finos com estromatólitósilicificados e arenitos da Formação Raizama (UTM 447282/8204043).....71

Figura 35: Metapelitos do Grupo Cuiabá com foliação contínua fina NE-SW com mergulhos moderados a altos para NW. Observar, subordinadamente, a ocorrência de veios de quartzo centimétricos de direções NE-SW e NW-SE subconcordantes à trama foliada (UTM 578360/8266371).....73

Figura 36: Pólos de foliação contínua fina em rochas do Grupo Cuiabá. Ocorrem concentrações a SE e NW, evidenciando foliação com direção preferencial NE-SW e mergulhos baixos a moderados para NW e moderados a altos para SE.....73

Figura 37: Metapelito do Grupo Cuiabá, com textura lepidoblástica, localmente granoblástica e granulação fina. A matriz de granulação muito fina é composta de micas e cristais de quartzo e feldspato achatados e orientados, definindo a foliação contínua fina NE-SW, que suporta porfiroclastos de quartzo e feldspato, com fraca assimetria sinistral. (UTM 545390/8219328).....74

Figura 38: (a) Lineações de estiramento mineral (setas) subordinadas em planos de foliação contínua fina com caimentos rasos para NE, N e NW; (b) plano médio de foliação contínua fina NE-SW, com mergulho moderado para NW, e com lineação de estiramento média (seta) com caimento raso para NE. O *rake* médio é de aproximadamente 40°, podendo indicar deformação por transpressão sinistral dominada por cisalhamento simples.....75

Figura 39: Metarenitos e metapelitos pertencentes ao Grupo Cuiabá truncados por foliação espaçada anastomótica suave milonítica de direção NE-SW e mergulhos altos para NW e SE (UTM592294/8279763).....76

Figura 40: Pólos de foliação milonítica presente em rochas metassedimentares do Grupo Cuiabá. Ocorrem concentrações de pólos a SE e NW indicando direção preferencial NE-SW, com mergulhos altos para NW e SE a subverticais.....76

Figura 41: Textura granoblástica e lepidoblástica em metapelito do Grupo Cuiabá. Observar agregados de cristais de quartzo achatados, recristalizados, orientados segundo a direção NESW, contornados por agregados de micas, que definem os planos de foliação. Este arranjo orientado mostra fraca assimetria sinistral. Ocorrem microfraturas tardias de direção NW-SE (amostra relativa ao ponto UTM 545354/8219351).....77

Figura 42: (a) Lineações de estiramento mineral, com caimentos rasos para NE e SW, em planos de foliação milonítica; (b) plano médio de foliação milonítica, de direção NE-SW com mergulho alto para NW, com lineação de estiramento média com caimento raso para NE. O *rake* médio é de aproximadamente 15°, indicando transpressão sinistral dominada por cisalhamento simples.....78

Figura 43: (A) Pólos de acamamento dobrado em rochas do Grupo Cuiabá indicando eixo com caimento suave para SW e plano axial NE-SW, com mergulho moderado para NW; (B) pólos da foliação contínua fina dobrada em rochas do Grupo Cuiabá, cujos eixos mostram caimentos suaves para NE, com planos axiais NE-SW, com mergulhos moderados para NW. As dobras do acamamento e da foliação contínua são classificadas como dobras moderadamente inclinadas e estão subparalelas ou subconcordantes.....80

Figura 44: Modelo esquemático dobras de metarenitos do Grupo Cuiabá. As dobras são assimétricas, inclinadas com eixos com caimentos suaves para NE e SW. Falhas normais de direção NNE-SSW e subverticais rotacionam as camadas de modo tardio (UTM 691002/8381849).....81

- Figura 45: Dobras em metapelitos do Grupo Cuiabá assimétricas, inclinadas, com eixo de caimento suave para NNW e SSE. Apresentam clivagem de plano axial NE-SW (UTM 563142/8263880).....81
- Figura 46: Modelo esquemático para dobras e cavalgamentos observados em metarenitos do Grupo Cuiabá. Os cavalgamentos observados em mesoescala têm direção NE-SW, com mergulho suave para NW associados às dobras recumbentes com eixos sub-horizontais, com caimentos suaves para SW (UTM 566039/8264684).....83
- Figura 47: Filitos do Grupo Cuiabá com foliação contínua ENE-WSW com mergulhos suaves a moderados para NNW e SSE. São cortados por banda de cisalhamento de largura métrica e direção NE-SW com mergulhos altos para NW e SE com lineações de estiramento subordinadas com caimentos rasos para SE, indicando transcorrência dextral. Falhas normais tardias NW-SE com mergulhos altos para SE e formam *kink bands* (UTM 592294/8279763).....84
- Figura 48: Estruturas rúpteis observadas nas rochas na Faixa Paraguai Norte: (a) falhas normais com direções NW-SW, N-S, ENE-WSW e NE-SW com mergulhos altos a subverticais, com estrias de caimentos rasos para N, SW, NW, NE e W; (b) fraturas indiscriminadas observadas nas rochas mostram direções NE-SW, NW-SE e N-S subverticais; (c) veios de quartzo tardios observados nas rochas do Grupo Cuiabá com direções NW-SE, NE-SW e E-W e mergulhos altos a subverticais; (d) clivagem de crenulação tardia, presente nas rochas, têm direções NE-SW e NW-SE com mergulhos altos a moderados para NW e SE; (e) localmente as rochas exibem foliação cataclástica com direção NE-SW, N-S e E-W subverticais, aparentemente sem expressão regional.....85
- Figura 49: (a) Pólos de acamamento das rochas sedimentares expostas a W e N da região estudada; (b) eixos de dobra com caimentos suaves para NE, SW e SE. Ocorrem planos axiais NE-SW e NW-SE, indicando dobras rúpteis inclinadas a verticais, assimétricas e com vergências variáveis para SW e SE.....86
- Figura 50: Exemplo de dobras rúpteis, de arrasto, assimétricas com múltiplas vergências, eixos de caimento rasos para NE, associadas à ação de falhas normais NE-SW em camadas de arenitos da Formação Raizama (UTM 562126/8360581).....87

- Figura 51: Arenitos da Formação Raizama, na porção N da área, com camadas NE-SW com mergulhos moderados para NW, cortadas por falhas normais e fraturas de direção NW-SE com mergulhos altos para NE. As falhas normais promovem rotações de camadas e formam dobras de arrasto assimétricas com eixos de caimentos moderados a suaves para SE (UTM 580238/8384323).....88
- Figura 52: Exemplo de dobra rúptil de arrasto vertical, associada à presença de falha normal E-W subvertical em rochas da Formação Raizama. A dobra possui eixo com caimento raso para ENE (UTM 691002/8381849).....88
- Figura 53: (A) Diamictito da Formação Puga (porção SW da área) com foliação cataclástica anastomótica subvertical NNE-SSW (UTM 441963/8203938); e (B) dolomitos da Formação Serra do Quilombo cortados por foliação cataclástica NE-SW, subvertical (UTM 439381/8204737).....89
- Figura 54: Filito do Grupo Cuiabá com foliação contínua fina de direção NE-SW e mergulhos suaves para NW cortados por planos de clivagem de crenulação zonal, que transpõem a foliação pretérita na direção NW-SE e forma crenulações centimétricas com assimetria que mostra cinemática dextral (UTM 562754/8263970).....90
- Figura 55: Fotomicrografia de filitos de granulação fina a muito fina com clivagem de crenulação zonal com espaçamento submilimétrico, que trunca a foliação contínua e forma domínios transpostos com direção NW-SE, associados à microcrenulações com cinemática dextral (UTM 562754/8263970).....91
- Figura 56: (A) Veios de quartzo encaixados em metapelitos. São tabulares, de largura centimétrica e comprimentos métricos, encaixados concordantemente na foliação contínua fina com direção NE-SW (UTM 578360/8266371); (B) metarenito cortado por veio de quartzo concordante de largura centimétrica e comprimento métrico, com direção NE-SW, subvertical, deformado por banda de cisalhamento rúptil-dúctil dextral (UTM 592294/8279763).....92

Figura 57: (A) Veio de quartzo tabular, ramificado de direção NW-SE (subvertical) encaixado em metarenitos (UTM 643635/8258303); (B) metaconglomerados com camadas subverticais de direção NE-SW cortados por veio de quartzo tabular, métrico, de largura centimétrica com direção NW-SE subvertical (UTM 562913/8302360); (C) metapelito com foliação de direção NE-SW cortado por veios de quartzo tabulares em feixes anastomóticos com direção NW-SE (UTM 715242/8361472).....92

Figura 58: Mapa de estruturas rúpteis observadas na área investigada. Ocorrem falhas normais, fraturas, clivagens rúpteis NE-SW, NW-SE, N-S e E-W subverticais. Estes últimos conjuntos de falhas se destacam, notadamente na porção NE da área de estudo. Veios de quartzo nas rochas metassedimentares e são concordantes ou discordantes à trama foliada, com direções NE-SW, NW-SE, N-S e E-W.....94

Figura 59: Exemplo de *kink bands* em rocha metapelítica do Grupo Cuiabá, associadas à presença de falhas normais NW-SE subverticais (UTM 592294/8279763).....95

Figura 60: Camadas de arenitos e pelitos pertencentes à Formação Raizama com mergulhos moderados para NE, de direção NE-SW. As camadas são cortadas por zona de falhas NW-SE e NNE-SSW, subverticais com até cerca de 20m de largura.....95

Figura 61: Mapa de Domínios Estruturais (D1 e D2) para o Setor Norte da Faixa Paraguai com base em dados estruturais de várias escalas. O Domínio Transpressivo (D1), a SE da área, é marcado por estruturas dúcteis, enquanto que o Domínio Transtensivo (D2) exhibe trama rúptil, tais como falhas normais associadas a dobras de arrasto rúpteis.....97

Figura 62: (a) Estereograma com plano médio de foliação contínua fina com direção NE-SW, com mergulho moderado para NW, associada à lineação média com caimento moderado para NE. O *rake* médio (α) de aproximadamente 40°, sugere deformação por encurtamento oblíquo sinistral (transpressão); (b) estereograma com plano médio de foliação milonítica NE-SW com mergulho alto para NW, e lineação média de caimento suave para NE. O *rake* médio (α) de 15° indica deformação transpressiva sinistral dominada por cisalhamento simples.....101

Figura 63: Modelo para o Domínio Estrutural Transpressivo D1, caracterizado por transpressão particionada sinistral com duas fácies de deformação: D1-A a sul, apresenta (d) acamamento preservado e (e) foliação contínua fina, dobrados paralelamente com eixos com caimentos rasos para NE e SW com (c) *rake* médio 40° para planos de foliação contínua fina e lineação de estiramento mineral médios; D1-B a norte é marcada por (b) foliação milonítica, que associada à lineação de estiramento mineral forma (a) *rake* médio de 15°. Todas as estruturas mostram vergência tectônica de NW para SE e são indicativas de transpressão sinistral dominada por cisalhamento simples.....106

Figura 64: Modelo evolutivo marcado por cinco episódios tectônicos principais: (I) fragmentação do *Supercontinente Rodínia* e estabelecimento de bacia plataformal onde foram depositadas as rochas do Grupo Cuiabá; (II) inversão tectônica da bacia por esforços colisionais relacionado ao final do Ciclo Brasileiro (620 Ma.), que resultaram no metamorfismo e deformação dúctil das rochas do Grupo Cuiabá; (III) soerguimento, subsidência e erosão das rochas do Grupo Cuiabá, seguido de estabelecimento de bacia plataformal em regime distensivo e deposição de rochas sedimentares; (IV) Reativação transtensiva de estruturas antigas do embasamento, acompanhada de deformação rúptil das rochas sedimentares e intrusão do Granito São Vicente (518 Ma.); (V) estabelecimento de grábens pós-paleozóicos que afetaram as bacias dos Parecis e Paraná.....114

LISTA DE TABELAS

Tabela 1: Esquema com a classificação morfológica de foliações (modificado de Twiss e Moores 1992).....	9
Tabela 2: Quadro de classificação textural de rochas deformadas em zonas de cisalhamento (Modificado de Sibson, 1977).....	12
Tabela 3: Diagrama com os diferentes tipos de rochas, tramas, tipos de deformação, regimes de reativação e comportamento reológico das estruturas. O limite entre reativação e retrabalhamento é transicional (modificado de Holdsworth et al. 2001).....	14
Tabela 4: Quadro comparativo de diferentes propostas de fases de deformação discutidas para a evolução estrutural da Faixa Paraguai.....	25
Tabela 5: Quadro comparativo de colunas estratigráficas propostas para o Grupo Cuiabá (Modificado de Tokashiki e Saes, 2008).....	27
Tabela 6: Unidades estratigráficas da porção Norte da Faixa Paraguai. A idade da Formação Puga é baseada em correlação com a glaciação global Marinoana e idades Rb/Sr para as formações Sepotuba e Diamantino (Cordani et al., 1985, 1978; Bonhomme et al., 1982) como idades máximas deposicionais (modificado de Bandeira et al., 2012).....	33

SUMÁRIO

CAPÍTULO 1	1
1. INTRODUÇÃO	1
1.1 OBJETIVO.....	4
1.2 LOCALIZAÇÃO E ACESSO.....	4
1.3 METODOLOGIA.....	6
1.3.1 Fase inicial	6
1.3.2 Coleta de dados	7
1.3.3 Tratamento dos dados	8
1.4 SÍNTESE DOS FUNDAMENTOS TEÓRICOS.....	9
1.4.1 Classificação de foliações	9
1.4.2 Reativações	13
1.4.3 Cinturões colisionais	14
1.4.4 Bacias <i>Foreland</i>	16
CAPÍTULO 2	19
2. CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL	19
2.1 GENERALIDADES.....	19
2.2 CONTEXTO GEOLÓGICO DA FAIXA PARAGUAI.....	21
2.3 DOMÍNIOS ESTRUTURAIS E LITOESTRATIGRAFIA.....	23
2.3.1 Zona interna metamórfica	24
2.3.1.1 Grupo Cuiabá.....	25
2.3.1.2 Granito São Vicente.....	28
2.3.2 Zona externa dobrada	28
2.3.2.1 Formação Puga.....	29
2.3.2.2 Grupo Araras.....	29
2.3.2.3 Grupo Alto Paraguai.....	31
2.3.3 Cobertura sedimentar plataformal	33
2.4 SÍNTESE DE DADOS GEOCRONOLÓGICOS.....	34

2.5 SÍNTESE DOS MODELOS TECTÔNICOS E EVOLUTIVOS PARA A FAIXA PARAGUAI.....	35
CAPÍTULO 3.....	38
3. SENSORIAMENTO REMOTO.....	38
3.1 IMAGENS <i>LANDSAT 8</i> E <i>RADAR SRTM</i>	38
3.2 ANÁLISE DAS IMAGENS <i>LANDSAT 8</i> E <i>RADAR SRTM</i>	41
3.3 COMENTÁRIOS SOBRE AS INFORMAÇÕES DOS SENSORES.....	43
CAPÍTULO 4.....	46
4. DADOS DE MAPEAMENTO GEOLÓGICO.....	46
4.1 GEOLOGIA DAS ROCHAS METASSEDIMENTARES.....	48
4.1.1 Grupo Cuiabá.....	48
4.1.1.1 Filitos.....	50
4.1.1.2 Metadiamicritos.....	51
4.1.1.3 Metarritmitos.....	53
4.1.1.4 Metarenitos conglomeráticos.....	54
4.2 GEOLOGIA DAS COBERTURAS SEDIMENTARES.....	56
4.2.1 Formação Puga.....	56
4.2.2 Grupo Araras.....	58
4.2.2.1 Formação Mirassol d'Oeste.....	58
4.2.2.2 Formação Guia.....	59
4.2.2.3 Formação Serra do Quilombo.....	60
4.2.2.4 Formação Nobres.....	62
4.2.3 Formação Raizama.....	63
CAPÍTULO 5.....	66
5. GEOLOGIA ESTRUTURAL DA FAIXA PARAGUAI NORTE.....	66
5.1 ESTRUTURAS PRIMÁRIAS.....	67
5.1.1 Acamamento.....	67
5.1.1.1 Acamamento em rochas metassedimentares (Grupo Cuiabá).....	67
5.1.1.2 Acamamento nas rochas dos grupos Araras e Alto Paraguai.....	69
5.2 ESTRUTURAS DÚCTEIS.....	71
5.2.1 Zonas de cisalhamento.....	71

5.2.2 Foliações e lineações.....	72
5.2.2.1 Foliação contínua fina e lineação de estiramento.....	72
5.2.2.2 Foliação milonítica e lineação de estiramento.....	75
5.2.3 Dobras flexurais.....	78
5.2.4 Cavalgamentos dúcteis-rúpteis.....	82
5.2.5 Bandas de Cisalhamento dúcteis-rúpteis tardias.....	83
5.3 ESTRUTURAS RÚPTEIS.....	85
5.3.1 Dobras rúpteis de arrasto.....	86
5.3.2 Foliação cataclástica.....	89
5.3.3 Clivagem de crenulação.....	90
5.3.4 Veios de quartzo.....	91
5.3.5 Falhas normais e fraturas.....	93
5.4 DOMÍNIOS ESTRUTURAIS.....	96
5.4.1 Linhas de trajetória do acamamento.....	98
5.4.2 Linhas de trajetória da foliação contínua fina e milonítica.....	98
5.4.3 Domínio Estrutural Transpressivo (D1).....	99
5.4.4 Domínio Estrutural Transtensivo (D2).....	101
5.5 HISTÓRIA DEFORMACIONAL.....	104
5.5.1 A deformação das rochas do Domínio Transpressivo D1.....	104
5.5.2 A deformação das rochas do Domínio Transtensivo D2.....	107
CAPÍTULO 6.....	109
6. EVOLUÇÃO TECTÔNICA E ESTRATIGRÁFICA.....	109
6.1 INSTALAÇÃO E INVERSÃO DA BACIA DO GRUPO CUIABÁ E ESTABELECIMENTO DA FAIXA PARAGUAI - TONIANO A CRIOGENIANO (1,0 Ga. - 640 Ma.).....	109
6.2. INSTALAÇÃO DE BACIAS INTRACRATÔNICAS - EDIACARANO (635 MA -541 Ma).....	111
6.3. REATIVAÇÃO TRANSTENSIVA E GRANITOGÊNESE – CAMBRIANO/ORDOVICIANO.....	112
6.4 EPISÓDIOS DISTENSIVOS MESOZÓICOS.....	113
CAPÍTULO 7.....	115
7. CONCLUSÕES E DISCUSSÕES FINAIS.....	115
REFERÊNCIAS.....	119

CAPÍTULO 1

1. INTRODUÇÃO

Os Cinturões Neoproterozoicos Brasileiros têm sido alvo de discussões recorrentes quanto aos padrões de deformação e processos evolutivos envolvidos. A configuração geométrica típica registrada nas rochas destes segmentos tectônicos compreende estruturas derivadas de esforços compressivos a exemplo de dobras, cavalgamentos e zonas de cisalhamento.

A evolução da Faixa Paraguai Norte (Almeida 1964, 1984) tem relação com as colisões entre os crátons Amazônico, São Francisco e Rio de *La Plata* (Figura 1) ocorridas nos estágios finais do Ciclo Brasileiro há acerca de 620 Ma. (Cordani et al. 2013). Estudos paleomagnéticos e geocronológicos indicam que o Cráton Amazônico esteve separado dos crátons São Francisco-Congo, *Kalahari* e Rio de *La Plata* pelo *Oceano Clymene* até o Cambriano, quando teria ocorrido de fato a junção do *Supercontinente Gondwana Oeste* (Tohver et al. 2006, 2010, 2011; Trindade et al. 2006).

O modelo tectônico-deposicional para as rochas expostas na Faixa Paraguai Norte admite a existência de uma vasta bacia oceânica em margem passiva (Alvarenga e Trompette 1992; Nogueira et al. 2007 e Alvarenga et al. 2009), estabelecida no contexto da fragmentação do *Supercontinente Rodínia* há cerca de 1,0 Ga. (Dalziel 1992), relacionadas a rochas siliciclásticas precursoras do Grupo Cuiabá.

Estas bacias foram submetidas à inversão tectônica, resultante de esforços colisionais advindos do Ciclo Brasileiro (Cordani et al. op. cit.) resultando em metamorfismo e deformação dúctil das rochas sobrejacentes.

A deformação progressiva atuante no cinturão colisional brasileiro adjacente e os ajustes isostáticos litosféricos, resultaram no estabelecimento de uma bacia flexural tipo *foreland*, classicamente associada às rochas sedimentares presentes na Faixa Paraguai Norte (Almeida op. cit.; Alvarenga e Trompette 1993; McGee et al. 2015).

As rochas típicas de bacias *foreland* exibem sedimentos com alto grau de imaturidade, devido à proximidade da área fonte. Estas rochas são normalmente afetadas por deformação progressiva, caracterizada pela presença de dobras, diferentes gerações de clivagens e cavalgamentos (DeCelles et al. 2002).

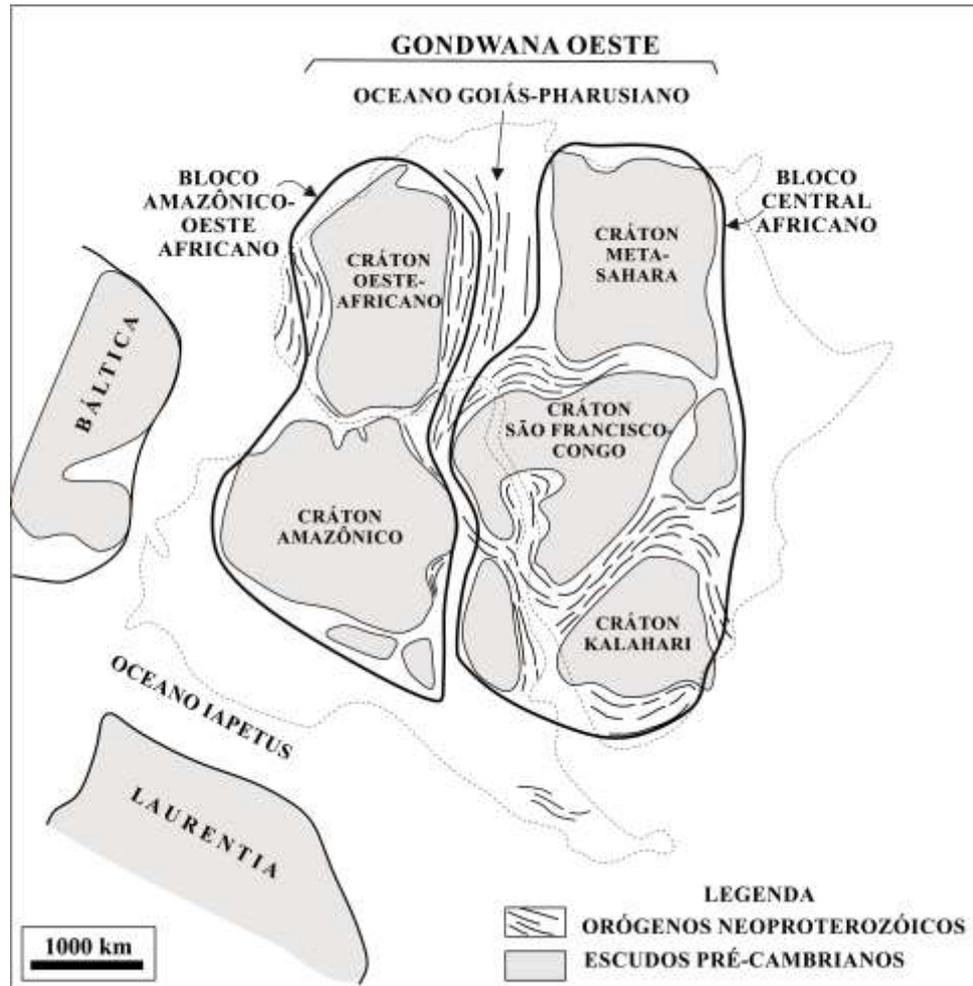


Figura 1: Posição dos blocos continentais durante a junção do *Supercontinente Gondwana Oeste*, após o fechamento dos oceanos *Goiás-Pharusiano* e *Moçambique*. O *Oceano Iapetus* está localizado a SW entre o *Gondwana*, *Laurentia* e *Báltica* (Modificado de Cordani et al. 2013).

Na Faixa Paraguai Norte afloram: (1) rochas metassedimentares pertencentes ao Grupo Cuiabá com idades máximas mesoproterozoicas (Tokashiki e Saes 2008); (2) diamictitos da Formação Puga de idade máxima deposicional 635 Ma. (Nogueira et al. 2003); (3) carbonatos pertencentes ao Grupo Araras. As rochas posicionadas na base deste grupo apresentam idades deposicionais máximas em cerca de 627 ± 22 Ma. (Babinski et al. 2006); (4) rochas siliciclásticas do Grupo Alto Paraguai que apresentam idades deposicionais máximas por volta de 645 ± 15 Ma. e 541 ± 7 Ma. (Bandeira et al. 2012; McGee et al. 2015).

As rochas intrusivas pertencentes ao Granito São Vicente apresentam idade de cristalização 518 Ma. (McGee et al. 2012) e os basaltos da Formação Tapirapuã mostram

idade 197 Ma. (Montes-Lauar et al. 1994). Estas rochas estão expostas nas porções SE e NW da área investigada, respectivamente.

As rochas proterozóicas da Faixa Paraguai Norte encontram cobertas parcialmente por rochas sedimentares de idades paleozoicas, mesozoicas e cenozoicas associadas às bacias dos Parecis a norte, Paraná a SE e Pantanal a sul.

O presente trabalho teve como principal objetivo investigar as relações de contato entre as rochas metassedimentares do Grupo Cuiabá com as rochas sedimentares da Formação Puga, Grupo Araras e Grupo Alto Paraguai, sobrepostas, considerando a possibilidade da presença de uma discordância erosiva e tectônica entre estes conjuntos de rochas.

Será discutida a hipótese de uma discordância tectônica-erosiva entre estas rochas, com base em estudos tectônicos e estratigráficos realizados em escalas de mapa (1:300.000), mesoscópica de afloramento e microscópica com a finalidade de caracterizar os diferentes estilos tectônicos existentes nestas rochas.

As rochas do Grupo Cuiabá registram metamorfismo regional de fácies xisto verde de grau baixo. Apresentam estruturas tectônicas diagnósticas de ambiente colisional, a exemplo de zonas de cisalhamento, foliações contínua e milonítica, lineações de estiramento mineral, dobras flexurais e cavalgamentos dúcteis-rúpteis.

As rochas sedimentares sobrepostas às rochas do Grupo Cuiabá não apresentam vestígios de metamorfismo. Estão deformadas por estruturas tectônicas de nível crustal raso, tais como dobras de arrasto rúpteis, falhas normais, juntas e fraturas, *kink-bands* e foliação cataclástica.

A heterogeneidade da distribuição da deformação nas rochas expostas na Faixa Paraguai Norte levou ao estabelecimento de diferentes domínios estruturais, com base em critérios geométricos, cinemáticos e mecânicos.

No presente trabalho, será discutida a hipótese de que as rochas expostas na Faixa Paraguai Norte apresentam histórias evolutivas distintas: as rochas metassedimentares do Grupo Cuiabá exibem características diagnósticas de ambientes colisionais, portanto seriam as únicas representantes da Orogênese Brasileira; enquanto que as rochas sedimentares da Formação Puga, Grupo Araras e Grupo Alto Paraguai, depositadas discordantemente sobre o orógeno estariam deformadas por episódios extensionais tardios relacionados à implantação de bacias sedimentares paleozóicas (Parecis e Paraná), abertura do Oceano Atlântico,

registrada através de intrusões basálticas na porção NW da Faixa Paraguai e instalação de grábens pós-paleozóicos.

1.1 OBJETIVO

Este trabalho tem como objetivo contribuir para o entendimento dos modelos tectônicos e estratigráficos evolutivos existentes para as rochas que afloram na Faixa Paraguai Norte, a partir da análise de dados de campo de múltiplas escalas, observadas nas rochas metamórficas do Grupo Cuiabá e sedimentares da Formação Puga, Grupo Araras e Grupo Alto Paraguai.

1.2 LOCALIZAÇÃO E ACESSO

A Faixa Paraguai Norte, alvo deste estudo está situada na porção Sul do estado do Mato Grosso, região centro-oeste do Brasil, na Folha Cuiabá SD-21, de escala 1:1.000.000.

Os dados geológico-estruturais e estratigráficos observados têm ampla distribuição na área, e estão distribuídos entre as cidades de Mirassol d'Oeste, Cáceres, na porção oeste; Poconé, Cangas, Cuiabá, localizadas nas porções sul e central; e Jangada, Acorizal, Nobres, Diamantino e Planalto da Serra nas porções N e NE do mapa de acesso (Figura 2).

O acesso rodoviário é facilitado em virtude da significativa ocorrência de vias que ligam a capital Cuiabá aos municípios de Cáceres e Mirassol d'Oeste localizados a SW através da BR-070 e BR-174, aos municípios de Nobres e Diamantino, situados a Norte através das vias BR-163 e BR-364, que também conduzem de Nobres a Planalto da Serra através da MT-241.

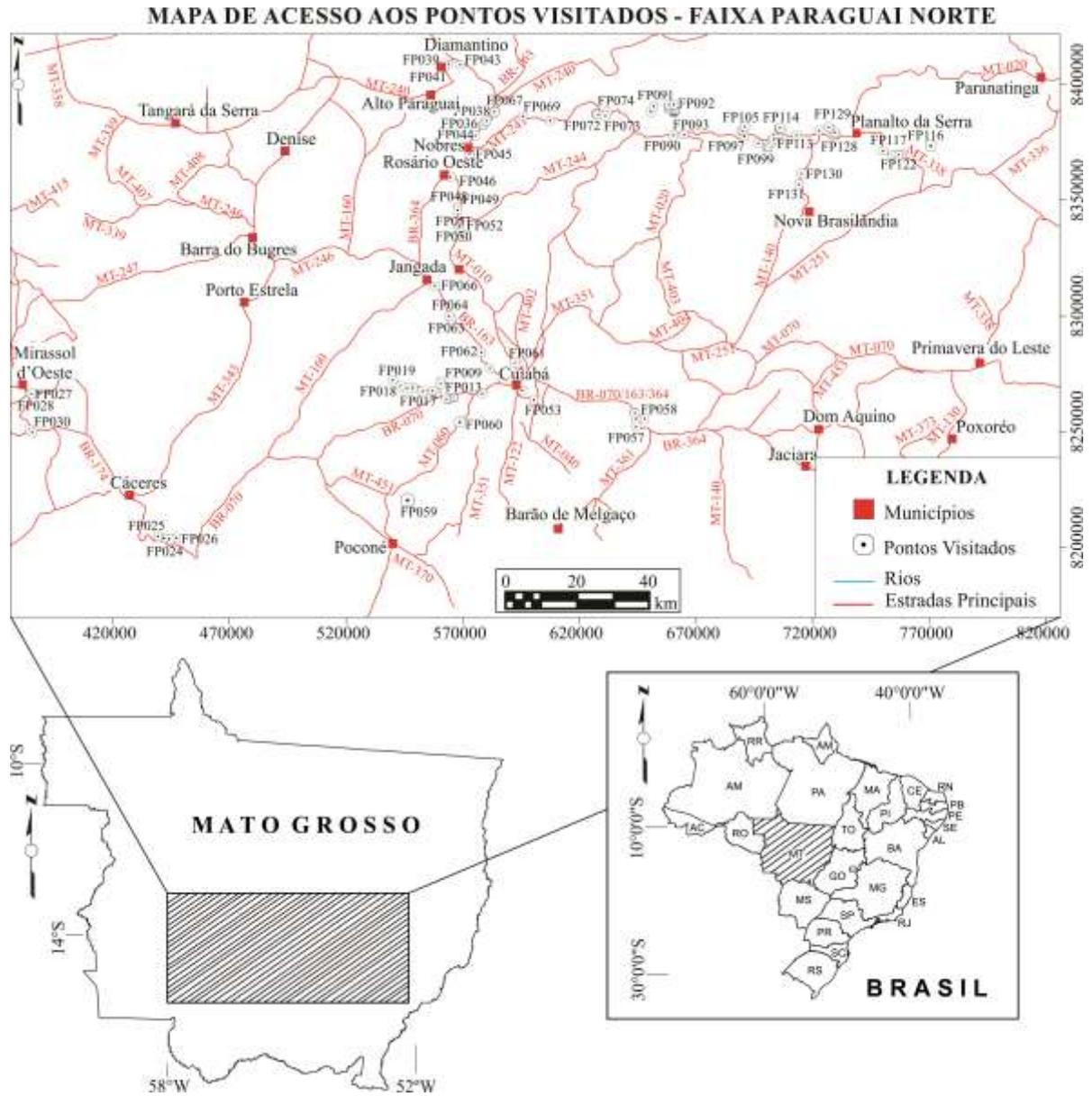


Figura 2: Mapa de acesso à área de estudo, situada na porção sul do estado do Mato Grosso. Nesta região foram investigadas rochas expostas na Faixa Paraguai Norte, tendo como principais vias de acesso a BR-163, BR-364 e BR-070, além de rodovias estaduais que facilitaram coleta de informações nos pontos estudados.

1.3 METODOLOGIA

Este trabalho foi desenvolvido em três estágios, todos convergindo para o mapeamento estrutural e estratigráfico em multiescala, utilizando-se de técnicas de mapeamento de áreas deformadas.

1.3.1 Fase inicial

Os estágios iniciais desta pesquisa consistiram em levantamento do acervo bibliográfico e cartográfico analógico e digital disponível para a Faixa Paraguai Norte. Esta pesquisa prévia suporta as sínteses sobre a Geologia Regional da Faixa Paraguai, além do contexto de Cinturões Orogênicos e estudos de modelos de Bacias Sedimentares apresentadas no Capítulo 2.

Os mapas disponíveis forneceram dados de posicionamento espacial e distribuição das unidades rochosas expostas na Faixa Paraguai Norte. Este banco de dados foi de fundamental importância durante o período de confecção de mapas base para logística e planejamento que tinham como objetivo o deslocamento na região estudada.

Esta fase envolveu o processamento digital e interpretação visual de imagens de sensores remotos aerogeofísicos, imagens *SRTM* e *LANDSAT 8*, obtidos no site <https://earthexplorer.usgs.gov/> de maneira gratuita.

O processamento de imagens *LANDSAT 8* foi realizado com auxílio do *software PCI Geomatics 2012*. As cenas utilizadas foram: LC82270712013268LGN00, LC82270702014175LGN00, LC82260712014184LGN00, LC82260712014136LGN00, LC82260702014184LGN00, LC82260692014216LGN00, LC82250712014193LGN00, LC82250702014193LGN00.

Para cada cena foram selecionadas oito bandas, em formato “*tiff*”, que foram convertidas para o formato “*PIX*”. Seguidamente foi realizado o ajuste da projeção cartográfica - Datum WGS 1984 e Zona 21S, aplicação de realce linear às bandas 7, 5 e 4 das imagens de *LANDSAT 8*, ajuste de gráfico máximo e mínimo destes canais, gerando imagens de qualidade realçada para interpretação foto-geológica.

Obtenção de mosaicos de imagens *LANDSAT 8* e *SRTM* no *software Global Mapper 16*, com subsequente ajuste das projeções cartográficas (Datum WGS 1984/ Zona 21S). O

produto deste ajuste foi integrado e interpretado visualmente no *ArcGis 10*, na escala final de 1:300.000.

A metodologia de leitura e interpretação geológica dos produtos integrados foi baseada em critérios morfoestruturais estabelecidos por Soares e Fiori (1976) e Veneziani e Anjos (1982), adaptados às peculiaridades das integrações digitais envolvendo as imagens *LANDSAT 8* utilizadas. Neste caso a textura da imagem destaca principalmente as feições do terreno, como por exemplo, lineamentos retilíneos e curvos associados à geometria, posição e cinemática das rochas aflorantes nesta região.

A preparação de mapa logístico e mapa base-topográfico utilizado nas etapas de campo deste trabalho foi baseada em interpretação visual de imagens disponíveis no *software Google Earth*, onde foram extraídas as principais vias de acesso à área de estudo. Estes dados foram integrados no *software ArcGIS 10* para devido ajuste de projeções cartográficas.

1.3.2 Coleta de dados

Os dados de campo foram coletados em duas campanhas ocorridas nos períodos de 11 a 17 de setembro de 2014 e 18 a 24 de setembro de 2015. Em ambas o foco foi o mapeamento estrutural e estratigráfico de unidades rochosas aflorantes na Faixa Paraguai Norte. O reconhecimento das unidades rochosas foi seguido de observação de suas relações de contato, e estudos de detalhe dos aspectos tectônicos e estratigráficos em cortes de estrada, minas a céu aberto, encostas de serras e grotas.

O posicionamento planimétrico e altimétrico foi controlado por *GPS* modelo *Garmin*, com precisão horizontal em torno de 3m e 10m para a altitude.

Utilizaram-se técnicas de mapeamento em seções geológicas previamente estabelecidas com base na interpretação de sensores remotos na Faixa Paraguai Norte. As seções estudadas em escalas de detalhe e semi-detalhe foram: através da BR-070 entre as cidades de Cuiabá e Cáceres (MT), com direção WNW-ESE e 131 km de extensão; MT-247 entre os municípios de Cáceres e Mirassol d'Oeste (MT), com direção NW-SE e aproximadamente 60 km; BR-364, entre as cidades de Cuiabá, Nobres e Diamantino (MT), com direção WNW-ESE, totalizando 136 km; e ao longo da MT-241 entre as cidades de Nobres e Planalto da Serra (MT), na direção WSW-ENE, totalizando aproximadamente 165 km (Figura 2).

A complementação de dados estruturais incluiu a observação de elementos geométricos e cinemáticos das estruturas tectônicas, como atitude de estruturas planares, a exemplo do acamamento, a foliação das rochas metamórficas, planos de falhas e estruturas lineares, tais como lineações de estiramento mineral, eixos de dobras e estrias de falha.

Anotações de planos e linhas são azimutais, a anotação de planos com mergulho segue as coordenadas Mergulho/Direção do Mergulho – 00/000 – e a anotação de linhas com caimento é Caimento/Sentido do Caimento (Davis e Reynolds 1996; Twiss e Moores 2007).

Dez amostras coletadas foram selecionadas para confecção de seções delgadas orientadas para descrição petrográfica, caracterização de tramas metamórficas e microestrutural com base nas sugestões de Passchier e Trouw (1996).

Os dados sedimentológicos foram coletados a partir da observação de litologia, textura, estrutura, geometria, e estudo de relações de contatos, através da confecção de seções de afloramentos.

1.3.3 Tratamento dos dados

Os dados obtidos foram reunidos em ambiente *GIS* para ajuste de projeção cartográfica para o Datum WGS 1984 – Zona 21S, através dos *softwares Microsoft Excel 10, ArcGIS 10 e Global Mapper 16*.

Os dados planares e lineares foram tratados estatisticamente em estereogramas e diagramas de roseta, organizados quanto à morfologia das estruturas e ambientes tectônicos para observação e interpretação do posicionamento espacial destas estruturas através do *software* livre *OpenStereo*, obtido no *site www.igc.usp.br/openstereo*.

Foram confeccionados mapa geológico na escala de 1:300.000, seções geológicas, texto explicativo, mapas de detalhes de afloramentos, seções panorâmicas estratigráficas, painéis estruturais e blocos diagrama para apresentação dos dados estruturais e estratigráficos que foram produzidos com auxílio dos *softwares Corel Draw X6 e ArcGIS 10*.

1.4 SÍNTESE DOS FUNDAMENTOS TEÓRICOS

Para auxiliar na compreensão e leitura dos dados apresentados nesta pesquisa será apresentada a seguir uma síntese dos principais temas teóricos envolvidos.

1.4.1 Classificação de foliações

O termo **foliação** se refere a estruturas planares homoganeamente distribuídas em volumes de rochas (Twiss e Moores 2007). Foliações podem ser definidas por alinhamento de minerais achatados em xistos, ardósias, folhelhos ou rochas vulcânicas e alinhamento paralelo de minerais, que podem exibir diferenciação em bandas definidas pela concentração de diferentes minerais em gnaisses e rochas ígneas.

A classificação de foliação (Tabela 1) utilizada é baseada em critérios morfológicos dos componentes da rocha (Twiss e Moores op. cit.). Foliações espaçadas e contínuas são categorizadas com base em quatro características: (1) forma; (2) espaçamento; (3) composição mineral e orientação preferencial dos grãos; e (4) proporções da rocha ocupada pelos diferentes domínios.

De acordo com a Tabela 1 são reconhecidos três tipos de foliação espaçada dentre as quais a (a) foliação contínua, a (b) foliação disjuntiva e a (c) clivagem de crenulação serão descritas.

Tabela 1: Esquema com a classificação morfológica de foliações (modificado de Twiss e Moores 2007).

FOLIAÇÃO	ESPAÇADA	COMPOSICIONAL	DIFUSA (FOLIAÇÃO DE TRANSPOSIÇÃO)
			BANDAMENTO
		DISJUNTIVA	ESTILOLÍTICA
			ANASTOMÓTICA
			GROSSA (FOLIAÇÃO MILONÍTICA)
			SUAVE (FOLIAÇÃO MILONÍTICA)
		CRENULAÇÃO	ZONAL (CLIVAGEM DE CRENULAÇÃO)
			DISCRETA (CLIVAGEM DE CRENULAÇÃO)
	CONTÍNUA	FINA	CLIVAGEM ARDOSIANA
		GROSSA	XISTOSIDADE

A (a) **foliação contínua** é caracterizada pelo alinhamento paralelo de minerais micáceos e orientação preferencial de minerais achatados. Podem ocorrer porfiroclastos achatados, que definem foliação discreta paralela ao plano de encurtamento.

Esta foliação pode ser definida pela presença de domínios microscópicos, que correspondem a microcrenulações ou microfoliações disjuntivas, as quais mostram as mesmas características em mesoescala, com espaçamentos menores que 10 μ m ou por estruturas sem domínios. Podem ser classificadas, com base na granulação, em **fina** e **grossa** , a exemplo de clivagem ardosiana, filítica e xistosidade.

A (b) **foliação disjuntiva** possui domínios mais restritos, chamados domínios de clivagens marcadas pela concentração de óxidos e minerais achatados fortemente alinhados.

Os domínios de clivagens são separados por domínios tabulares a lenticulares chamadas **micrólitos** onde os minerais achatados podem ser menos abundantes e exibirem pouca orientação.

A foliação disjuntiva é formada em rochas previamente não foliadas como carbonatos e pelitos, embora possa também se desenvolver em algumas rochas já foliadas, truncando esta mais antiga. A foliação disjuntiva pode ser classificada em (1) foliação anastomótica e (2) foliação milonítica, que pode variar de grossa a suave.

(1) A **foliação anastomótica** é longa e espaçada, com domínio de clivagem ondulada, que forma rede irregular de micrólitos. Ocorre da mesma forma em carbonatos, filitos e xistos. Os espaçamentos dos domínios de clivagem tendem a ser menores que as estilolíticas, entre 0,5 a 1 cm. Este domínio de clivagem mostra concentrações de minerais achatados com orientação preferencial paralela.

(2) A **foliação milonítica** está presente em rochas de **série milonítica**, que resultam de deformações ocorridas em zonas de cisalhamento dúcteis, com progressiva redução dos tamanhos dos grãos de acordo com a intensidade do cisalhamento. A redução dos tamanhos dos grãos é resultado de deformação mecânica dúctil a rúptil-dúctil, com deslocamentos, recristalização dinâmica e fraturamento de grãos. A milonitização normalmente ocorre em zonas de alto *strain* em zonas de cisalhamento dúcteis.

A maior parte das rochas miloníticas tem uma aparência achatada devido à foliação, geralmente bem desenvolvida. A foliação é definida pelo arranjo planar-paralelo de grãos achatados, agregados minerais, minerais quebrados e pequenas superfícies cisalhantes.

Comumente contém cristais individuais, lenticulares e fitados. A foliação pode ser fracamente planar em rochas monominerálicas, como por exemplo, quartzito milonítico (Twiss e Moores 2007).

A presença de feições lenticulares na foliação milonítica reflete como os diferentes minerais respondem à milonitização. Caso a rocha apresente mais de um mineral, a deformação dúctil será acomodada preferencialmente pelos minerais menos resistentes.

A nomenclatura aqui utilizada para rochas miloníticas é baseada principalmente no tamanho dos grãos e quantidade proporcional de matriz (Tabela 2). Foram estabelecidas com base nos limites de progressão de rochas não deformadas a intensamente deformadas.

No estágio inicial podem ser vistas rochas fracamente a moderadamente deformadas denominadas **protomilonitos**, que contém menos de 50% de matriz. Com o aumento nas taxas de deformação e conseqüente redução de grãos, o protomilonito é convertido em **milonito**, com 50-90% de matriz. Estas rochas são fortemente foliadas e podem apresentar lineações. O estágio culminante de milonitização reflete em **ultramilonitos**, fortemente deformados e de granulação muito fina com mais de 90% de matriz.

A **foliação milonítica** grossa geralmente se desenvolve em rochas com material de granulação areia. Os domínios de clivagem são curtos, descontínuos, com concentração alta de minerais orientados e achatados que bordejam os minerais mais grossos. O espaçamento desta clivagem, em geral, é menor que 1 mm. A orientação dos minerais presentes nos micrólitos varia de pouco a fortemente orientados.

Tabela 2: Quadro de classificação textural de rochas miloníticas em zonas de cisalhamento (Modificado de Sibson 1977).

CLASSIFICAÇÃO DE ROCHAS EM ZONAS DE CISALHAMENTO				
ROCHAS COESAS	SÉRIE MILONÍTICA	REDUÇÃO DE GRÃO POR DEFORMAÇÃO PLÁSTICA	TIPO	% DE MATRIZ
			PROTOMILONITO	10-50%
			MILONITO	50-90%
			ULTRAMILONITO	>90%
		AUMENTO DE GRÃO POR RECRISTALIZAÇÃO	BLASTOMILONITO	

(a) A terminologia **clivagem** é usada para descrever a tendência dos corpos rochosos em se quebrar ao longo de superfícies com orientações pré-estabelecidas. O alinhamento planar de grãos achatados, como por exemplo, o quartzo em quartzitos ou bandas composicionais de gnaisses, define a foliação (Twiss e Moores 2007).

Algumas clivagens tendem a se formar na direção perpendicular ao eixo de máximo encurtamento (X). Novas clivagens podem se formar sobrepondo nas tramas posteriores por meio de microdobramentos da foliação anterior e a clivagem é denominada **clivagem de crenulação**. Este termo se caracteriza por séries de microcrenulações em escala milimétrica ou centimétrica com superfícies plano-axiais paralelas.

Dependendo do ângulo entre a foliação preexistente e a clivagem de crenulação, esta pode ser simétrica, com flancos de mesmo comprimento ou são compostas por pequenas crenulações em forma de “S” ou “Z”. É uma estrutura de caráter rúptil a rúptil-dúctil, geralmente tardia no contexto evolutivo (Fossen 2012).

As superfícies de clivagens ocorrem, geralmente, associadas com dobras, paralelas aos planos axiais das mesmas, eventualmente em leque.

Zonas de falhas e zonas de cisalhamento podem abrigar rochas com clivagens mesmo não havendo dobras. Quando este tipo de clivagem é encontrado em zonas de falhas, as orientações são tipicamente concordantes (Twiss e Moores 2007).

1.4.2 Reativações

Reativações envolvem modificações estruturais de uma feição pré-existente sem mudanças significativas em seu volume ou orientação. Os exemplos mais comuns são zonas de cisalhamento ou sistemas de falhas, onde um episódio mais jovem de deformação é registrado dentro ou nos limites da estrutura pré-existente (Holdsworth et al. 2001).

As discontinuidades correspondem a falhas, zonas de cisalhamento, limites composicionais e reológicos e caminhos de colocação de magmas ascendentes. Estruturas reativadas podem mostrar **sentidos diferentes** de deslocamentos relativos devido aos deslocamentos em sucessivos eventos (reativação geométrica) ou **sentidos similares** de deslocamentos relativos, em sucessivos eventos (reativação cinemática). A noção de um período de inatividade é fundamental para determinar a zona de reativação estrutural (Tabela 3).

Em ambientes geologicamente antigos, as reativações referem-se a eventos de deformações que são separados por mais de 1 Ma. (Holdsworth et al. 1997), assim dados geocronológicos, fora de contexto, não configuram soluções para separar eventos ocorridos em curtos períodos de tempo.

Em alguns casos, reativações podem ser vistas como acomodações de deslocamentos ao longo de estruturas formadas em eventos tectônicos mais antigos (Holdsworth et al. op. cit.).

Tabela 3: Diagrama com os diferentes tipos de rochas, tramas, tipos de deformação, regimes de reativação e comportamento reológico das estruturas. O limite entre reativação e retrabalhamento é transicional (modificado de Holdsworth et al. 2001).

	Rochas/Tramas de Falhas Rejuvenescidas	Distribuição da Deformação	Tipos de Esforços	Estilos de Rejuvenescimento Tectônico	Controle Reológico Primário no Rejuvenescimento
CROSTA	Brechas	Falhas		Zona de Reativação	Propriedades Mecânicas e Geométricas das Estruturas Pré-existent
	Cataclasitos	Zona de Quebramento		Domínio Transicional	
	Milonitos	Zona de Cisalhamento Local		M. O. H. O.	
	Gnaiss Bandado	Zona de Cisalhamento Regional			
MANTO LITOSFÉRICO	Peridotitos Foliados	Zona de Cisalhamento Regional Difusa		Zona de Retrabalhamento	Estrutura Termal da Litosfera
			BASE DA LITOSFERA		

PROFUNDIDADE ↓

1.4.3 Cinturões colisionais

Cinturões orogênicos resultam do fechamento de antigas bacias oceânicas a partir da colisão entre placas continentais (Figura 3). O *stress* compressivo resulta em dobras e cavalgamentos, bacias *foreland* ou plataformas adjacentes não deformadas, suturas com registro de sequências ofiolíticas, cinturões metassedimentares, núcleos de rochas metamórficas e cristalinas e intrusões subordinadas, chamados *core complexes*.

Observa-se, geralmente, na frente colisional o desenvolvimento de zonas transcorrentes oriundas da acomodação do esforço, promovendo escapes laterais de massa. Ocorre também, de modo tardio, acúmulo de componentes gravitacionais, que culmina em desenvolvimento de feições de colapsos associados à geração de falhas normais (Twiss e Moores 2007).

Os cinturões orogênicos são marcados pela existência de uma ou mais falha principal (*decollément*) que afeta as rochas do embasamento e as coberturas deformadas, funcionando como uma superfície que separa as rochas deformadas (teto) das não deformadas (piso). A propagação desta falha principal resulta em um leque de falhas imbricadas de baixo ângulo de

mergulho que coloca lado a lado rochas de diferentes profundidades crustais, possivelmente com diferentes graus metamórficos, podendo também estar associados a restos de fundo oceânico (seqüências ofiolíticas) e intrusões ígneas (Twiss e Moores 2007).

A progressão da deformação, em alguns casos, promove o desenvolvimento de movimentações laterais, resultantes do estabelecimento de zonas de cisalhamento. Associado a este sistema se desenvolvem bacias sedimentares flexurais na frente e atrás do arco do tipo *foreland*, que recebem, em sua maior parte, sedimentos derivados de erosão do edifício orogenético (Ver item 1.4.4).

O conjunto dos sedimentos mostra geralmente imaturidade textural nas proximidades da fonte, que se tornam maduros à medida que se afastam da frente de colisão. Estas rochas são afetadas pela propagação dos esforços compressivos, gerando progressivamente dobras, diferentes tipos de clivagens e cavalgamentos tardios.

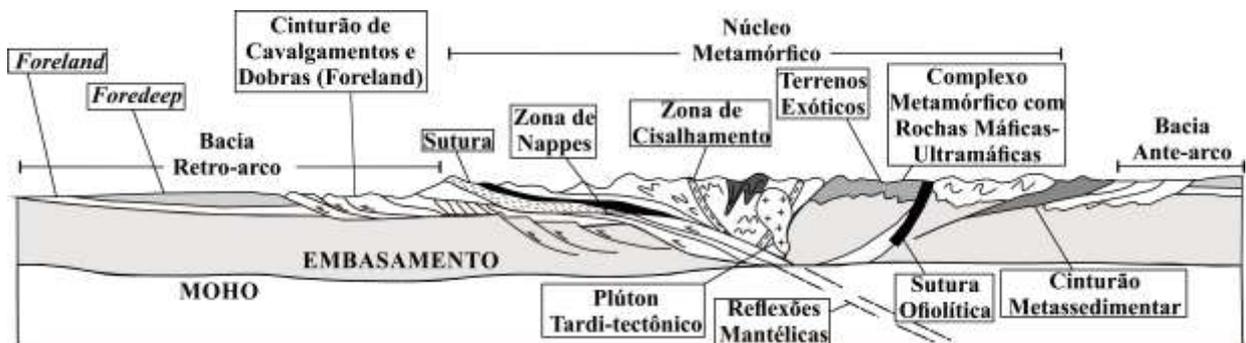


Figura 3: Seção tipo de modelo composto de Cinturão Orogenético (modificado de Hatcher e Williams 1986 In: Twiss e Moores 2007).

Em sistemas colisionais antigos, tais como zonas de suturas antigas, a exemplo do Cinturão Apalachiano, as bacias do tipo *foreland* são geralmente erodidas e se apresentam parcialmente expostas ou mesmo ausentes (Allen 1986). Este esquema é verificado na Figura 4.

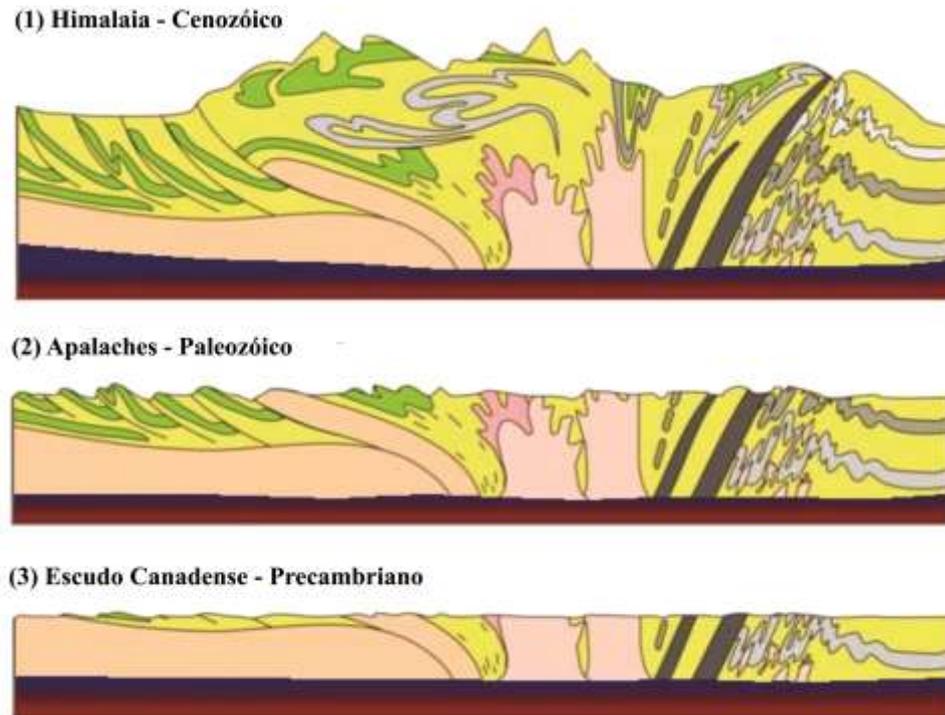


Figura 4: (1) Cinturão colisional que originou os Himalaias, de idade cenozóica, bem preservado; (2) Sistema colisional Apalachiano, de idade paleozóica, parcialmente preservado; e (3) Escudo Canadense, fortemente erodido, desde o Pré-cambriano, com a raiz do sistema colisional exposta (modificado de <http://www.pasqualerobustini.com/geologia/la-tettonica-delle-placche-un-pianeta-che-vive/orogenesi/>).

1.4.4 Bacias *foreland*

Sistemas de bacias *foreland* representam regiões alongadas com potencial para acomodação de sedimentos que se formam na crosta continental entre cinturões colisionais e regiões cratônicas, em resposta ao processo geodinâmico do cinturão orogênico adjacente e seu sistema de subducção associado. São bacias de larga escala, complexas, que mostram diferentes zonas de deposição (DeCelles et al. 2002).

As várias zonas de deposição são caracterizadas em termos de geometria, sistemas deposicionais e paleogeografia, composição dos sedimentos, estruturas, sequências estratigráficas e padrões de subsidência. Estas são definidas com respeito à sua posição durante a deposição, ao invés de sua posição atual em relação ao cinturão orogênico. As zonas de deposição se desenvolvem como resposta ao ajuste isostático da litosfera durante o desenvolvimento do cinturão de cavalgamento e dobramento (DeCelles e Giles 1996).

Sistemas de bacias *foreland* são compostas por quatro zonas, ou compartimentos, de deposição que resultam de uma resposta flexural ao aumento contínuo do edifício orogênico. Estas zonas são: (1) *wedge-top*, (2) *foredeep*, (3) *forebulge* e (4) *back-bulge* (Figura 5).

Cada zona ou compartimento possui um padrão peculiar de subsidência e elevação em resposta às forças tectônicas dirigidas, relacionadas ao orógeno adjacente e ao sistema de subducção e interferência potencial com respostas flexurais distintas.

O (1) *wedge-top* compreende todos os sedimentos que se acumulam sobre o cinturão orogênico ativo e são caracterizados por imaturidade textural (especialmente em sistemas não marinhos), deformação progressiva, inconformidades tectônicas propagadas e adelgaçamento em direção ao cinturão orogênico.

A zona denominada (2) *foredeep* representa a porção mais espessa do sistema *foreland*.

(3) *Forebulge* e (4) *back-bulge* mostram acumulação de sedimentos, em menor magnitude em relação ao *foredeep*, devido ao fato de o *back-bulge* ser duas vezes mais largo. O registro sedimentar nesta zona de acumulação é erodido no contato com o *forebulge*. A transição entre o *forebulge* e o *foredeep* é caracterizada por subsidência acentuada e apresenta suprimento de sedimentos limitado.

O tipo de deposição que ocorre na borda do limite cratônico, em bacias *foreland*, é tipicamente composto por sedimentos de granulometria fina de natureza marinha e não marinha (Flemins e Jordan 1989; DeCelles e Giles 1996). Sedimentação distal em ambiente *foredeep* frequentemente representa águas mais profundas e compreende material clástico de granulometria fina ou sedimentos pelágicos carbonáticos (Sinclair 1997). Na deposição de unidades *foredeep*, o suprimento de sedimentos e sua granulometria aumentam e a espessura de lâmina d'água diminui e migra em direção a porção continental.

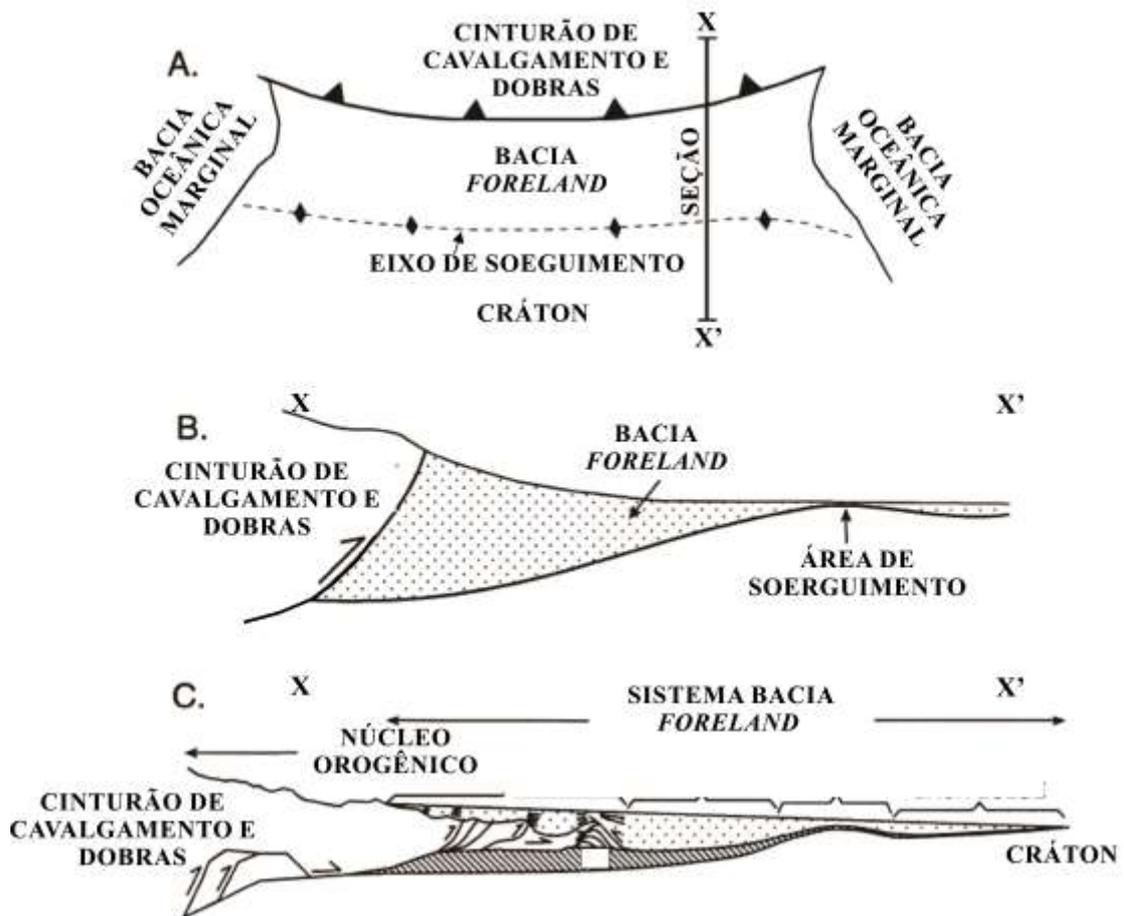


Figura 5: Esquemas de bacia tipo *foreland*. (A) mapa esquemático de bacia *foreland* bordejada por cinturão de cavalgamento e cráton, e limitada lateralmente por bacias oceânicas (N-S indicada sem escala); (B) seção (X-X') esquemática de bacia *foreland* que marca o limite entre o cinturão de cavalgamento e a bacia por falha de cavalgamento; devido a ajustes isostáticos, ocorre zona de soerguimento anexa à bacia; (C) individualização de subambientes comuns em bacias *foreland*, que nas proximidades do edifício orogênico apresentam sedimentos de granulação grossa e imaturos com registros de deformação de ambiente colisional que se reduz à medida que se aproxima do cráton (Modificado de DeCelles et al. 2002).

CAPÍTULO 2

2. CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

2.1 GENERALIDADES

A Província Tocantins (Almeida 1967, 1984) corresponde à principal feição tectônica presente na porção central do Brasil e limita o (1) Cráton Amazônico a oeste do (2) Cráton São Francisco a leste.

Nesta província ocorrem cinturões de dobras e cavalgamentos com direções preferenciais N-S em sua porção norte, e E-W na porção central, onde as estruturas têm direções SSE e E-W (Strieder e Nilson 1993b). A Faixa Paraguai, alvo deste estudo, está situada ao longo da borda SE do Cráton Amazônico (Figura 6).

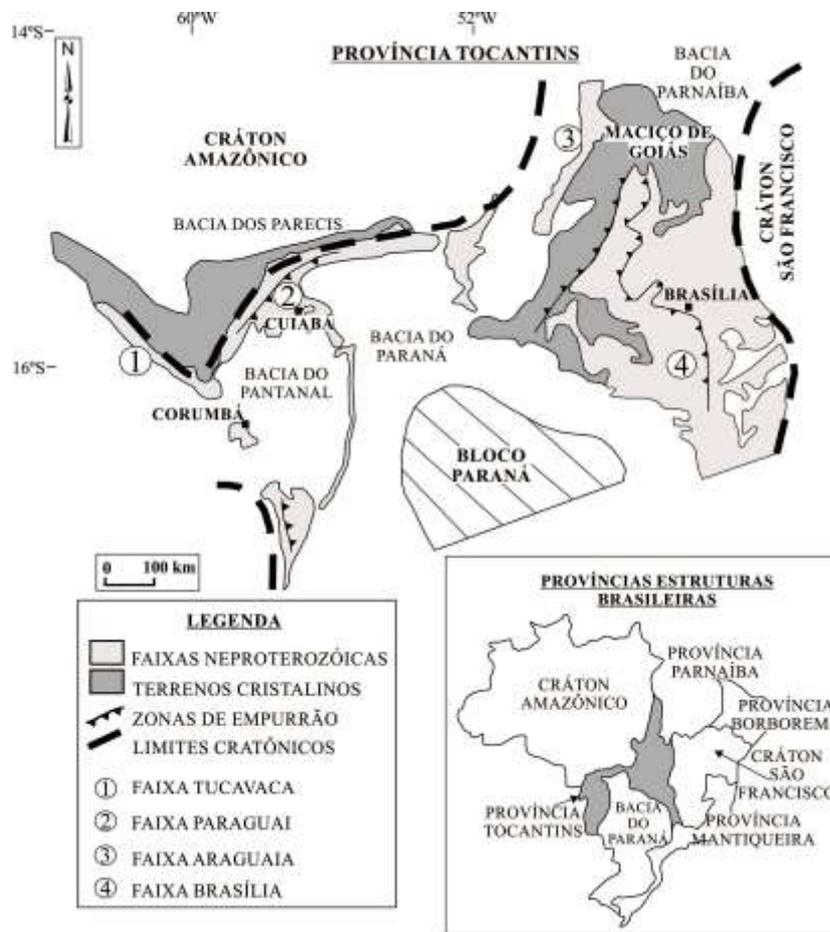


Figura 6: Mapa geotectônico da Província Tocantins, porção centro-oeste do Brasil, composta por terrenos cratônicos e faixas móveis, tais como a Faixa Paraguai, Faixa Araguaia e Faixa Brasília, todas de idade neoproterozóica (Modificado de Pimentel et al. 1997).

A **Província Tocantins** é composta de diferentes terrenos: (1) **Maciço Mediano de Goiás** que abriga as rochas mais antigas; (2) **Cinturão Uruaçuano** composto pela unidade metassedimentar Araxá com corpos máficos e ultramáficos; (3) **Faixa Brasília** localizada a leste; (4) e cinturões dobrados a oeste, que correspondem a **Faixa Paraguai** e a **Faixa Araguaia** (Almeida et al. 1977).

O Ciclo Brasileiro é registrado na Província Tocantins em quatro estágios: (1) abertura de um oceano em 1270 Ma.; (2) desenvolvimento de sistemas de arcos de ilhas por volta de 1000 Ma. e amalgamação por volta de 800 Ma.; (3) colisão continental iniciada em 800 Ma. com acreção de arcos de ilha ao Cráton Amazônico e fechamento do Oceano Goiás com posterior desenvolvimento de bacia *foreland* sobre o Cráton São Francisco; e (4) estágio pós-colisional com (650-500 Ma), desenvolvimento de falhas transcorrentes (por exemplo: Lineamento Transbrasiliano), cavalgamentos e intrusões de plútons graníticos (Strieder e Suíta 1999).

Foram também discutidos modelos geotectônicos, com base em dados geocronológicos, por Almeida et al. (1980), Lesquer et al. (1981), Haralyi e Hasui (1981) e Cordani e Brito Neves (1982) onde a principal polêmica refere-se à influência dos ciclos tectônicos identificados. De acordo com Cordani e Brito Neves (op. cit.) existem apenas evidências de feições relacionadas ao Ciclo Brasileiro; para os demais autores existem vestígios de interferência de mais de um ciclo tectônico, sendo estes os ciclos Uruaçuano e Brasileiro.

Interpretações gravimétricas apresentadas por Hasui e Haralyi (1985) mostram que as principais feições tectônicas na Província Tocantins são produtos de reativações de antigas estruturas arqueanas. Estes autores concluíram que as rochas da província estudada tiveram suas evoluções geotectônicas relacionadas à convergência oblíqua reativada em vários episódios.

Pode-se sintetizar que a evolução tectônica da Província Tocantins envolve a reativação de estruturas antigas ao longo dos ciclos tectônicos Uruaçuano e Brasileiro (Marini et al. 1984; Hasui et al. 1994) e na amalgamação e justaposição de fragmentos continentais antigos no Ciclo Brasileiro.

2.2 CONTEXTO GEOLÓGICO DA FAIXA PARAGUAI

Como já foi anteriormente descrito, a Faixa Paraguai (Almeida 1964, 1984) está localizada na região centro-oeste do Brasil e abrange os estados do Mato Grosso e Mato Grosso do Sul. Compreende um cinturão de dobras e cavalgamentos localizado na borda SE do Cráton Amazônico (Campanha et al. 2011; Alvarenga et al. 2012).

Nesta faixa estão expostas rochas metassedimentares e sedimentares de idades neoproterozoicas e cambrianas, sendo limitada a N, a SE e a S, respectivamente pelas bacias fanerozóicas dos Parecis, do Paraná e do Pantanal, a oeste pelo Cráton Amazônico e a leste pela Faixa Brasília e Arco Magmático de Goiás. A área estudada está situada na porção norte da Faixa Paraguai (Figura 7).

As rochas sedimentares fanerozóicas das bacias dos Parecis, Paraná e Pantanal recobrem parte das rochas da Faixa Paraguai, caracterizando uma subdivisão geográfica em dois setores: (1) Faixa Paraguai Norte e (2) Faixa Paraguai Sul:

(1) Na porção Norte da Faixa Paraguai ocorrem rochas metassedimentares de idades mesoproterozóicas pertencentes ao Grupo Cuiabá, recobertas por diamictitos da Formação Puga, sotopostos por rochas sedimentares carbonáticas e siliciclásticas do Grupo Araras e Grupo Alto Paraguai, com idade deposicionais máximas ediacaranas a cambrianas, as quais teriam sido depositadas em bacia *foreland* (Almeida et al op. cit.; Alvarenga e Trompette 1993; Bandeira et al. 2012; McGee et al. 2015), com registros de metamorfismo e deformação progressivos e intrusões de granitóides, que marcam a influência do Ciclo Brasileiro nesta região (Alvarenga e Trompette op. cit.);

(2) A porção S da Faixa Paraguai abriga sequências de rochas neoproterozóicas metassedimentares com registros de formações ferríferas e ocorrências de Mn, recobertas por diamictitos da Formação Puga, definidos no Morro Puga, nas proximidades de Corumbá (MS), rochas carbonáticas e pelíticas cuja interpretação indica deposição em bacia tipo *rift* (Boggiani 1998).

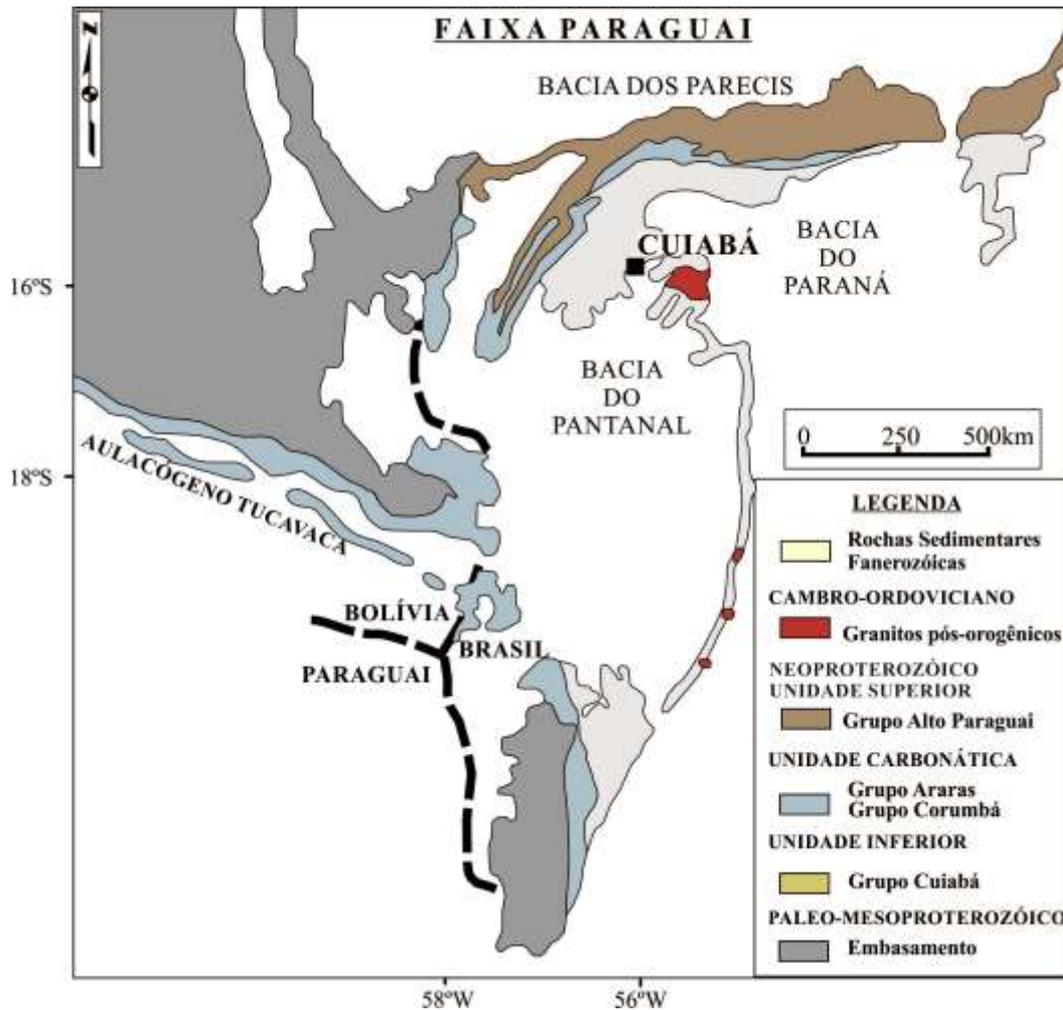


Figura 7: Mapa geológico da Faixa Paraguai formada por rochas neoproterozoicas metassedimentares, carbonáticas e siliciclásticas e cambrianas, expostas na borda SE do Cráton Amazônico. Este segmento tectônico é limitado na porção N pela Bacia dos Parecis, a SE pela Bacia do Paraná, a S pela Bacia do Pantanal e a W pelo Cráton Amazônico (modificado de Litherland et al. 1986).

2.3 DOMÍNIOS ESTRUTURAIS E LITOESTRATIGRAFIA

A Faixa Paraguai Norte é subdividida por Alvarenga e Trompette (1993) em três domínios tectônicos principais: (1) o domínio representado pela **zona interna metamórfica** com intrusão granítica; (2) **zona externa dobrada** com pouco ou sem metamorfismo; e (3) **cobertura sedimentar plataformar**. Esta subdivisão se deve a ocorrência de características litoestratigráficas, tectônicas, geocronológicas distintas em cada domínio (Figura 8), que serão resumidas a seguir.

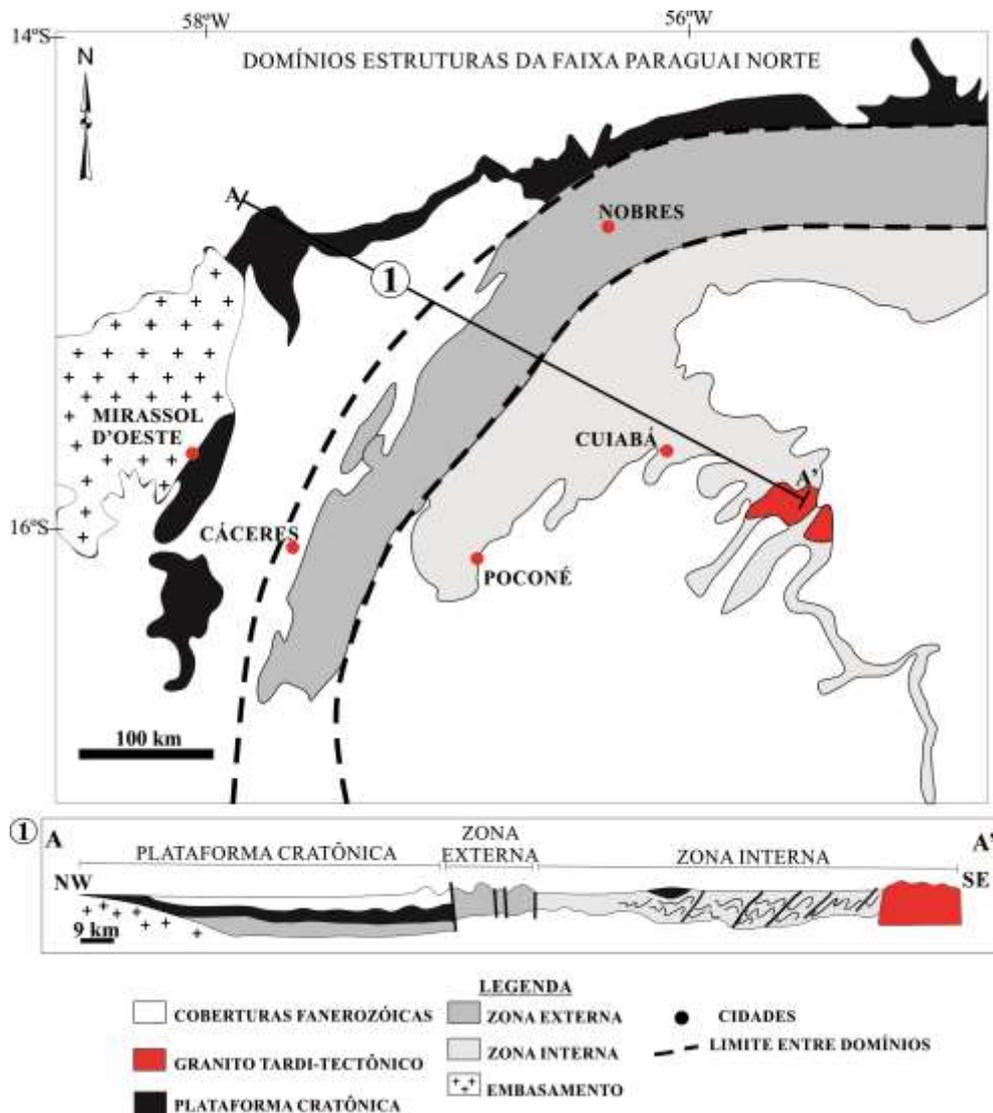


Figura 8: Faixa Paraguai e seus domínios estruturais: a zona interna corresponde à área onde afloram rochas metamórficas de baixo grau com registros de cavalgamentos e dobras; esta zona exibe intrusões graníticas de idade cambriana. A zona externa é formada por rochas sedimentares que exibem dobras associadas a falhas de alto ângulo. A plataforma cratônica é marcada pela presença de coberturas sedimentares sub-horizontais eventualmente afetadas por falhas normais, com suaves ondulações (Modificado de Alvarenga e Trompette 1993).

2.3.1 Zona interna metamórfica

Este domínio estrutural exhibe rochas metassedimentares do Grupo Cuiabá, calcários da Formação Guia (Hennies 1966; Alvarenga 1988, 1990) e o Granito São Vicente (Figura 8). As rochas metassedimentares apresentam baixo grau, na fácies xisto verde, zona da biotita, denominado "*Brasilides Metamórfica*" (Almeida 1984, 1985). A região de contato com a Zona Externa é caracterizada pela ocorrência de falhas inversas de alto ângulo (Alvarenga e Trompette 1993).

As rochas presentes neste domínio, de acordo com Alvarenga (op. cit.) foram afetadas por quatro fases de deformação tectônica, no contexto do Ciclo Brasileiro dando origem na Faixa Paraguai a um sistema de dobramentos assimétricos e isoclinais com vergência para SE. Para Almeida (1964, op. cit.), Luz et al. (1980) e Alvarenga (1986, op. cit.) as estruturas tectônicas indicam vergência para NW.

Em meio às discordâncias acerca da vergência tectônica acima exposta, Silva (1999) propôs um modelo de evolução progressiva que descreve a presença de cavalgamentos e retro-cavalgamentos para explicar as diferentes vergências.

Estudos tectônicos realizados na porção norte da Faixa Paraguai, nas proximidades da cidade de Cuiabá (MT), correspondente à zona interna metamórfica, Luz et al. (op. cit.) e Souza (1981) propuseram três fases de deformação coaxial; Pires et al. (1986) propôs duas fases de deformação coaxial e uma não-coaxial; e Silva et al. (2002) apresentou três fases de deformação coaxial e uma quarta fase não-coaxial (Tabela 4).

Tabela 4: Quadro comparativo de diferentes propostas de fases de deformação discutidas para a evolução estrutural da Faixa Paraguai.

PROPOSTAS DE FASES DE DEFORMAÇÃO ESTRUTURAIS PARA A FAIXA PARAGUAI			
Localização na Faixa Paraguai	Sentido de vergência NW	Sentido de vergência SE	Fases de deformação
Porção S	Almeida (1965b, 1984) Nogueira e Oliveira (1978) Corrêa (1978)	Campanha et al., (2011)	3 fases coaxiais
Porção central		Souza (1981) Luz et al. (1980)	3 fases coaxiais
		Pires et al. (1986)	2 fases coaxiais/ 1 Não-coaxial
		Alvarenga e Trompette (1993) Silva et al. (2002)	3 fases coaxiais /1 Não-coaxial
Extremo E		Seer (1985) Seer e Nilson (1985) Del'Rey Silva (1990)	3 fases coaxiais/ 1 ortogonal

Para Alvarenga e Trompette (1993) o arranjo tectônico apresentado nas rochas expostas na Faixa Paraguai é devido à esforços colisionais advindos da Orogenia Brasileira com *Ciclo de Wilson* completo ou com fechamento de aulacógeno ou *rift* intracontinental, possivelmente com reduzida oceanização.

2.3.1.1 Grupo Cuiabá

As rochas do Grupo Cuiabá foram primeiramente descritas às margens do Rio Cuiabá por Castelnau (1857) e Evans (1894). Posteriormente, estas rochas foram individualizadas na *Série Cuiabá*, e finalmente denominadas de Grupo Cuiabá, que correspondem filitos e quartzitos, cortados por veios de quartzo de baixo grau metamórfico, com registros de depósitos tipo *flysch* originados por correntes de turbidez, notados em ocorrências de depósitos submarinos (Almeida 1964, 1965, 1974, 1984).

As propostas de divisão deste grupo em unidades seguiram as ideias de Guimarães e Almeida (1972) e Tokashiki e Saes (2008), que identificaram metaconglomerados, quartzitos, filitos, metagrauvascas, metarcóseos e metassedimentos periglaciais na Formação Coxipó. O

contexto de deposição destas rochas também foi alvo de discussão, assim Alvarenga (1984, 1990) e Alvarenga e Saes (1992) propuseram quatro grupos cronoestratigráficos: (1) sequência inferior, (2) sequência média glácio-marinha turbidíticas, (3) sequência média carbonatada e (4) sequência superior (Tabela 5).

Divisões estratigráficas estabelecidas por Luz et al. (1980), permitiram a divisão do Grupo Cuiabá e oito subunidades, onde as unidades 1,2,3,5, 6 e 8 são atribuídas a ambientes marinhos com instabilidades tectônicas enquanto as unidades 4 e 7 abrigam tilitos sugestivos de ambiente glácio-marinho (Tabela 5).

A proposta estratigráfica de Tokashiki e Saes (2008) subdivide o Grupo Cuiabá em três unidades:

(1) **Formação Campina de Pedras**, equivalente às **unidades 1 e 2** (Luz et al. op. cit.), que corresponde a **Unidade Inferior** de Alvarenga (1988) e compreende filitos, filitos grafitosos, Ciclos de Bouma incompletos e metagrauvas.

(2) **Formação Acorizal** (Almeida 1964), correspondente às **unidades 3,4 e 5** de Luz et al. (op. cit.) e à fácies **Turbidíticas Glácio-marinha** de Alvarenga (op. cit.) são compostos por metarritmitos, metaconglomerados, arenitos e metapelitos, eventualmente com presença de seixos pingados, quartzitos e metadiamicititos;

(3) **Formação Coxipó** (Guimarães e Almeida 1972) análoga às **unidades 6 e 7** de Luz et al. (op. cit.) compreende filitos conglomeráticos, metarenitos, quartzitos, metadiamicititos correspondentes à **fácies proximal** da unidade **Turbidítica Glácio-marinha** de Alvarenga (op. cit.).

Em meio a estas rochas metassedimentares ocorrem formações ferríferas, *chert* e camadas ricas em Mn, nas proximidades de Nova Xavantina (MT), a NE da Faixa Paraguai Norte. Estas ocorrências são atribuídas às fases iniciais de abertura de possível *rift* oceânico ou de bacia retroarco na Faixa Paraguai (Martinelli et al. 1997, 1998; e Lacerda Filho et al. 2004).

De acordo com Tokashiki e Saes (op. cit.), as rochas do Grupo Cuiabá apresentam metamorfismo de baixo grau, fácies xisto verde, eventualmente atingindo a zona da biotita, são pervasivamente truncadas por veios de quartzo e possuem registros de sulfetação, sericitização e carbonatação, caracterizando alterações de natureza hidrotermal nestas rochas.

Ocorrências de depósitos auríferos nas rochas metassedimentares do Grupo Cuiabá têm sido alvo de exploração desde o Século XVIII. Na maioria das vezes, estes depósitos estão associados à presença de veios de quartzo intrudidos em filitos, metasiltitos, quartzitos e turbiditos glaciais. Estes veios ocorrem associados a zonas de fraturas e de falhas com direções NW-SE (Martinelli 1998).

Na porção NE da Faixa Paraguai, o Garimpo Araés apresenta depósito associado a veios de quartzo subverticais, encaixados em rochas do Grupo Cuiabá próximo a zonas de falha transcorrente ENE-WSW dextral (Martinelli op. cit.).

Tabela 5: Quadro comparativo das colunas estratigráficas propostas para o Grupo Cuiabá (Modificado de Tokashiki e Saes 2008).

	Almeida (1964 e 1965)	Guimarães & Almeida (1964 e 1965)	Luz et al. (1980)	Alvarenga (1998) e Alvarenga & Saes (1992)	Tokashiki & Saes (2008)
	Grupo Alto Paraguai	Grupo Alto Paraguai	Grupo Alto Paraguai	Unidade Terrígena	Grupo Alto Paraguai
GRUPO JANGADA	Formação Mazagão	Formação Coxipó	Subunidade 8	Unidade Carbonatada	Formação Coxipó
	Formação Acorizal	Grupo Cuiabá Indiferenciado	Subunidade 7	Unidade Média Turbidítica Glácio- Marinha	
	Formação Engenho		Subunidade 6		
	Série Cuiabá		Subunidade 5		
		Subunidade 4	Unidade Inferior	Formação Acorizal	
		Subunidade 3		Formação Campina de Pedras	
		Subunidade 2			
		Subunidade 1			
EMBASAMENTO					

2.3.1.2 Granito São Vicente

O Granito São Vicente é intrusivo em rochas metassedimentares do Grupo Cuiabá e se encontra aflorante na porção SE da Faixa Paraguai Norte (Figura 7).

De acordo com Almeida e Mantovani (1975), este granito é composto mineralogicamente por feldspato, plagioclásio, quartzo, biotita, como minerais principais, e apatita, zircão, magnetita, pirita, allanita e fluorita, como minerais acessórios, com registros de xenólitos de filitos.

Auréolas de contato estabelecidas entre o Granito São Vicente e as rochas do Grupo Cuiabá são caracterizadas por rochas metamórficas por contato que exibem paragêneses de fácies albita a hornblenda-*hornfels* (Godoy et al. 2007).

O Granito São Vicente apresenta idade de cristalização por volta de 518 ± 4 Ma., obtida por razões U–Pb em zircão (McGee et al. 2012). Análises geoquímicas são indicativas de rochas graníticas do Tipo-I, de composição que varia de cálcio-alcálico a alto K, com composições metaluminosas a peraluminosas e com origem tardi-tectônica (Godoy et al. op. cit.).

2.3.2 Zona externa dobrada

Esta zona é composta por rochas de derivação glácio-marinha da Formação Puga, rochas carbonáticas do Grupo Araras e rochas siliciclásticas do Grupo Alto Paraguai.

Estas rochas estão deformadas por dobras abertas cortadas por conjuntos de falhas inversas de alto ângulo, onde a zona de contato entre as rochas da plataforma cratônica (predominantemente sub-horizontais) e as rochas dobradas da zona externa se encontram recobertas por sedimentos fanerozóicos (Alvarenga e Trompette 1993). Propõe-se que estas rochas exibem registros de anquimetamorfismo (Alvarenga 1990).

2.3.2.1 Formação Puga

A Formação Puga corresponde a diamictitos glaciais. Foi definida na porção S da Faixa Paraguai, a SE de Corumbá (MS) por Maciel (1959). Foram primeiramente descritas na porção norte da Faixa Paraguai por Almeida (1964a, b). Recobrem as rochas do Grupo Cuiabá e compreende diamictitos, arenitos, argilitos, conglomerados e siltitos, provenientes de ambiente glácio-marinho (Alvarenga e Trompette 1992; Alvarenga 2004).

Os diamictitos apresentam matriz de composições que variam de arenítica a argilosa, as rochas em geral são maciças, localmente com laminações onduladas. Os seixos presentes possuem dimensões que variam de poucos centímetros até aproximadamente 1m de diâmetro. São provenientes de rochas do embasamento possivelmente derivados de granitos, gnaisses, quartzitos, quartzo e xistos, que muitas vezes se encontram facetados, fraturados e estriados (Alvarenga et al. 2012).

As rochas da Formação Puga são relacionadas final da Glaciação Marinoana (Kirschink 1992; Hoffman e Schrag 2002). Os diamictitos são recobertos na porção sul por rochas da Formação Bocaina e a norte por rochas da Formação Mirassol d'Oeste, ambas têm sido interpretadas como **Capas Carbonáticas Neoproterozóicas** (Boggiani e Coimbra 1996; Boggiani et al. 2003).

2.3.2.2 Grupo Araras

Rochas carbonáticas foram inicialmente estudadas por Castelnau (1850) na região de Nobres (MT). Na zona externa dobrada, estas rochas foram denominadas *Araras Limestones* por Evans (1894). O Grupo Araras foi estabelecido por Almeida (1964) com duas formações: uma composta por pelitos e outra por carbonatos.

Propostas de novas formações para o Grupo Araras (Tabela 6) foram apresentadas por Hennies (1966) para as unidades inferiores pelítico-carbonáticas, que foram denominadas formações Guia e Nobres. Este grupo passou a ser descrito como uma sucessão de calcários sobrepostos por dolomitos atribuídos a depósitos de plataforma marinha (Almeida op. cit.; Luz et al. 1978; Barros et al. 1982).

A sucessão do Grupo Araras teve sua espessura estimada por Almeida (1964) em 600m. Estas rochas recobrem os diamictitos da Formação Puga, assim como os carbonatos do Grupo Corumbá – exposto na porção sul da Faixa Paraguai. Desta forma, pode-se afirmar que pelo menos a base destas sucessões carbonáticas podem ser correlacionadas e consideradas de idade ediacarana (Almeida op. cit.; Alvarenga e Trompette 1994; Boggiani 1997; Alvarenga et al. 2004; e Nogueira et al. 2007).

O Grupo Araras foi descrito e redefinido em quatro formações por Nogueira e Riccomini (2006):

(1) Formação Mirassol d'Oeste com aproximadamente 15m de espessura é constituída por dolomitos rosados, finos peloidais, com estromatólitos com acamamento maciço, laminação planar, deformações convolutas e registros de níveis brechados;

(2) Formação Guia, descrita no Sinclinal de Guia, é considerada um testemunho do Grupo Araras na zona interna metamórfica (item 2.3.1) estabelecida através da dissecação do relevo. É composta por calcários finos betuminosos, folhelhos e brechas calcárias dolomitizadas. Ocorrem cristais autigênicos de pirita nas lentes de calcário cristalino. Esta unidade apresenta idade deposicional máxima de 622 ± 33 Ma. com base em razões Pb/Pb (Romero et al. 2013);

(3) Formação Serra do Quilombo, consiste em dolomitos finos, dolomitos arenosos, brechas com cimento dolomítico e com matriz com clastos dolomíticos com até 30cm de diâmetro. As brechas mostram arcabouço aberto e o cimento é composto por dolomita espática. A zona de contato entre as formações Guia e Serra do Quilombo é marcada por fraturas nos dolomitos e calcários finos;

(4) A Formação Nobres corresponde a dolomitos finos, arenitos, brechas, conglomerados dolomíticos, pelitos e níveis de sílex com geometria tabular lateralmente contínua por centenas de metros. Seu contato com a Formação Serra do Quilombo possui brechas e arenitos com clastos tabulares de micrito e gretas de contração. O limite superior próximo ao contato erosivo com o Grupo Alto Paraguai é composto por pelitos laminados com 3m de espessura intercalados com arenitos finos e carbonatos silicificados (Almeida op. cit., 1984; Nogueira e Riccomini op. cit.; Nogueira et al. 2007).

As rochas do Grupo Araras são diagnósticas de plataforma carbonática moderadamente profunda a rasa influenciada por eventos de supersaturação de carbonato de cálcio, sísmicos e de tempestades gradando para plataforma carbonática rasa com ambientes *sabkha* e planície de maré (Nogueira e Riccomini 2006).

No seguimento E-W da Faixa Paraguai Norte, foi definida a Formação Pacu, que constitui da base para o topo rochas pelíticas e carbonáticas, posicionadas estratigraficamente no topo do Grupo Araras (Souza et al. 2012). A caracterização quimioestratigráfica e geocronológica desta unidade indica razões de Sr compatíveis com o final do Ediacarano (Souza et al. op. cit.).

O contato basal entre a Formação Pacu e a Formação Nobres não está exposto, e o contato superior com diamictitos da Formação Serra Azul (apresentada adiante no item 2.3.2.3) se dá de maneira brusca (Souza et al. op. cit.). Dados de isótopos de ^{13}C obtidos na Formação Pacu são semelhantes aos dados para a Formação Nobres e indicam idades de sedimentação correlata à Glaciação *Gaskier*, com idade 582 Ma. (Bowring et al. 2003; e Knoll et al. 2004).

2.3.2.3 Grupo Alto Paraguai

Estima-se que o Grupo Alto Paraguai possui cerca de 2400 m de espessura e compreende da base para o topo: (1) Formação Serra Azul; (2) Formação Raizama; (3) Formação Sepotuba; e (4) Formação Diamantino (Alvarenga e Saes 1992; Figueiredo et al. 2004, 2008; Bandeira 2006, 2011; Alvarenga et al. 2007; e Bandeira et al. 2007).

A (1) Formação Serra Azul compreende diamictitos e siltitos com espessuras entre 250-300m dispostos descontinuamente sobre o Grupo Araras. Essas rochas são posicionadas na base do Grupo Alto Paraguai (Alvarenga et al. op. cit.). Podem representar um registro da Glaciação *Gaskier* de idade 580 Ma. (Knoll et al. 2004) na Faixa Paraguai Norte.

A sequência das rochas da Formação Serra Azul é composta pelas unidades A e B: A unidade A compreende diamictitos maciços com clastos de carbonato, *chert*, arenito, quartzito, rochas máficas e granitos; e a Unidade B é composta de siltitos laminados com intercalações esparsas de arenito muito fino.

O contato inferior com a Formação Nobres não está exposto e estas rochas glaciais não apresentam capa carbonática, pois são sobrepostas por rochas siliciclásticas. Interpreta-se que a Formação Serra Azul tenha sido depositada em ambiente glácio-marinho raso a transicional (Figueiredo et al. 2008; Alvarenga et al. 2007).

A (2) Formação Raizama é composta por siltitos, pelitos e arenitos. Localmente os arenitos possuem cimento dolomítico tardio. Estas rochas são atribuídas à fácies de praia com presença de tempestitos e evidências de planície de maré, diagnósticas de plataforma marinha influenciada por ondas e tempestades com influência glacial (Alvarenga et al. op. cit.).

As rochas da Formação Raizama tiveram possíveis áreas-fonte a NE-SW durante sua deposição (Dantas et al. 2009; Bandeira et al. 2012; McGee et al. 2015). Estas rochas exibem idades deposicionais máximas entre 622-541 Ma (Figueiredo 2010; Bandeira et al. op. cit.).

A (2) Formação Sepotuba é composta por argilitos, siltitos e arenitos finos característicos de ambiente plataformal marinho distal, influenciado por tempestade de transição de *shoreface* e *offshore* (Bandeira et al. op. cit.; Tohver et al. 2010, 2011).

(3) A Formação Diamantino compreende arcóseos finos, siltitos e folhelhos vermelhos maciços a finamente estratificados, possivelmente ligados a ambiente lacustre com migração de lobos deltaicos. O soerguimento de arcos a SE, resultou na implantação de bacia marinha/continental do tipo *foreland* por ajustes isostáticos, onde possivelmente os sedimentos siliciclásticos destas rochas teriam sido depositados, tendo como provável área-fonte a própria Faixa Paraguai (Dantas et al. op. cit.; Bandeira et al. op. cit.; McGee et al. op. cit.).

Tabela 6: Unidades estratigráficas da porção Norte da Faixa Paraguai. A idade da Formação Puga é baseada em correlação com a glaciação global Marinoana e idades Rb/Sr para as formações Sepotuba e Diamantino (Cordani et al., 1985, 1978; Bonhomme et al., 1982) como idades máximas deposicionais (modificado de Bandeira et al., 2012).

IDADE		LITOESTRATIGRAFIA		PALEOAMBIENTE
542 Ma	CAMBRIANO	GRUPO ALTO PARAGUAI		
		FORMAÇÃO DIAMANTINO	CONGLOMERADOS, ARENITOS E PELITOS	FLUVIAL ENTRELACADO, DELTA E MAR RESTRITO/ PRODELTA
		FORMAÇÃO SEPOTUBA	PELITOS, FOLHELHOS E ARENITOS	PLATAFORMA MARINHA DOMINADA POR TEMPESTADE
630 Ma	EDIFICARANO	GRUPO ARARAS		
		FORMAÇÃO RAIZAMA	ARENITOS E PELITOS, CARBONATOS SUBSTITUÍDOS POR SILEX SUBORDINADOS	PLATAFORMA RASA DOMINADA POR TEMPESTADE E MARÉ
		FORMAÇÃO NOBRES	DOLOMITOS, ESTROMATÓLITOS, ARENITOS FINOS, PELITOS E MOLDES EVAPORÍTICOS	PLANÍCIE DE MARÉ/SABKHA
		FORMAÇÃO SERRA DO QUILOMBO	BRECHAS DOLOMÍTICAS DE ARCABOUÇO ABERTO	PLATAFORMA MODERADAMENTE PROFUNDA DOMINADA POR TEMPESTADES EVENTUALMENTE POR SISMOS
		FORMAÇÃO GUIA	CALCÁRIOS FINOS E FOLHELHOS BETUMINOSOS	PLATAFORMA PROFUNDA ANÓXICA E SATURADA EM CARBONATO DE CÁLCIO
630 Ma	CRIOGENIANO	FORMAÇÃO MIRASSOL D'OESTE	DOLOMITOS LAMINADOS, ROSADOS E PELOIDAS E ESTROMATÓLITOS	PLATAFORMA PROFUNDA EUFÓTICA
		FORMAÇÃO PUGA	DIAMICTITOS E SILTITOS SEIXOSOS	GLÁCIO-MARINHO

2.3.3 Cobertura sedimentar plataformal

O domínio caracterizado pelas coberturas plataformais (Figura 8) é composto por rochas da Formação Puga, Grupo Araras e formações Raizama e Diamantino, descritas anteriormente. Estas rochas são deformadas por falhas normais, que são associadas a presença de dobras de amplitude suave (Alvarenga e Trompette 1993). São recobertas por rochas sedimentares de bacias paleozóicas (Parecis?).

Os contatos entre as rochas da Faixa Paraguai Norte e as rochas da Bacia dos Parecis, localizada a norte da faixa, são marcados por falhas normais, as quais foram possivelmente reativadas até o Cretáceo (Barros et al. 1982).

2.4 SÍNTESE DE DADOS GEOCRONOLÓGICOS

Os dados geocronológicos obtidos para as rochas aflorantes serão descritos com base no objetivo de cada método utilizado (Figura 9).

As rochas metamórficas do Grupo Cuiabá representam uma sequência deformada e metamorfizada em ambiente colisional (Tokashiki e Saes 2008). Datações por razões Ar/Ar indicam idades entre 484 ± 12 Ma. (Tohver et al. 2010) e 541 ± 10 Ma. (Geraldos et al. 2008). Rochas ultramáficas intrusivas, datadas por razões de Rb/Sr e Sm/Nd (De Min et al. 2013), apresentam idade 600 Ma.

A Formação Puga apresenta idades 706 ± 9 Ma indicadas por razões U/Pb (Babinski et al. 2013) e 635 Ma. por correlação global com a Glaciação Marinoana (Nogueira et al. 2003).

As rochas da base do Grupo Araras (Formação Mirassol d'Oeste) têm idades deposicionais máximas 627 ± 32 Ma. obtidas por razões U/Pb (Babinski et al. 2006). A remagnetização das rochas carbonáticas indica 528 Ma. (Tohver et al. op. cit.).

Rochas da base do Grupo Alto Paraguai, incluídas na Formação Serra Azul possuem idades de deposição máximas entre 640 ± 6 Ma. por razões U/Pb (McGee et al. 2014, 2015).

As sucessões siliciclásticas do Grupo Alto Paraguai mostram idades de deposição de no máximo 927 ± 7 Ma. e 645 ± 15 Ma. com base em razões U/Pb (McGee et al. op. cit.).

As rochas da Formação Diamantino possuem idades deposicionais máximas entre 541 ± 7 Ma., 544 ± 7 Ma., 560 ± 13 Ma. e 660 ± 60 Ma. obtidas por razões U/Pb (Cordani et al. 1985; Bandeira et al. 2012; McGee et al. op. cit.). Também foram obtidas idades por razões Ar/Ar indicando 544 Ma. em argilas (McGee et al. op. cit.).

O Granito São Vicente possui idades de cristalização por razões U/Pb de 521 Ma. e 518 ± 7 Ma. correspondentes ao Cambriano (Ferreira 2009; McGee et al. 2012). Idades para estas rochas obtidas por razões Rb/Sr e K/Ar indicam 483 Ma. e 503 Ma., respectivamente (Almeida 1968; Almeida e Mantovani 1975).

Os basaltos da Formação Tapirapuã, exibem idades de 197 Ma. obtidas por razões Ar/Ar (Montes-Lauar et al. 1994). Ocorrem intrusões ultrabásicas de natureza kimberlítica na região de Paranatinga, com idade de 125 Ma. e Juína, com 95 Ma. (Heaman et al. 1998).

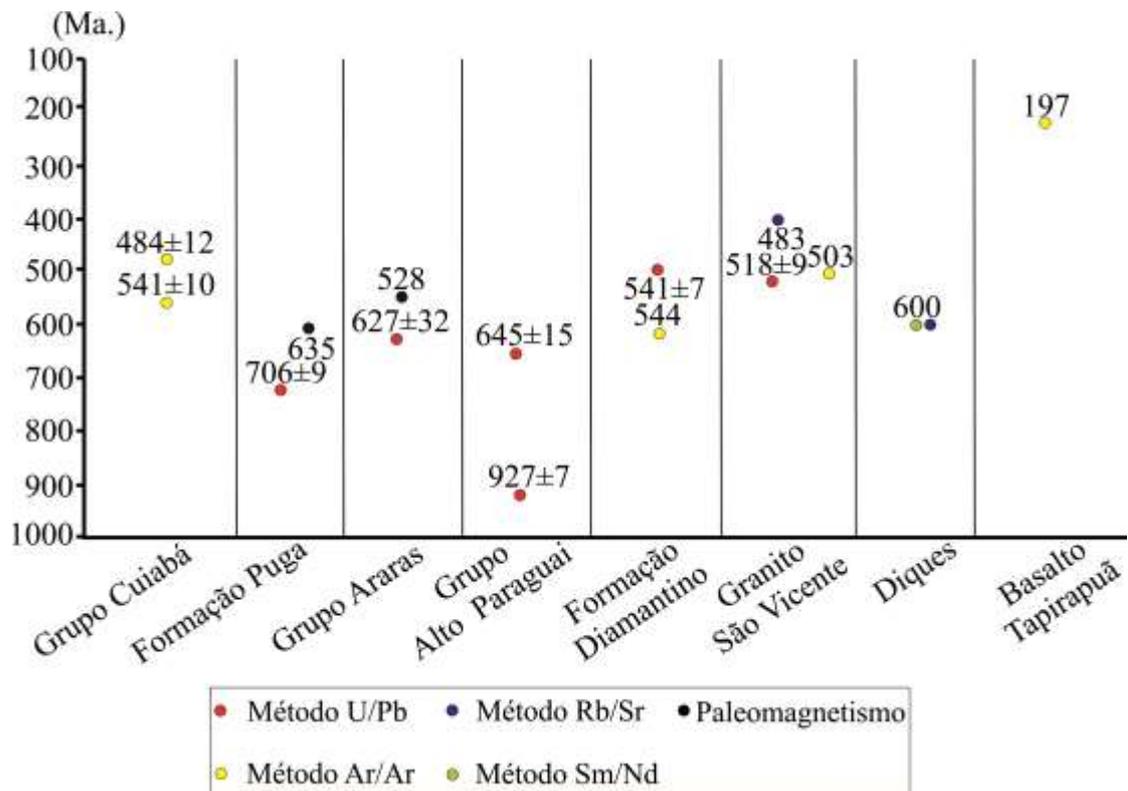


Figura 9: Distribuição de dados geocronológicos para as rochas aflorantes na Faixa Paraguai compilado com base em informações disponíveis nos trabalhos de Almeida (1968), Almeida & Mantovani (1975), Cordani et al. (1985), Montes-Lauar et al. (1994), Nogueira et al. (2003), Babinski et al. (2006), Geraldles et al. (2008), Ferreira (2009), Tohver et al. (2010), Bandeira et al. (2012), De Min et al. (2013), McGee et al. (2014a, 2014b e 2015).

2.5 SÍNTESE DOS MODELOS TECTÔNICOS E EVOLUTIVOS PARA A FAIXA PARAGUAI

A Faixa Paraguai Norte é descrita como um cinturão onde afloram rochas metamorfizadas em baixo grau, ocasionalmente com metamorfismo anquizonal, deformadas por dobras e cavalgamentos, onde a intensidade da deformação diminui progressivamente em direção ao Cráton Amazônico (Alvarenga e Trompette 1993; Trompette 1994).

Eventos tectonotermiais associados à Orogênese Brasileira ocorrida no período entre 940-620 Ma. estão ligados à deformação e metamorfismo de sucessões siliciclásticas derivadas de bacias oceânicas de margem passiva, originadas a partir da implantação de *rifts* na borda SE do Cráton Amazônico há cerca de 1,0 Ga, através de inversão tectônica

compressiva atuante durante os estágios finais desta orogenia (Almeida 1984; Alvarenga e Trompette 1992, 1993; Dalziel 1992; Alvarenga et al. 2009; e Nogueira et al. 2009; e Cordani et al. 2009, 2013).

Dados paleomagnéticos e geocronológicos expostos por Trindade et al. (2003, 2006), Tohver et al. (2010) e McGee et al (2015) consideram que essas colisões possam ter ocorrido até o início do Paleozóico.

As rochas do Grupo Cuiabá estão metamorfizadas em fácies xisto verde de grau baixo e estão deformadas por dobras isoclinais e cavalgamentos (Tokashiki e Saes 2008). Idades mínimas para o metamorfismo estão entre o Ediacarano e o Cambriano (Geraldos et al. 2008; e De Min et al. 2013)

As rochas sedimentares da Formação Puga, Grupo Araras e Grupo Alto Paraguai apresentam metamorfismo anquizonal ou ausente e exibem deformação por dobras abertas e falhas inversas de alto ângulo (Alvarenga e Trompette op. cit.).

A deformação progressiva relacionada a Orogenia Brasileira (940-620 Ma.), acompanhadas de soerguimento de relevo, ajustes isostáticos resultou na implantação de uma bacia tipo *foreland* adjacente (Figura 10), relacionada a presença das sucessões siliciclásticas da porção superior do Grupo Alto Paraguai (McGee et al. op. cit.).

As rochas da porção superior do Grupo Alto Paraguai (Formação Diamantino) possuem idades deposicionais máximas cambrianas e, com base em isótopos Nd e Idades Modelos TDM, possuem proveniência continental, onde o Cráton Amazônico e a Faixa Paraguai podem representar possíveis áreas-fonte para estas rochas (Dantas et al. 2009; Bandeira et al. 2012; McGee et al. 2014a, 2014b, op. cit.).

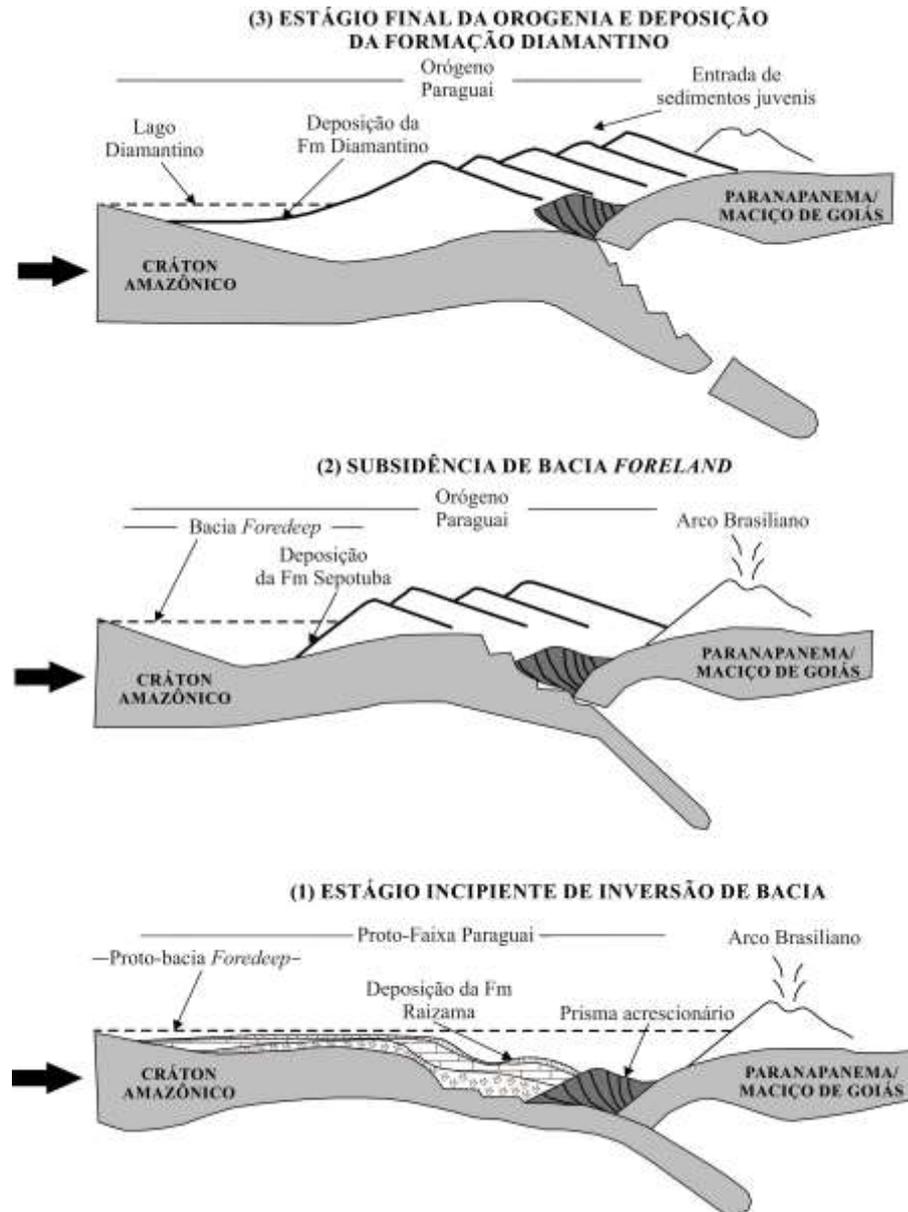


Figura 10: Modelo tectônico para a Faixa Paraguai. O estágio 1 marca o início da compressão, resultando em encurtamento e espessamento crustal, gerando ajuste flexural, responsável pela composição da Bacia *Foreland*, onde começam a ser depositados os sedimentos da Formação Puga e grupos Araras e Alto Paraguai; os estágios 2 e 3 mostram o avanço progressivo do encurtamento e da deformação nas sequências anteriormente depositadas, promovendo novos pulsos de subsidência para deposição de sequências sedimentares mais jovens, tais como a Formação Diamantino (Modificado de McGee et al. 2015).

CAPÍTULO 3

3. SENSORIAMENTO REMOTO

O sensoriamento remoto é uma importante ferramenta para obtenção de informações complementares à Geologia de Campo. Neste sentido, a leitura e análise de elementos texturais, tais como lineações e lineamentos de relevo e drenagem são utilizados em estudos tectônicos para identificação dos *trends* estruturais a partir da fotointerpretação (Frisch 1997). Estas feições texturais correspondem a elementos lineares visíveis na superfície do terreno, que podem representar registros de estruturas geomorfológicas ou geológicas penetrativas (Clark e Wilson 1994).

O uso de sensores remotos nesta pesquisa envolveu a aquisição e processamento digital de imagens *LANDSAT 8* e *SRTM*. Estas imagens foram agrupadas em mosaicos na escala final de 1:300.000 e posteriormente foram interpretadas visualmente a partir da extração de lineações e lineamentos de drenagem e relevo. Análises estatística, espacial, geométrica e cinemática bem como a comparação com dados obtidos em campo foram realizados a fim de examinar a existência de estruturas para contribuir com a interpretação tectônica das rochas na área de estudo.

3.1 IMAGENS *LANDSAT 8* E *RADAR SRTM*

A partir da observação de imagens *SRTM* e *LANDSAT 8* para estudo da porção Norte da Faixa Paraguai (Figura 11), foi possível identificar conjuntos de elementos texturais, tais como lineações e lineamentos de relevo e drenagem. A análise mútua destes elementos possibilitou a identificação de suas possíveis relações de truncamento, que permitiram inferir a temporalidade de eventos relacionados à geração destes traços.

Os objetos de avaliação, na foto-leitura e foto-análise, presentes no terreno, são: (1) lineações e lineamentos de relevo, que constituem traços curtos, retilíneos e curvos e com alta densidade; e (2) lineações e lineamentos de drenagem com traços longos, retilíneos e com densidade moderada. As lineações possuem comprimentos máximos de 3 km, na escala de 1:300.000, utilizada na interpretação.

Os elementos texturais observados foram descritos com base em seu arranjo geométrico, densidade, angularidade, tropia, assimetria, estruturação e orientações preferenciais, com base nas propostas de Soares e Fiori (1976).

Os elementos texturais estudados estão distribuídos de maneira heterogênea ao longo do terreno. Os lineamentos e lineações de relevo, dispostos na porção central e NE da área investigada são caracterizados por traços retilíneos e dobrados, com alta densidade, baixa angularidade, tropia bidirecional, com forte estruturação e com orientações preferenciais NE-SW e ENE-WSW. Os lineamentos e lineações de drenagem estão presentes em toda a área estudada; apresentam densidade média, são traços retilíneos, mostram alta angularidade, são multidirecionais, possuem assimetria e estruturação fortes, além de orientações preferenciais NE-SW, NW-SE, E-W e N-S.

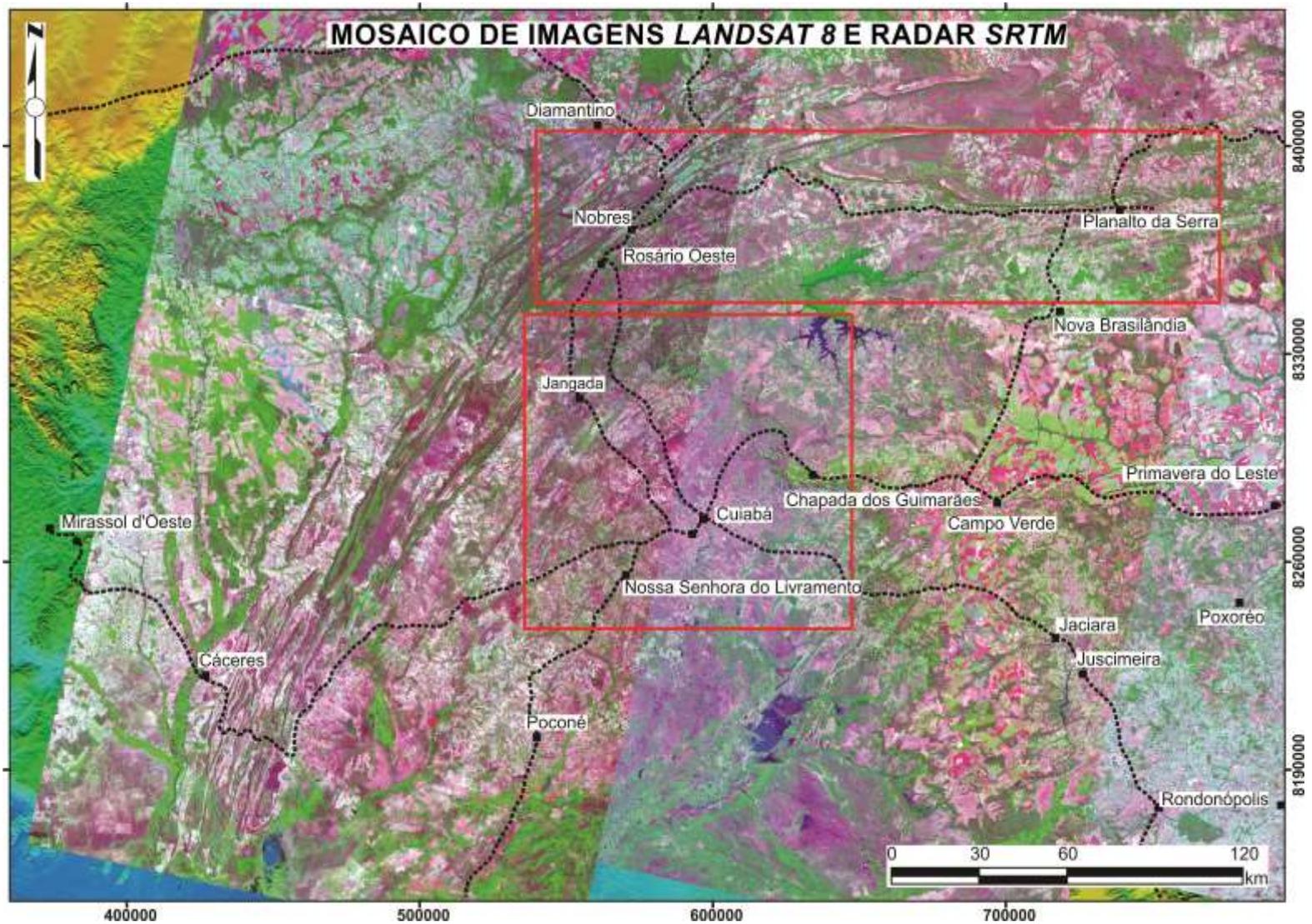


Figura 11: Imagens de sensores *SRTM* e *Landsat 8*, com destaque para as bandas 7,5 e 4, compiladas em mosaicos para interpretação visual de lineamentos na escala de 1:300.000. Os quadrados vermelhos destacam às áreas visitadas em campo para a aquisição de dados geológicos.

3.2 ANÁLISE DAS IMAGENS *LANDSAT 8* E *RADAR SRTM*

A distribuição e ocorrência de elementos texturais identificados como lineamentos e lineações de relevo e de drenagem, presentes na área investigada, mostram-se heterogêneas, tendo sido identificadas duas zonas homólogas, denominadas I e II, onde se agrupam em áreas os diferentes padrões de densidade, forma, angularidade, arranjo geométrico, tropia, estruturação e orientação preferencial (Figura 12).

A **Zona Homóloga I** (Figura 12) está distribuída nas porções NW e SE da área. Esta zona é caracterizada por apresentar somente lineações e lineamentos de drenagem. Na porção NW da área, os traços apresentam comprimentos entre 10-55 km, densidade média, são retilíneos, com alta angularidade, multidirecionais, assimétricos, fortemente estruturados, com orientações preferenciais NE-SW e NW-SE, e em menor frequência E-W e N-S.

As lineações e lineamentos de drenagem presentes na porção SE da área de estudo, apresentam traços de comprimentos entre 70-150 km, densidade alta, retilíneos, com angularidade média a alta, multidirecionais, fortemente assimétricos e estruturados, com orientações preferenciais NE-SW e E-W, em menor frequência NW-SE e N-S.

A **Zona Homóloga II** está presente na porção central e NE da região estudada (Figura 12). Esta zona compreende lineamentos e lineações de (1) relevo e de (2) drenagem:

(1) Os lineamentos e lineações de relevo são retilíneos, com comprimentos entre 12-120 km e curvos, apresentam alta densidade, assimetria moderada, forte estruturação e orientações preferenciais NE-SW e em menor frequência N-S, NW-SE e E-W.

(2) As lineações e lineamentos de drenagem, presentes na zona homóloga II são retilíneos, mostram comprimentos entre 25-200 km, densidade média, angularidade alta, multidirecional, assimetria fraca, forte estruturação e orientações preferenciais NW-SE, E-W e em menor frequência N-S.

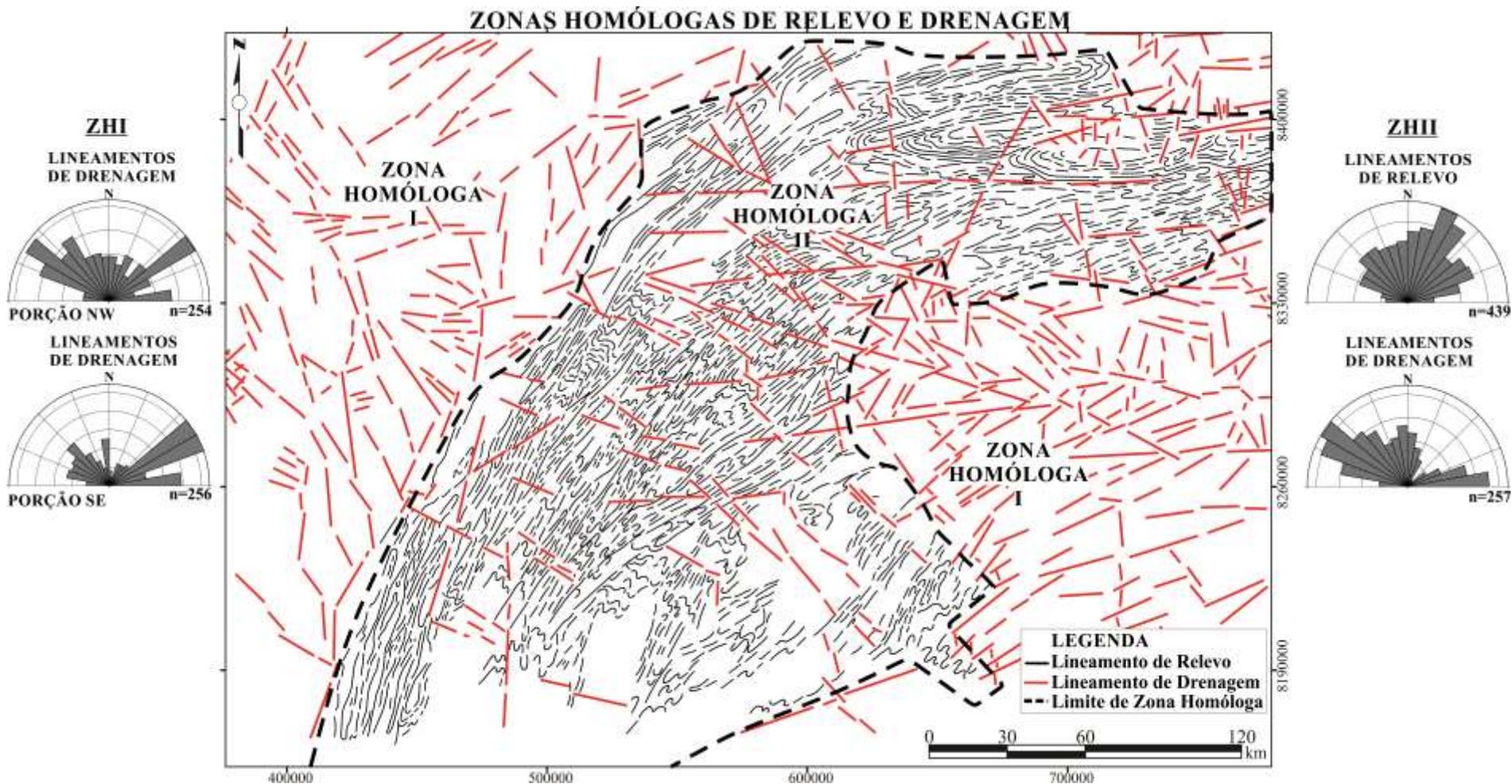


Figura 12: Distribuição espacial e arranjo geométrico das zonas homólogas identificadas a partir da observação de lineamentos de relevo e drenagem obtidos por interpretação de imagens de sensor remoto em escala de 1:300.000.

3.3 COMENTÁRIOS SOBRE AS INFORMAÇÕES DOS SENSORES

As feições texturais interpretadas no terreno da área de estudo, correspondem a feições de relevo e de drenagem, que possuem significados geológicos e geomorfológicos, tendo em vista a atuação de fatores morfogenéticos, tais como clima, vegetação interagindo com as propriedades físicas e químicas das rochas. O comportamento geométrico e a distribuição espacial heterogênea dos elementos lineares fotointerpretados na área estudada possibilitaram a individualização de duas zonas homólogas (Figura 12).

Lineamentos de relevo refletem o comportamento geométrico e cinemático de estruturas geomorfológicas, a exemplo de cristas de serras ou tectônicas, tais como traços de acamamento e/ou foliação, presentes nas rochas aflorantes. As feições de relevo são retilíneas, anastomóticas e curvas (Figura 13).

Na porção NE do mapa destacam-se lineamentos de relevo curvos, localmente em forma de “S” e “Z”. Refletem dobras assimétricas, quilométricas (40 km), que indicam possível arrasto com cinemática dextral e dobras assimétricas, quilométricas (15 km), que indicam possível arrasto com cinemática sinistral. Estes traços mostram direções ENE-WSW e E-W (Figura 13).

Na porção N predominam traços retilíneos e anastomóticos, que indicam possivelmente a presença de camadas com mergulhos para NW, SE e subverticais; e subordinadamente ocorrem traços curvos em forma de “Z”, refletindo a presença de dobras assimétricas, quilométricas (30 km), indicando arrasto de cinemática dextral e direção preferencial NE-SW (Figura 13).

Na porção SW da área investigada, ocorrem lineamentos de relevo curvos, que desenham dobras em forma de “Z”, assimétricas, quilométricas (60 km), que indicam arrasto com cinemática dextral e direção preferencial NE-SW. Ocorrem traços retilíneos, ocasionalmente apresentam curvaturas discretas, que podem indicar a presença de camadas com mergulhos altos para NW e SE (Figura 13).

Os lineamentos que ocorrem na porção central do mapa mostram traços retilíneos, anastomóticos e curvos. Alguns lineamentos de relevo anastomóticos e retilíneos mostram comprimentos na ordem de 100 km. Estes podem representar respectivamente, falhas subverticais e com mergulhos preferencialmente para NW. Traços curvos mostram formas em “Z” e “S”, que podem refletir a presença de dobras assimétricas, possivelmente com cinemática sinistral predominante.

Na porção NE do mapa, ocorrem lineamentos de relevo retilíneos com direções E-W, ENE-WSW, que podem representar possíveis falhas subverticais (Figura 13). Lineamentos de relevo curvos mostram feições em “Z”, que podem representar dobras assimétricas com possível cinemática dextral.

Os lineamentos de drenagem têm orientação preferencial E-W, NE-SW, NW-SE e N-S, em geral, discordantes à orientação dos lineamentos de relevo (Figura 13). Estes traços podem representar a presença de falhas.

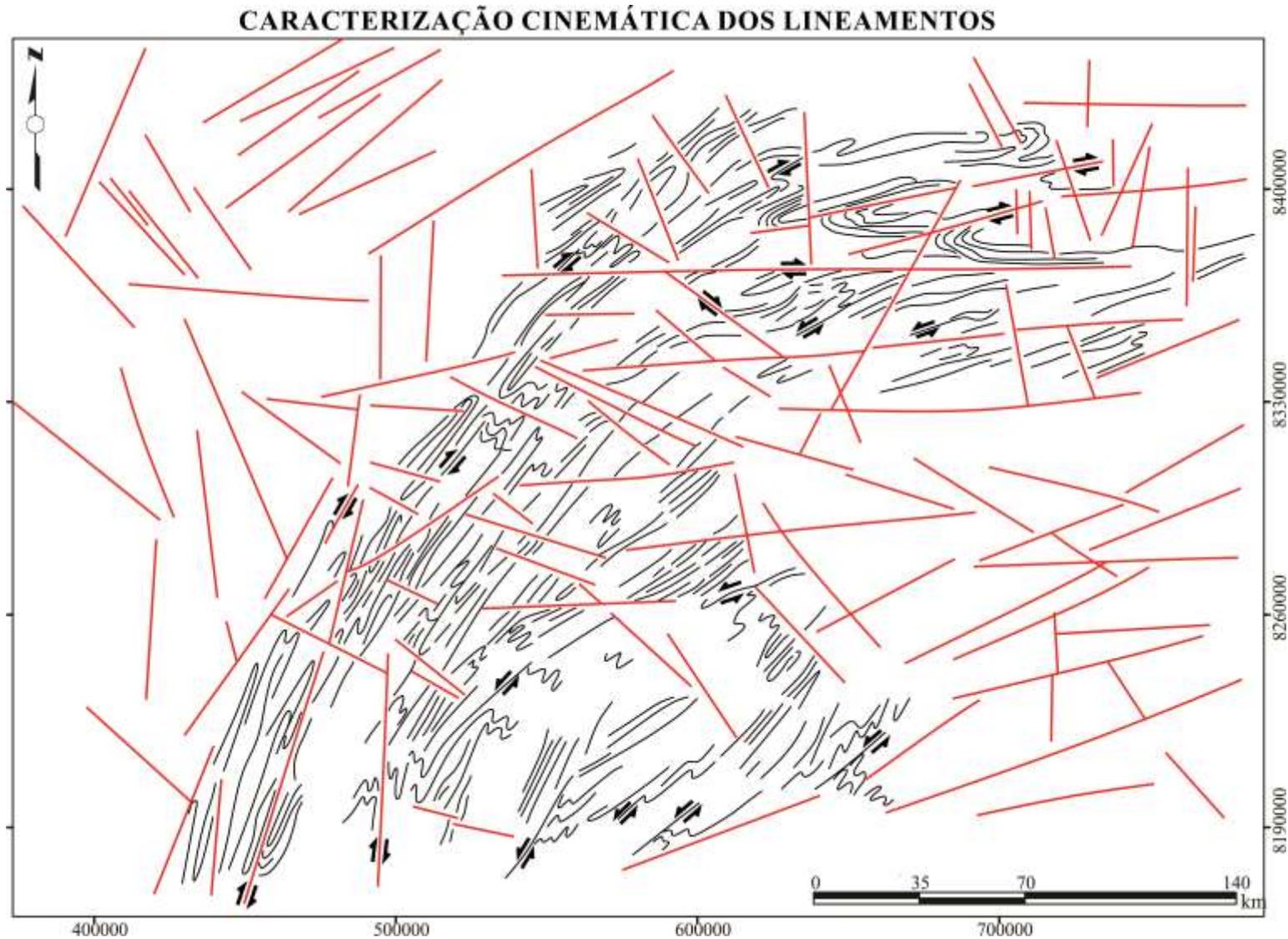


Figura 13: Interpretação do arranjo geométrico e cinemático dos lineamentos de relevo (preto) e de drenagem (vermelho): os lineamentos de relevo retilíneos e curvos, com forma de “S” e “Z”, refletem estruturas tectônicas presentes nas rochas, que indicam arrasto com cinemática destal, na porção N e SW e sinistral, na porção central e S. Os lineamentos de drenagem retilíneos podem ser associados à presença de falhas subverticais tardias.

CAPÍTULO 4

4. DADOS DE MAPEAMENTO GEOLÓGICO

A Faixa Paraguai Norte apresenta aproximadamente 160.000 km² de extensão. Nesta região afloram rochas metamórficas do Grupo Cuiabá, que ocupam área de 25% da parte central e SE da área de estudo e rochas sedimentares pertencentes à Formação Puga, Grupo Araras e Grupo Alto Paraguai distribuídas em cerca de 15% na região N e W da área investigada (Figura 14).

As rochas do Grupo Cuiabá compreendem metarenitos, filitos, metadiamiclitos e metarenitos conglomeráticos, localmente intrudidas pelo Granito São Vicente (518 Ma), aflorante na porção SE da área investigada (Figura 14). Estas rochas afloram em áreas topograficamente arrasadas, com elevações em torno de 170-270m. As rochas metassedimentares apresentam contatos tectônicos por falhas com as rochas sedimentares, presentes nas porções N e SW da área de estudo.

As áreas de exposições de rochas sedimentares são caracterizadas por relevo de serras alinhadas nas direções NE-SW e ENE-WSW com altitudes entre 270-470m e 270-420m, respectivamente. Estas rochas mostram discordâncias erosivas entre si e contatos tectônicos por falhas normais com as demais rochas presentes na Faixa Paraguai Norte (Figura 14).

Dentre as rochas ígneas presentes na região, destacam-se rochas basálticas da Formação Tapirapuã, que ocupa 2% em área, na porção NW da região estudada e rochas do Granito São Vicente, situado na porção SE da área.

As rochas das bacias sedimentares dos Parecis e Paraná, de idade paleozóica e as rochas cenozóicas da Bacia do Pantanal ocupam mais de 60% da área mapeada. Recobrem parte das sequências neoproterozóicas estudadas e afloram respectivamente na porção N, SE e S da Faixa Paraguai Norte (Figura 14).

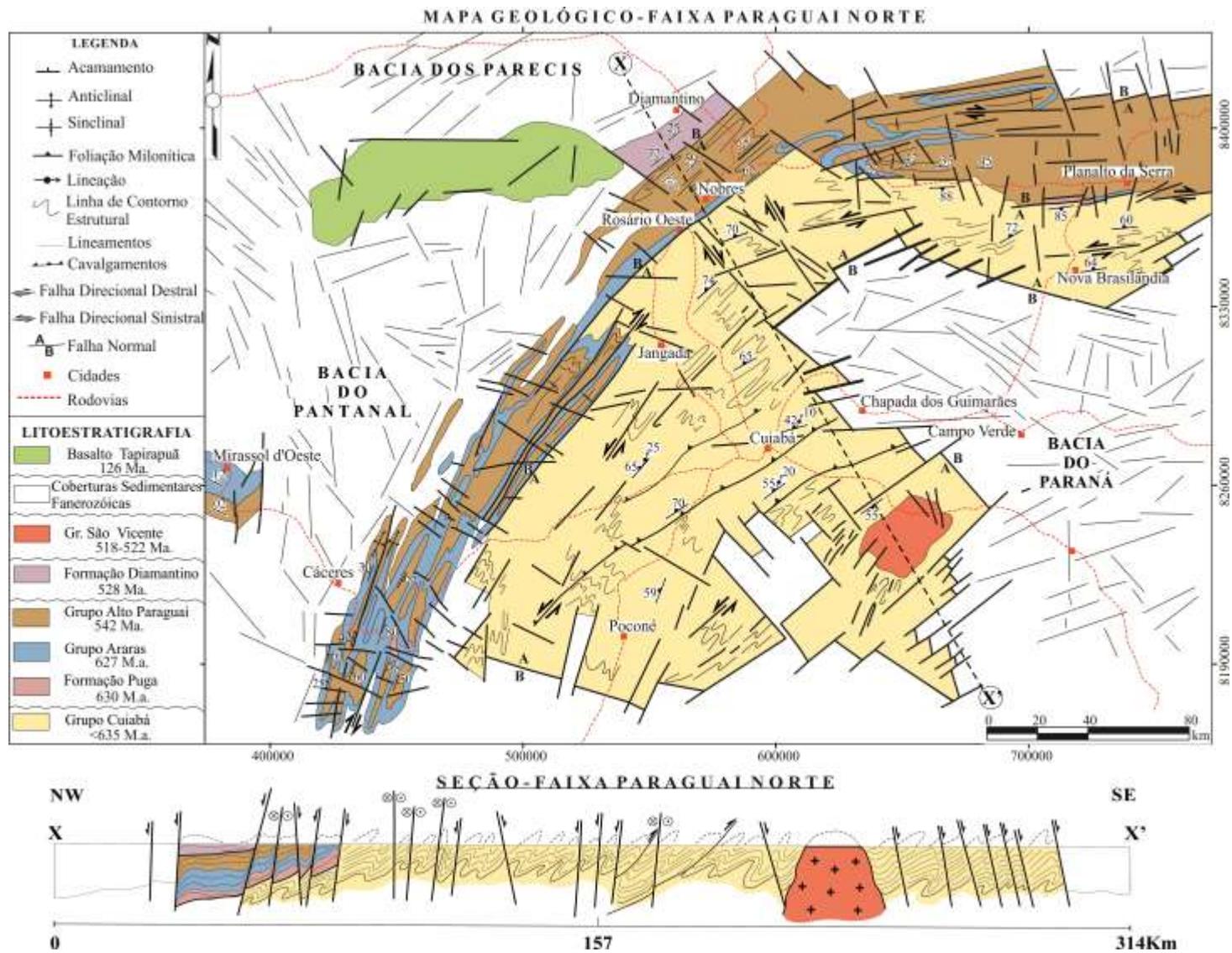


Figura 14: Mapa geológico para o segmento norte da Faixa Paraguai. A seção geológica X-X', posicionada na porção central do mapa, que mostram a geometria das rochas metamórficas e sedimentares e mostra suas relações de contato e discordâncias.

4.1 GEOLOGIA DAS ROCHAS METASSEDIMENTARES

4.1.1 Grupo Cuiabá

O Grupo Cuiabá representa rochas de derivação glácio-marinha e detrítica, metamorfozadas em fácies xisto-verde de grau baixo, deformadas por dobras e cavalgamentos (Tokashiki e Saes 2008). Estas rochas afloram na porção SE da Faixa Paraguai Norte (Figura 14) e foram estudadas em cortes de estrada ao longo das rodovias BR-163, BR-070, MT-240 e MT-060, nas proximidades de Poconé, Cuiabá, Nobres e Planalto da Serra (MT).

Compreendem filitos, metadiamicritos, metarritmitos, metapelitos e metarenitos, de granulação fina e metarenitos conglomeráticos de granulação média a grossa (Figura 15). É consenso que as rochas do Grupo Cuiabá teriam se depositado predominantemente em mar profundo com influência glacial, com canais submarinos de alta energia (Tokashiki e Saes 2008).

Estas rochas são compostas por quartzo, plagioclásio, feldspato, muscovita, fengita, biotita, epidoto em proporções acessórias e matriz formada por argilominerais. Localmente, estas rochas apresentam clastos de quartzo, feldspato e fragmentos de rochas (granito, gnaise, rochas vulcânicas básicas e quartzito).

Estudos geocronológicos em zircão detrítico indicam idades mínimas mesoproterozóicas para as possíveis áreas fonte, que podem corresponder a rochas do Cráton Amazônico, adjacente (Tokashiki e Saes op. cit.).

As rochas do Grupo Cuiabá geralmente apresentam camadas de direções preferenciais NE-SW, com mergulhos moderados a altos para NW e SE e ENE-WSW com mergulhos baixos a moderados para N, S e subverticais.

Registram estruturas tectônicas a exemplo de zonas de cisalhamento NE-SW, foliação contínua fina e foliação milonítica com direção NE-SW, dobras flexurais com eixos de caimentos rasos NE e SW; cavalgamentos dúcteis-rúpteis NE-SW; e bandas de cisalhamento NE-SW tardias. As rochas são cortadas por veios de quartzo de larguras centimétricas a milimétricas e comprimentos métricos, de diferentes gerações com geometria tabular,

subconcordantes e discordantes à trama dúctil. Mais detalhes sobre estas estruturas estão apresentadas no Capítulo 5.

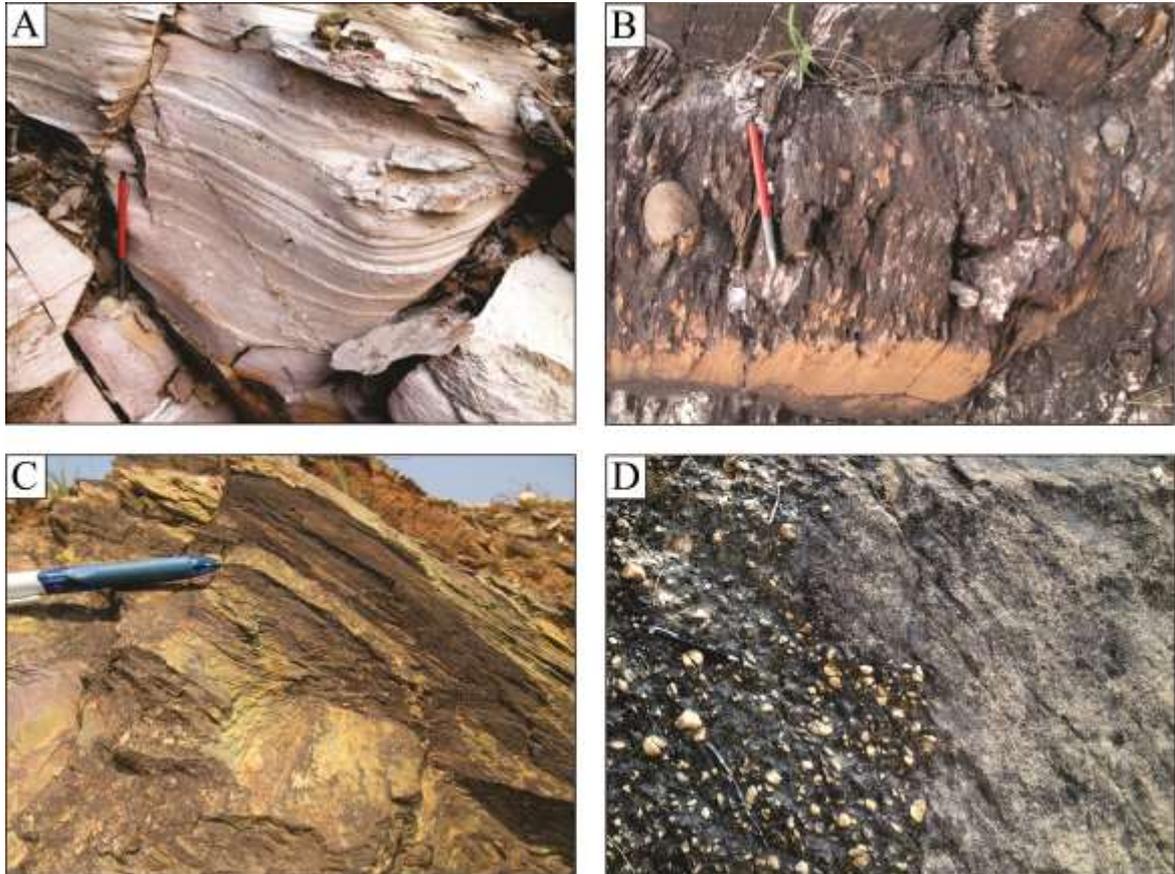


Figura 15: Rochas do Grupo Cuiabá expostas nas proximidades de Cuiabá, Poconé, Jangada, Nobres e Planalto da Serra (MT). (A) metapelitos compostos por argilominerais, micas, quartzo e fragmentos de rochas graníticas e areníticas; (B) metadiamicictitos de granulação média a grossa com matriz argilosa a arenítica de coloração arroxeada com seixos e matações de granitos, gnaisses, arenitos e quartzo angulosos e; (C) filitos micas, quartzo e fragmentos de feldspato, cortados por veios de quartzo e (D) metarenitos de granulação média a grossa associados à metarenitos conglomeráticos com seixos e matações de quartzo e fragmentos de rocha.

4.1.1.1 Filitos

Os filitos pertencentes ao Grupo Cuiabá afloram na porção central e S da região estudada (Figura 14), nas proximidades de Poconé e Cuiabá (MT). Estão em contato com metarenitos e metadiamicititos.

Macroscopicamente estas rochas apresentam cores que variam de amarela a branca-acinzentada, granulação muito fina, com registro de níveis de fragmentos líticos de quartzo, feldspato, granito, gnaiss, quartzito, e ocasionalmente de rocha vulcânica básica com dimensões centimétricas e decamétricas.

Ao microscópio os filitos apresentam textura predominantemente lepidoblástica e localmente granoblástica, e granulação muito fina a média. São compostos por micas (fengita, muscovita e ocasionalmente biotita), argilominerais, quartzo, feldspato alterado para epidoto e sericita e carbonato (Figura 16).

As micas (fengita, muscovita e biotita) perfazem 50-60% da rocha, apresentam granulação muito fina e apresentam alterações para argilominerais. Os cristais desta rocha são achatados e orientados definindo uma trama planar contínua fina, com direção preferencial NE-SW (Capítulo 5, item 5.2.2).

Os demais componentes mineralógicos são representados por agregados de quartzo e feldspato com granulação média a fina, subédricos a anédricos. O quartzo apresenta feições lamelares, cristais policristalinos e ocasionalmente fitados. Os cristais de feldspato estão localmente fraturados.

Os filitos exibem acamamento preservado e dobrado com geometria cilíndrica, com dobras recumbentes a moderadamente inclinadas, com eixos de caimentos suaves para NE e SW (Capítulo 5, item 5.2.3).

Este conjunto de rochas é cortado por vênulas de quartzo e veios de quartzo, com geometria tabular, largura milimétrica a centimétrica e comprimentos centimétricos, com direções NW-SE, N-S, E-W e NE-SW (Capítulo 5, item 5.3.4).

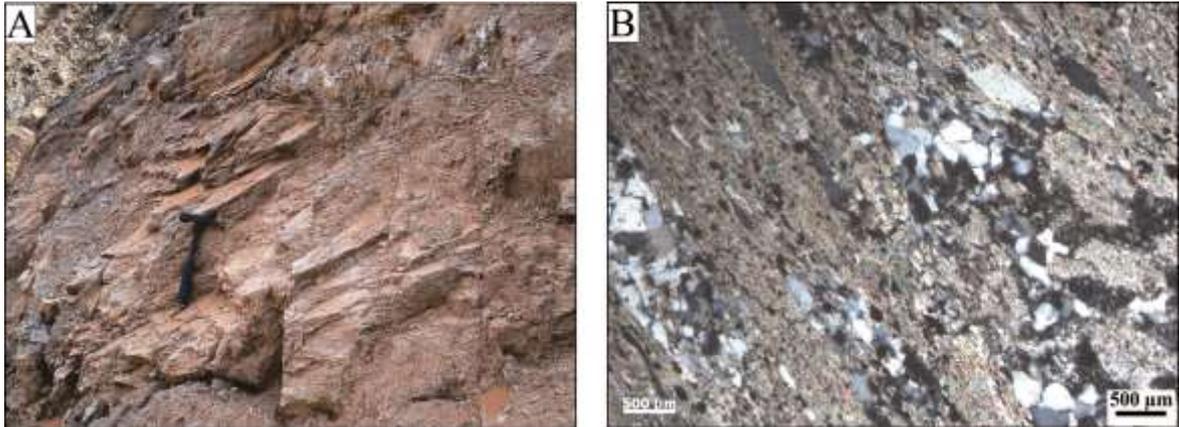


Figura 16: (A) Filitos de granulação fina com foliação com direção preferencial NE-SW e cortados por fraturas de direção NW-SE. (B) São compostos de muscovita, fengita e argilominerais, com textura lepidoblástica e presença de porfiroclastos de quartzo e feldspato. Ao microscópio os cristais de mica orientados e de quartzo fitado policristalino definem planos de foliação contínua fina nestas rochas.

4.1.1.2 Metadiamictitos

Os metadiamictitos que integram o Grupo Cuiabá, foram mapeados nas porções N e NE da área estudada (Figura 14), nas proximidades de Nobres e Planalto da Serra (MT).

Macroscopicamente os metadiamictitos apresentam matriz de cor arroxeadada, de granulação fina e composição areno-argilosa, com quartzo e argilominerais. A matriz suporta seixos e matações de quartzo e fragmentos de rochas graníticas, vulcânicas e sedimentares, por vezes fraturados e orientados na direção NE-SW (Figura 17).

Na porção NE da área investigada, os metadiamictitos apresentam cor vermelha devido à ação de intemperismo. Apresentam foliação incipiente e são cortados por veios de quartzo de espessuras centimétricas e direção E-W (Figura 18).

Ao microscópio estas rochas possuem textura granoblástica e mostram duas populações de cristais: (1) A matriz de granulação fina composta de quartzo, argilominerais, feldspato; e (2) porfiroclastos representados por fragmentos líticos de rochas metamórficas, vulcânicas, sedimentares, grãos de quartzo e plagioclásio angulosos a subangulosos, com granulação grossa a muito grossa. Estes clastos exibem discreta orientação NNE-SSW (Figura 17). Os fragmentos de rocha, por vezes apresentam microfraturas de direções N-S e NE-SW.

A hipótese clássica de influência glacial nestes depósitos é sustentada com base na presença de metadiamicritos. Além disso, estas rochas se apresentam deformadas por estruturas tectônicas dúcteis e dúcteis-rúpteis dificultando a identificação de estruturas primárias, assim estas rochas podem também ser relacionadas a depósitos de leques submarinos em ambiente de talude, sem necessariamente a presença de glaciação.

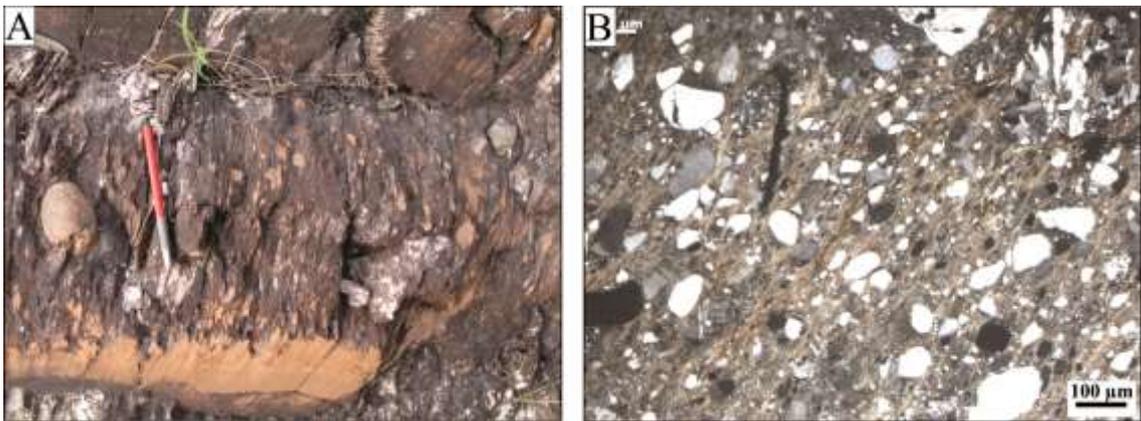


Figura 17: (A) Metadiamicrito com matriz de areno-argilosa de granulação muito fina a fina, com fragmentos de cristais de quartzo de granulação média a grossa, fragmentos de rochas, com destaque para vulcânicas, metamórficas e sedimentares. (B) Os fragmentos de rocha e de cristais de quartzo e feldspato são angulosos a subangulosos, apresentam granulação fina e orientação preferencial NE-SW.

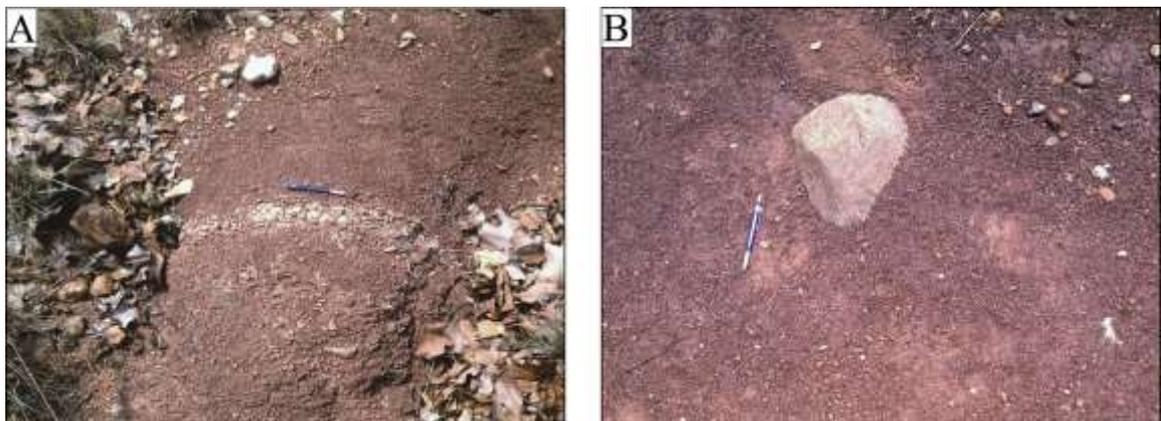


Figura 18: (A) Metadiamicritos vermelhos, com foliação incipiente. Apresentam-se cortados por veios de quartzo com espessura centimétrica e com direção E-W. (B) Clasto de granito subangulosos em meio à matriz areno-argilosa, com fraca foliação.

4.1.1.3 Metaritimtos

Os metaritimtos compreendem pacotes de metarenitos e metapelitos intercalados expostos na porção SE da área estudada, nas proximidades da área onde afloram as rochas do Granito São Vicente (Figura 14).

As sequências de metapelitos e metarenitos são granocrescentes no sentido ascendente, apresentam planos de estratificação plano-paralela com marcas onduladas e estruturas de sobrecarga. Os metaritimtos apresentam acamamento preservado com direção NE-SW e mergulhos subverticais. São cortados por fraturas de direção NW-SE subverticais (Figura 19).

Ao microscópio, os metarenitos apresentam bimodalidade, com porções de granulação fina onde predominam cristais de quartzo angulosos a subangulosos, subédricos, argilominerais, biotita e epidoto anédrico (Figura 20A e 20B). Os cristais de quartzo são fitados e se apresentam em agregados de cristais policristalinos.

Nestas rochas ocorrem vênulas de quartzo com larguras milimétricas a centimétricas e comprimentos centimétricos. Porções onde predomina a granulação média a grossa são caracterizadas por cristais de quartzo subarredondados a subangulosos e feldspato anédrico. Estes cristais exibem microfraturas de direção NW-SE (Figura 20C).

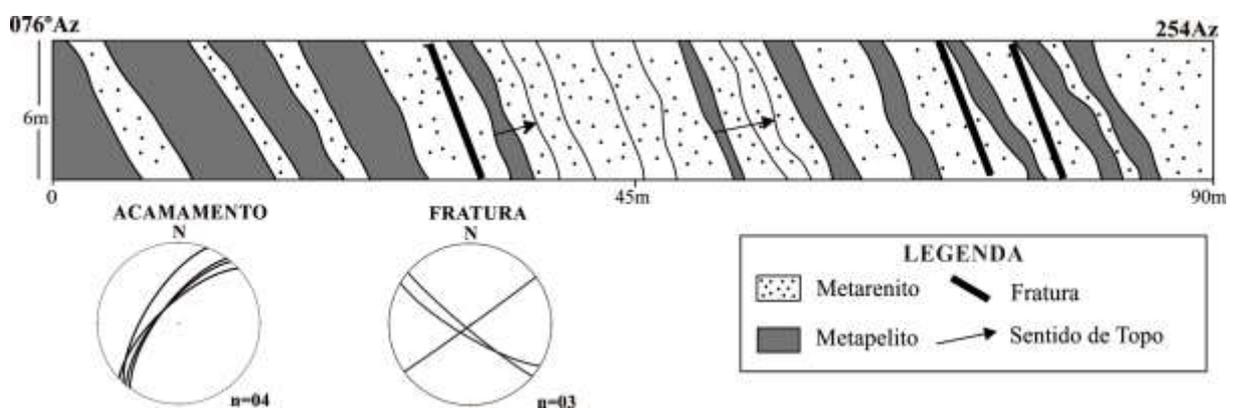


Figura 19: Metapelitos intercalados com metarenitos com estratificação plano-paralela, granocrescente ascendente, com marcas onduladas e estruturas de sobrecarga. O acamamento apresenta direção NE-SW e mergulhos altos para NW. Ocorrem fraturas subverticais NW-SE e NE-SW (UTM 644337/8255446).

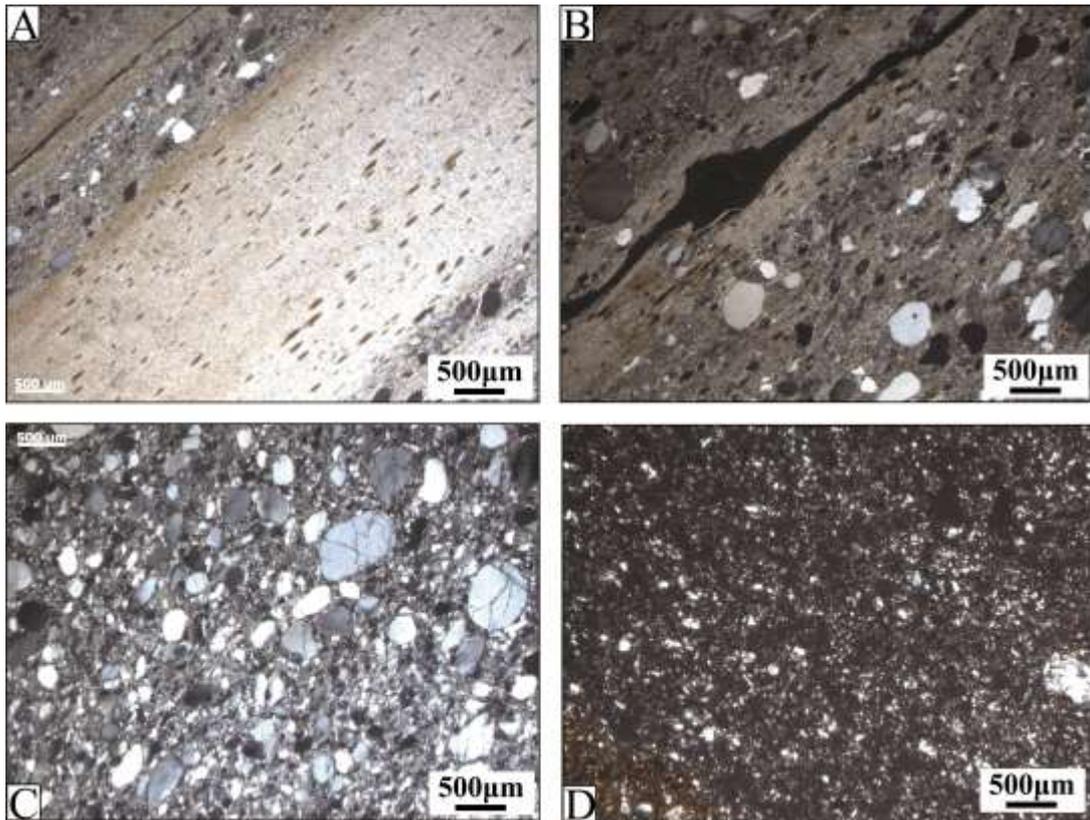


Figura 20: Fotomicrografia de metapelitos/metarenitos: (A) contatos entre metapelitos e metarenitos granulação muito fina e lentes de argilominerais; (B) contato entre metapelite e metarenito com matriz de granulação muito fina e cristais de quartzo de granulação grossa, fitados NE-SW com discreta cinemática sinistral; (C) metarenito com pouca matriz, cristais de quartzo com granulação média a grossa. Ocorrem microfraturas NW-SE e N-S nos cristais de quartzo; (D) metapelite de granulação muito fina e lamelas de mica branca.

4.1.1.4 Metarenitos conglomeráticos

Os metarenitos conglomeráticos que integram o Grupo Cuiabá afloram na porção N da área de estudo, ao longo da BR-364, entre os municípios de Jangada e Nobres (MT) – (Figura 14).

Esta sequência é caracterizada por intercalações de metarenitos de granulação grossa com metarenitos conglomeráticos. Apresentam matriz de granulação média a grossa, que suporta seixos e matacões subangulosos de quartzo (Figura 21). O conjunto de rochas apresenta estratificação plano-paralela com marcas onduladas e mostra granodecrescência ascendente. Subordinadamente ocorrem lentes de metapelitos intercalados.

Apresentam acamamento preservado, com direção NE-SW e mergulhos altos para NW. São cortados por veios e vênulas de quartzo de espessuras centimétricas de direção NW-SE e mergulhos subverticais. Possuem clivagem de fratura subconcordante ao acamamento (Figura 22).

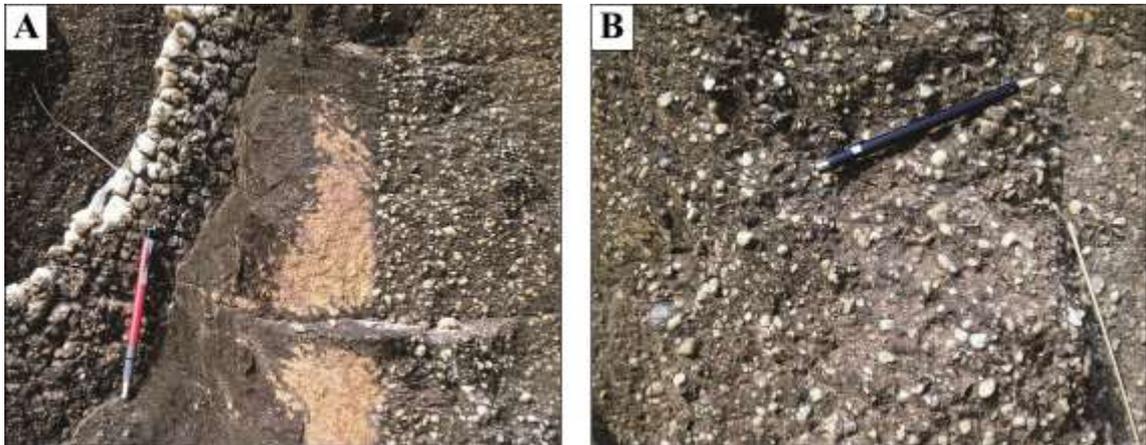


Figura 21: (A) Metarenitos conglomeráticos intercalados com metarenitos de granulação média, cortados por veio de quartzo de direção NW-SE. As camadas mostram mergulhos subverticais de direção NE-SW; (B) detalhe de metaconglomerados com matriz composta de metarenito de granulação grossa com seixos de quartzo subangulosos.

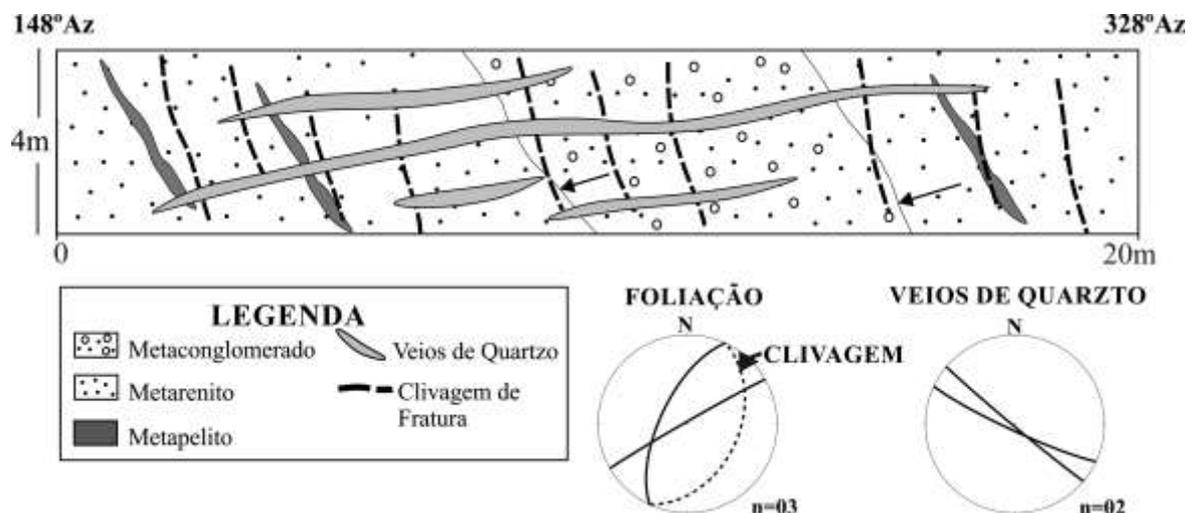


Figura 22: Metarenito conglomerático intercalado com metaconglomerados com lentes metapelíticas subordinadas. Apresentam acamamento NE-SW com mergulhos entre 70-88° para NW. As rochas são cortadas por falhas, clivagens NE-SW, e por feixes de veios de quartzo de direção NW-SE subverticais com arranjo escalonado (UTM 565100/8298706).

4.2 GEOLOGIA DAS COBERTURAS SEDIMENTARES

Estas sequências de rochas foram estudadas em cortes de estrada, principalmente ao longo das rodovias BR-070, BR-163, MT-170 e MT-241, nas proximidades das cidades de Cáceres, Mirassol d'Oeste, Nobres, Diamantino e Planalto da Serra (MT).

As rochas sedimentares aflorantes nas porções Oeste e Norte da Faixa Paraguai Norte estão representadas pelas (1) Formação Puga, que compreende diamictitos com idades máximas deposicionais 706 ± 9 Ma (Babinski et al. 2013) e associados à Glaciação Marinoana, de idade 635 Ma. (Nogueira et al. 2003); (2) Grupo Araras (Nogueira e Riccomini 2006), representado por dolomitos e calcários plataformais com rochas basais de idades máximas deposicionais 627 ± 32 Ma (Babinski et al. 2006) e (3) Grupo Alto Paraguai, caracterizado por rochas siliciclásticas transicionais e marinhas com idades máximas entre 645 ± 15 e 541 ± 7 Ma (Bandeira et al. 2012; McGee et al. 2015).

4.2.1 Formação Puga

Estas rochas foram estudadas nas porções SW e NE da área investigada, respectivamente, em Mirassol d'Oeste, na Mina Terconi (UTM 385098/8266461) e nas proximidades da Serra Azul, ao longo da MT-241, entre as cidades de Nobres e Planalto da Serra (Figura 14).

As rochas da Formação Puga recobrem discordantemente as rochas metassedimentares do Grupo Cuiabá e, na porção W da área, apresentam contato brusco erosivo com as rochas da base do Grupo Araras (Formação Mirassol d'Oeste). Os diamictitos possuem máximas deposicionais atribuídas ao Ediacarano, associadas ao final da Glaciação Marinoana há 635 Ma. (Nogueira et al. 2003).

Compreendem diamictitos de cor arroxeadas, maciços com matriz argilo-arenosa de granulação muito fina a fina, associados à ocorrência de seixos e matações de quartzo, plagioclásio, feldspato e fragmentos de rochas, tais como gnaisses, rochas vulcânicas, granitos e arenitos. Estes seixos são facetados, subarredondados e apresentam fraturas (Figura 23).

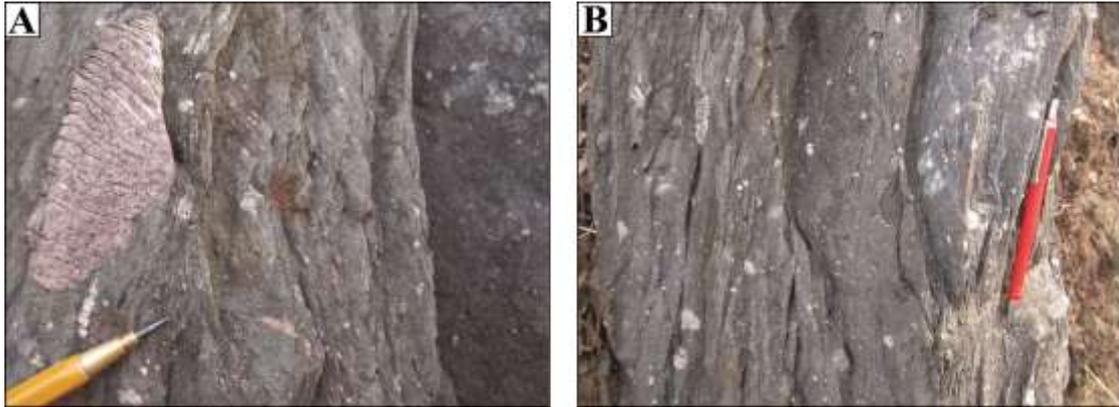


Figura 23: Diamictito da Formação Puga aflorante a SE de Cáceres (MT). (A) e (B) mostram rochas com clastos e seixos de quartzo, plagioclásio, gnaisses, rochas vulcânicas e sedimentares com matriz de granulometria fina. Destaque em (A) para seixo fraturado de rocha granítica.

Ao microscópio, estas rochas são compostas de cerca de por 50% de matriz, que é formada por argilominerais alterados para sericita, fengita e muscovita. Os clastos de quartzo, feldspato e fragmentos líticos são anédricos a euédricos e angulosos. Possuem tamanhos que variam entre 0,1 e 1mm. Os cristais de feldspato com tamanhos entre 0,1 a 0,8mm exibem microfraturas alterados para sericita e carbonato. Os cristais de quartzo possuem formatos ocelares e são policristalinos com contatos suturados e microfraturas (Figura 24).

As rochas da Formação Puga possuem camadas de direção NW-SE com mergulhos entre 4-10° para NE e ainda com direções NNE-SSW e NE-SW, com mergulhos subverticais. A orientação preferencial dos cristais define foliação cataclástica de direção preferencial NE-SW.

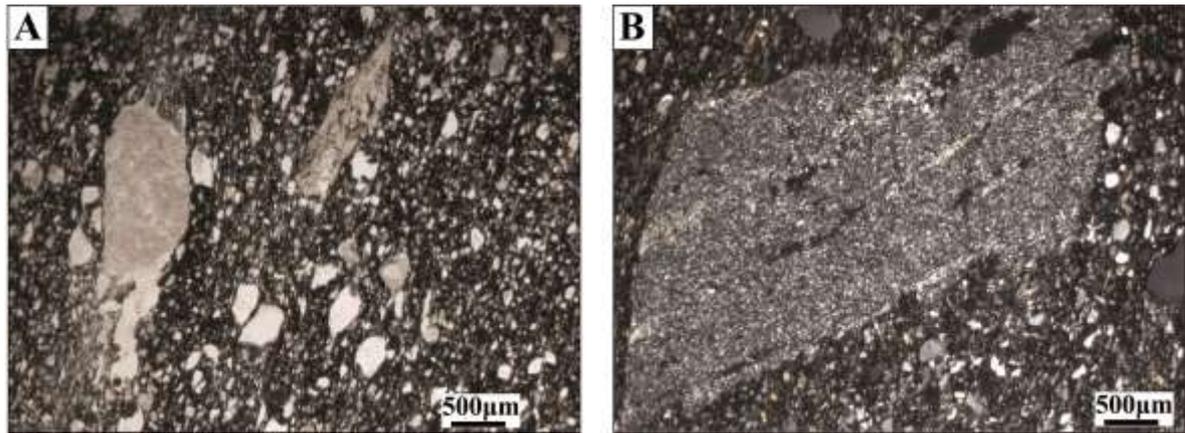


Figura 24: Fotomicrografia de diamictito com granulometria média a grossa, com matriz de fina, composta por argilominerais suportando clastos de fragmentos líticos. (A) Diamictito com matriz argilo-arenosa com orientação NE-SW, suportando clastos de quartzo e feldspato de granulação grossa a muito grossa com microfraturas. (B) Fragmento lítico anguloso de rocha metamórfica em meio a matriz areno-argilosa com microfraturas N-S.

4.2.2 Grupo Araras

O Grupo Araras é formado de rochas carbonáticas e é subdividido nas formações Mirassol d'Oeste, Guia, Serra do Quilombo e Nobres, que compõem uma sucessão com espessura estimada em 600m atribuídas a ambiente plataformar moderadamente profunda a rasa influenciada por tempestades que evolui para planície de maré e *sabkha* (Nogueira e Riccomini, 2006).

4.2.2.1 Formação Mirassol d'Oeste

Estas rochas afloram na porção W da Faixa Paraguai Norte. Foram estudadas na Mina Terconi (UTM 384712/8266970), nas proximidades de Mirassol d'Oeste (Figura 14).

A Formação Mirassol d'Oeste apresenta aproximadamente 15m de espessura, e tem idade máxima deposicional 627 ± 32 Ma (Babinski et al. 2006). Correspondem à base do Grupo Araras, e apresenta contato brusco, irregular e ondulado com a Formação Puga, e contato superior concordante com a Formação Guia (Nogueira e Riccomini op. cit.).

Compreendem dolomitos finos rosados com estratificação cruzada de baixo ângulo e laminação cruzada, apresentam brechas, possivelmente relacionadas à pressão hidráulica e localmente ocorrem drusas de dolomita (Figura 25).

Estes dolomitos apresentam camadas de direção NW-SE, com mergulhos entre 16-22° para NE, e por vezes sub-horizontais. Localmente são cortados por falhas subverticais de direção NE-SW, N-S e E-W.

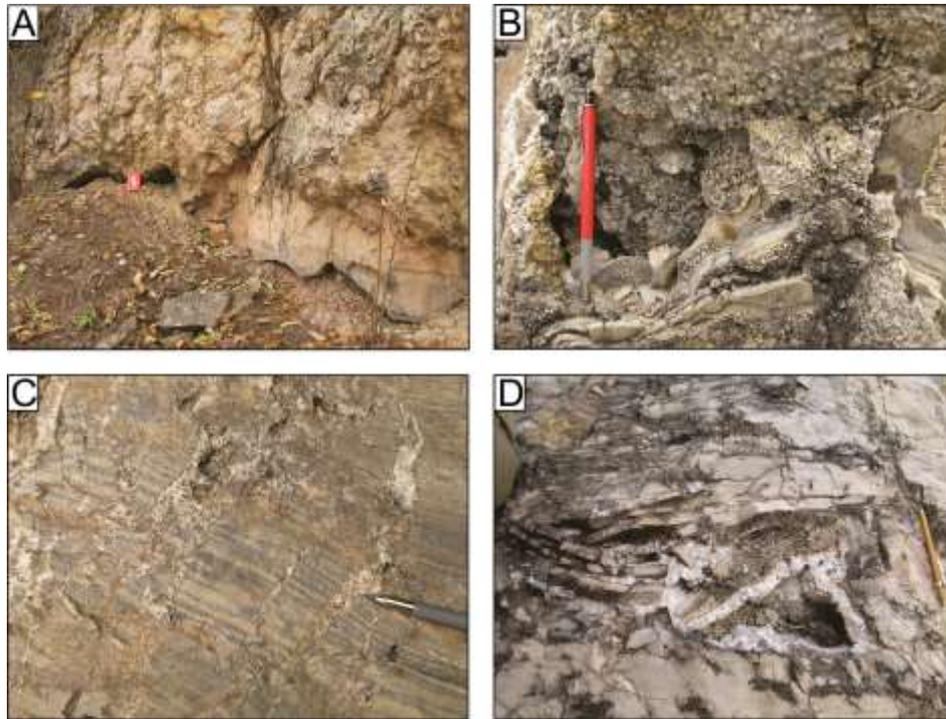


Figura 25: Dolomitos da Formação Mirassol d'Oeste, na porção W da área de estudo, na Mina Terconi. (A) Contato basal abrupto e irregular com a Formação Puga (mais antiga) e as rochas da Formação Mirassol d'Oeste; (B) e (D) Drusas de dolomita associadas à microbrechas de natureza hidráulica; e (C) laminações milimétricas cortadas por vênulas de dolomito.

4.2.2.2 Formação Guia

Estão presentes nas porções W, N e central da área investigada, nas proximidades das cidades de Mirassol d'Oeste, Nobres, Planalto da Serra e Nossa Senhora da Guia (MT). Foram observadas na Mina Terconi (UTM 385898/8266461) e em uma mina de calcário (UTM 729499/8379200), nas proximidades de Planalto da Serra (Figura 14).

A Formação Guia (Ediacarano) está estratigraficamente acima das rochas da Formação Mirassol d'Oeste e é sucedida por rochas da Formação Serra do Quilombo (Nogueira e Riccomini 2006).

Correspondem a calcários calcíticos e pelitos de cor cinza, granulometria fina e estão localmente intercalados com folhelhos betuminosos, com aproximadamente 10m de espessura. As camadas, de espessuras centimétricas, mostram geometria tabular e exibem cruzada de baixo ângulo e laminação cruzada. Nestas rochas há ocorrência de betume disseminado (Figura 26).

As camadas mostram direção preferencial NW-SE e mergulhos entre 10-15° para NE, na região a W da área estudada; NE-SW com mergulhos baixos a moderados (5°-40°), até altos (65°-85°) para SE e NW na área central, e NNE-SSW na porção NE do mapa.

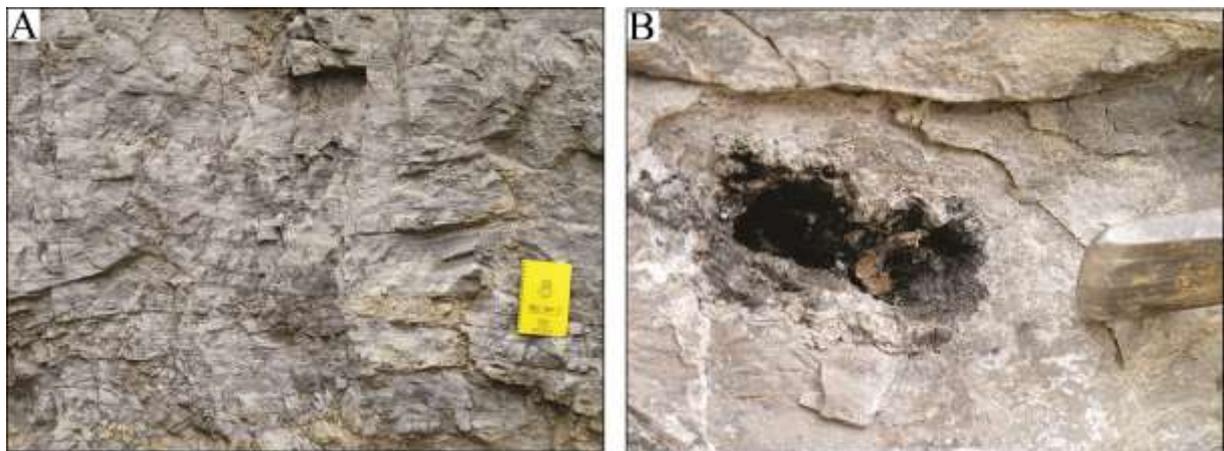


Figura 26: Rochas da Formação Guia aflorante na Mina Terconi, nas proximidades de Mirassol d'Oeste (MT). (A) camadas de calcário calcíticos com estratificação cruzada tipo *swaley* com laminação ondulada e estilólitos nos calcários; e (B) ocorrência de betume.

4.2.2.3 Formação Serra do Quilombo

Estas rochas afloram nas regiões SW, N e central da Faixa Paraguai Norte (Figura 14). Foram estudadas nas proximidades das cidades de Cáceres, Nobres e Planalto da Serra (MT).

A Formação Serra do Quilombo (Ediacarano) sucede as rochas da Formação Guia e é recoberta discordantemente pela Formação Nobres (Nogueira e Riccomini 2006).

Correspondem a dolomitos laminados e localmente maciços com camadas de geometria tabular com estratificação cruzada de baixo ângulo tipo *swaley*. Nas porções basais desta unidade, ocorrem brechas dolomíticas com cimento quartzo-dolomítico, possivelmente

de natureza tectônica ou hidráulica, relacionada à ação de falhas normais, que estabelecem zonas de concentração de deformação rúptil e devido ao arranjo caótico estabelecido entre os clastos presentes nas brechas. Ocorrem veios e vênulas de dolomita (Figura 27).

As camadas desta unidade exibem orientação preferencial NE-SW e mergulhos altos para NW e SE e subverticais, em praticamente toda a área estudada.

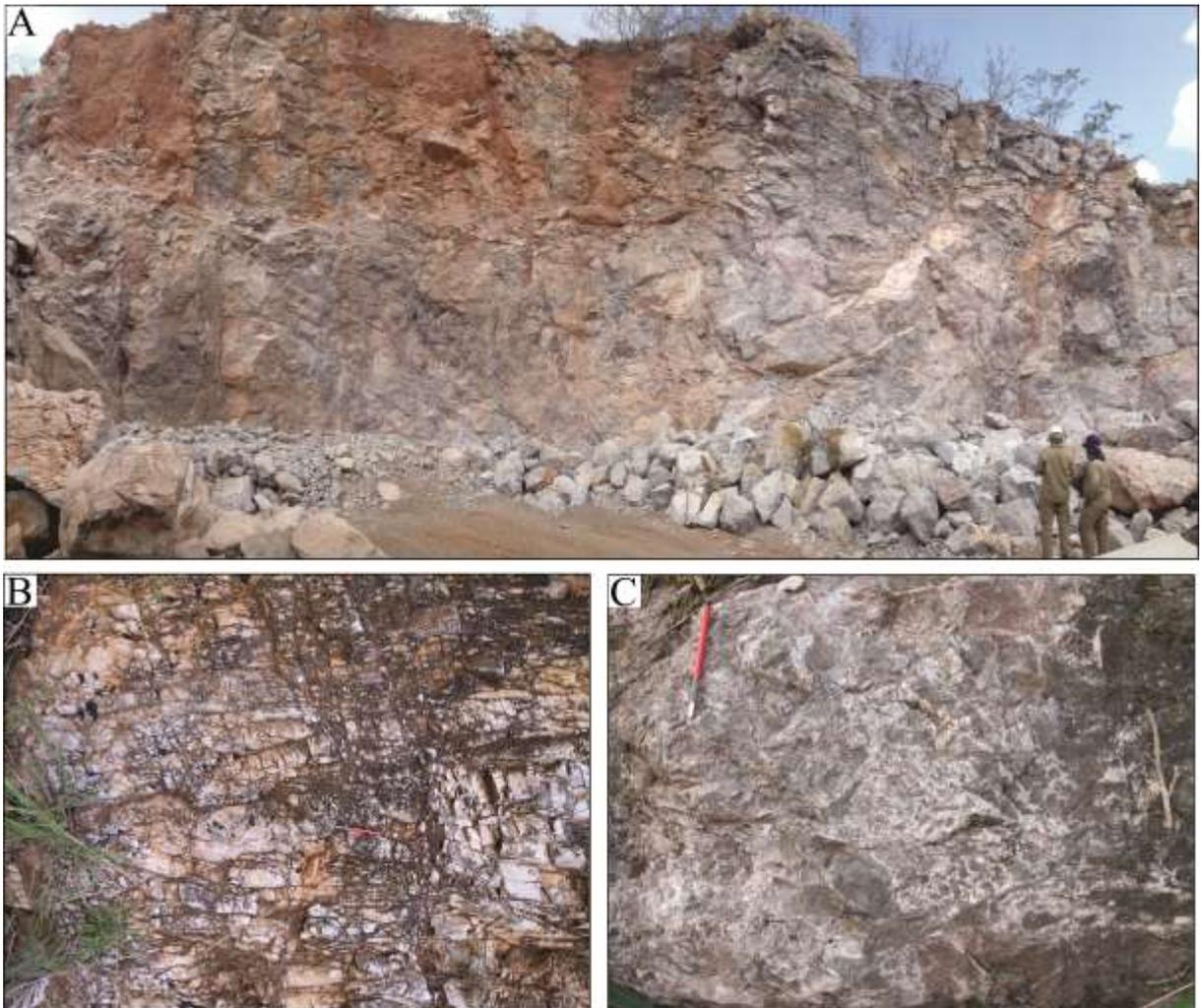


Figura 27: Dolomitos da Formação Serra do Quilombo. (A) Camadas de dolomito laminado com estratificação cruzada *swaley*; estas rochas apresentam brechas dolomíticas de diferentes naturezas, nas porções basais; (B) e (C) brechas tectônicas geradas pela ação conjunta de falhas NE-SW e WNW-ESE ou por pressão hidráulica.

4.2.2.4 Formação Nobres

Estas rochas afloram nas porções W e N da Faixa Paraguai Norte (Figura 14). Foram principalmente estudadas nas proximidades de Cáceres e Nobres (MT).

A Formação Nobres (Ediacarano) apresenta contato basal com as rochas da Formação Serra do Quilombo e no topo, apresenta contato transicional com as rochas da Formação Raizama (Nogueira e Riccomini 2006).

Correspondem a camadas tabulares de dolomitos silicificados com estratificações cruzadas com marcas onduladas, e laminações cruzadas. Apresentam níveis estromatolíticos, nódulos de sílica preta e de gretas de contração. Em direção ao topo desta sequência, ocorrem arenitos finos intercalados com pelitos com marcas onduladas e laminações cruzadas e moldes evaporíticos de estromatólitos silicificados (Figura 28).

As rochas da Formação Nobres comumente exibem camadas de direção NE-SW com mergulhos sub-horizontais, médios a altos para SE.

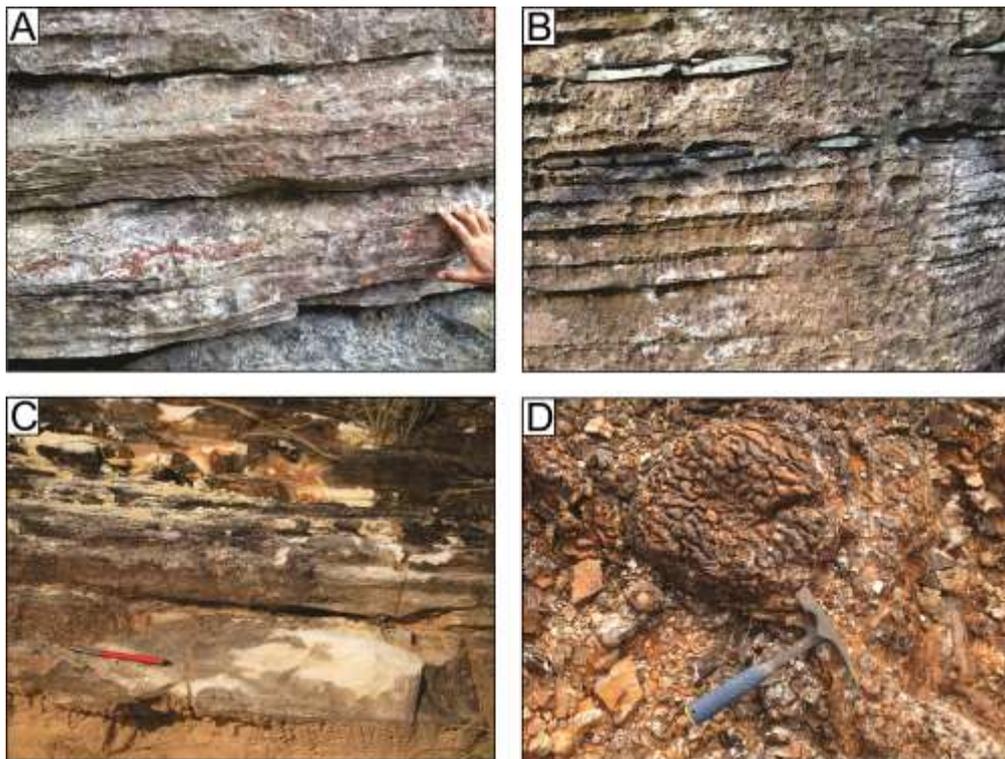


Figura 28: (A) e (B) camadas tabulares de dolomitos laminados silicificados com níveis de clastos de carbonato e sílica de cor preta; em (C) e (D) destacam-se arenitos finos, com estratificação cruzada e feições evaporíticas na porção superior da Formação Nobres, marcada pela presença de moldes de estromatólitos silicificados com idades atribuídas ao Ediacarano.

Rochas pelíticas e carbonáticas incluídas na Formação Pacu (item 2.3.2.2) estariam posicionadas no topo do Grupo Araras (Silva et al. 2012). Estas rochas não expõem contato basal com as rochas da Formação Nobres e apresentam contato brusco com a Formação Serra Azul (Alvarenga et al. 2007). na base do Grupo Alto Paraguai.

A presença desta unidade, segundo Silva et al. (op. cit) se restringe a porção NE da Faixa Paraguai Norte, existindo a possibilidade de que sejam representantes do Grupo Cuiabá, em contato com por falhas normais E-W (descritas no Capítulo 5, item 5.3) com as rochas carbonáticas das formações Guia e Serra do Quilombo. Estas falhas promovem descida relativa dos blocos dispostos a norte. Tal hipótese não foi investigada detalhadamente neste trabalho, mas abre discussão sobre a presença e identificação mais detalhada destas rochas.

4.2.3 Formação Raizama

Estas rochas estão dispostas nas porções W e N da Faixa Paraguai Norte e foram estudadas nas regiões de Cáceres, Nobres e Planalto da Serra (Figura 14).

As rochas da Formação Raizama, que possuem idade deposicional máxima de 645 ± 15 Ma (McGee et al. 2015) possuem contato basal transicional com as rochas da Formação Nobres e contato superior com a Formação Sepotuba (Alvarenga et al. 2010). Formam serras alinhadas com direções NE-SW e ENE-WSW.

Compreendem arenitos com geometria tabular, granulometria fina a média com laminação cruzada, com estratificação e laminação cruzadas (*tidal bundles*), em contato transicional com a Formação Nobres, observado nas proximidades de Cáceres (MT). Ocorrem arenitos de granulometria fina a média, com laminação plano-paralela e cruzada tipo *swaley* e ritmitos com intercalações entre pelitos e arenitos com laminações onduladas, *tidal bundles*, *lags* conglomeráticos e marcas onduladas no topo (Figura 29).

As rochas da Formação Raizama apresentam localmente camadas sub-horizontais. Nas porções SW, N e NE da área estudada, camadas com direção NE-SW e ENE-WSW com mergulhos médios a altos para NW e SE. Apresentam dobras rúpteis de arrasto, associadas às falhas normais, que serão descritas em detalhe no Capítulo 5.

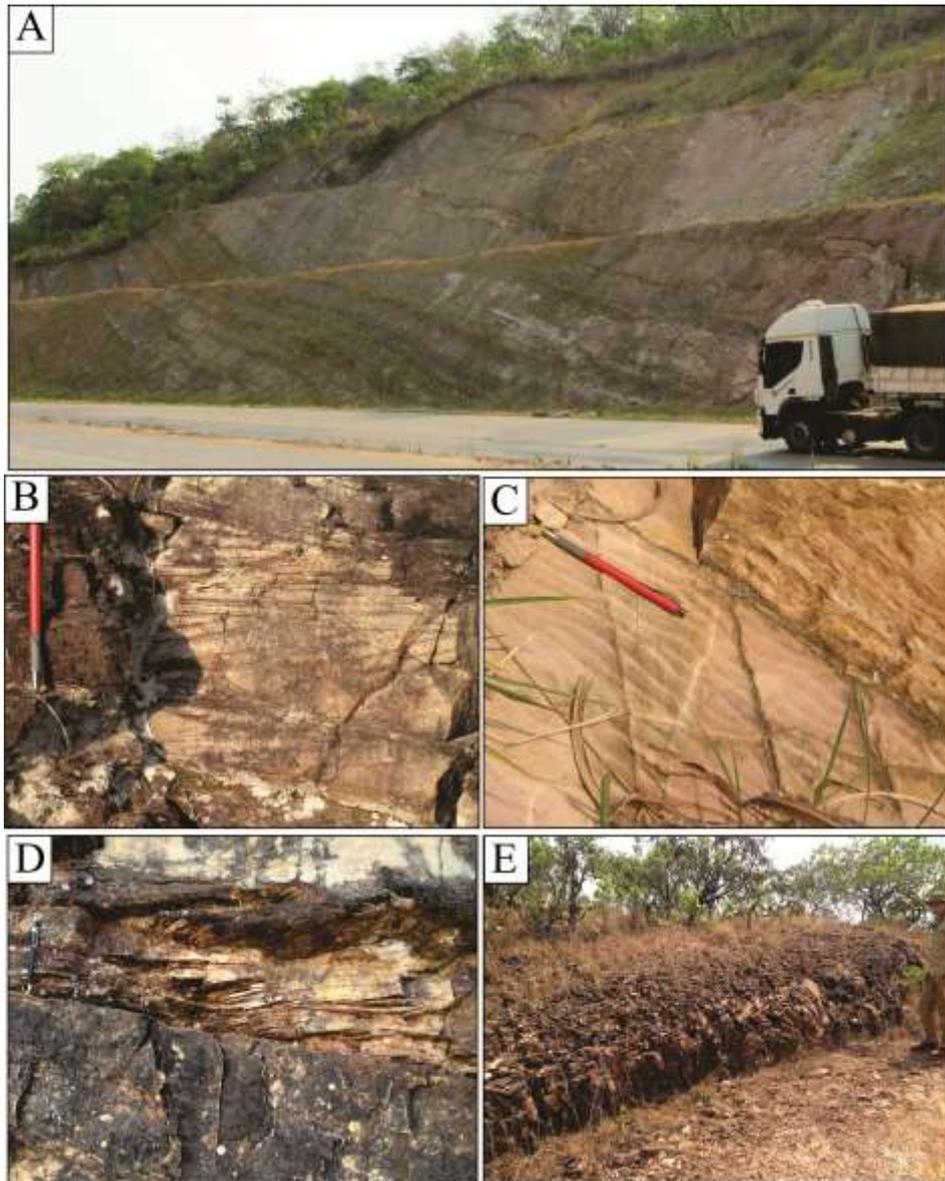


Figura 29: Rochas da Formação Raizama, com destaque para ritmitos com espessamento dos pacotes areníticos em direção ao topo (A); a porção basal exibe arenitos finos com estratificação cruzada (B); o topo desta sequência é caracterizado por marcas onduladas (C); (D) arenitos com estratificação cruzada *swaley*; (E) dobras de arrasto rúpteis e camadas subverticais.

Diamictitos e siltitos com espessuras entre 250-300m, aflorantes apenas na porção NE da área investigada, estão dispostos de forma descontínua sobre as rochas do Grupo Araras. Estas foram incluídas na Formação Serra Azul (Alvarenga et al. 2007) de idade deposicional máxima de 640 ± 6 Ma (McGee et al 2015), que pode representar registro da Glaciação *Gaskier* ocorrida por volta de 580 Ma. (Knoll et al. 2004) na Faixa Paraguai Norte.

A deformação por falhas normais E-W (apresentadas no Capítulo 5, item 5.3), na porção NE da área de estudo, promoveu a descida tectônica relativa dos blocos a norte, que em combinação com processos erosivos atuantes na Faixa Paraguai Norte, possibilitou a exposição dos diamictitos e siltitos da Formação Puga, tanto lateralmente quanto estratigraficamente acima das rochas do Grupo Araras. Este fato pode ser embasado em idades deposicionais máximas obtidas para as rochas da Formação Serra Azul, que são próximas às conhecidas para as rochas da Formação Puga (McGee et al op. cit.).

CAPÍTULO 5

5. GEOLOGIA ESTRUTURAL DA FAIXA PARAGUAI NORTE

Estruturas primárias e tectônicas estão heterogeneamente presentes nas rochas aflorantes na Faixa Paraguai Norte. Estas estruturas marcam diferentes estágios evolutivos do ponto de vista tectônico.

As camadas nas rochas metassedimentares e sedimentares, em suas diferentes fácies, representam a estruturação primária presente nas rochas expostas na área investigada. Metarenitos, metapelitos e metaconglomerados do Grupo Cuiabá, possuem camadas localmente preservadas e deformadas por dobras flexurais e dobras forçadas. As rochas sedimentares da Formação Puga, Grupo Araras e Grupo Alto Paraguai apresentam camadas localmente em posição sub-horizontais, não deformadas, e ainda deformadas por falhas normais em dobras rúpteis.

Estruturas de nível crustal dúctil a dúctil-rúptil, a exemplo de zonas de cisalhamento, foliação contínua fina, foliação milonítica, lineação de estiramento mineral, dobras flexurais e cavalgamentos ocorrem somente em rochas metassedimentares do Grupo Cuiabá.

Estruturas de nível crustal rúptil a rúptil-dúctil estão distribuídas em todas as litologias aflorantes na Faixa Paraguai Norte. As rochas sedimentares são deformadas principalmente por dobras rúpteis, falhas normais e suas estrias, fraturas/juntas e foliação cataclástica. Clivagem de crenulação e veios de quartzo estão registrados somente em rochas do Grupo Cuiabá.

O estudo detalhado e a caracterização das estruturas presentes nas rochas aflorantes, possibilitaram o reconhecimento de dois domínios estruturais, que serão apresentados no final desta discussão. Estes domínios foram estabelecidos com base em critérios geométricos, cinemáticos e mecânicos.

As rochas metassedimentares (Grupo Cuiabá) deformadas em regime dúctil a dúctil-rúptil estão associadas a um domínio transpressivo, enquanto que as rochas sedimentares (Formação Puga e grupos Araras e Alto Paraguai), deformadas em regime rúptil a rúptil-dúctil estão agrupadas em um domínio transtensivo. Estes domínios serão descritos detalhadamente no item 5.4.

5.1 ESTRUTURAS PRIMÁRIAS

5.1.1 Acamamento

O acamamento ocorre tanto nas rochas metassedimentares quanto nas rochas sedimentares: nas rochas metassedimentares, esta estrutura ocorre preservada em metarenitos, metapelitos e metaconglomerados, expostos na porção SE da área estudada; nas rochas sedimentares ocorrem nos carbonatos e dolomitos do Grupo Araras e em arenitos e pelitos pertencentes às formações Raizama e Diamantino, expostos nas porções W e N da região investigada (Capítulo 4, Figura 14).

5.1.1.1 Acamamento em rochas metassedimentares (Grupo Cuiabá)

Camadas preservadas nas rochas do **Grupo Cuiabá** estão frequentemente presentes em metapelitos, metarenitos, metaconglomerados e metadiamicctitos. As camadas apresentam direção preferencial NE-SW com mergulhos moderados a suaves para NW e SE, subordinadamente ocorrem camadas subverticais (Figura 30). Estas camadas formam dobras com eixos de caimentos rasos para SW, que serão descritas em detalhe no item 5.2.3.

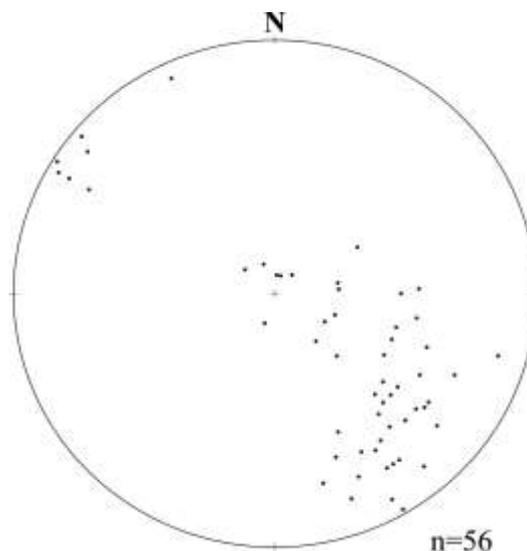


Figura 30: Pólos de acamamento observados nas rochas do Grupo Cuiabá. Ocorre concentração de pólos a SE e NW, indicando camadas de direção preferencial NE-SW com mergulhos suaves a moderados para NW e altos para SE.

As camadas presentes em metapelitos apresentam estratificação plano-paralela e laminações cruzadas, com espessuras centimétricas (Figura 31A). Ocorrem clastos de arenitos, rochas vulcânicas básicas e granitos com granulometria seixo, que evidenciam camadas com topo invertido, demonstradas por feições deposicionais na base dos clastos em posição de topo (Figura 31B).

Camadas com estratificação plano-paralela, com marcas onduladas ocorrem em metarenitos e metaconglomerados (Figura 31C), com direção preferencial NE-SW e com mergulhos altos para NW.

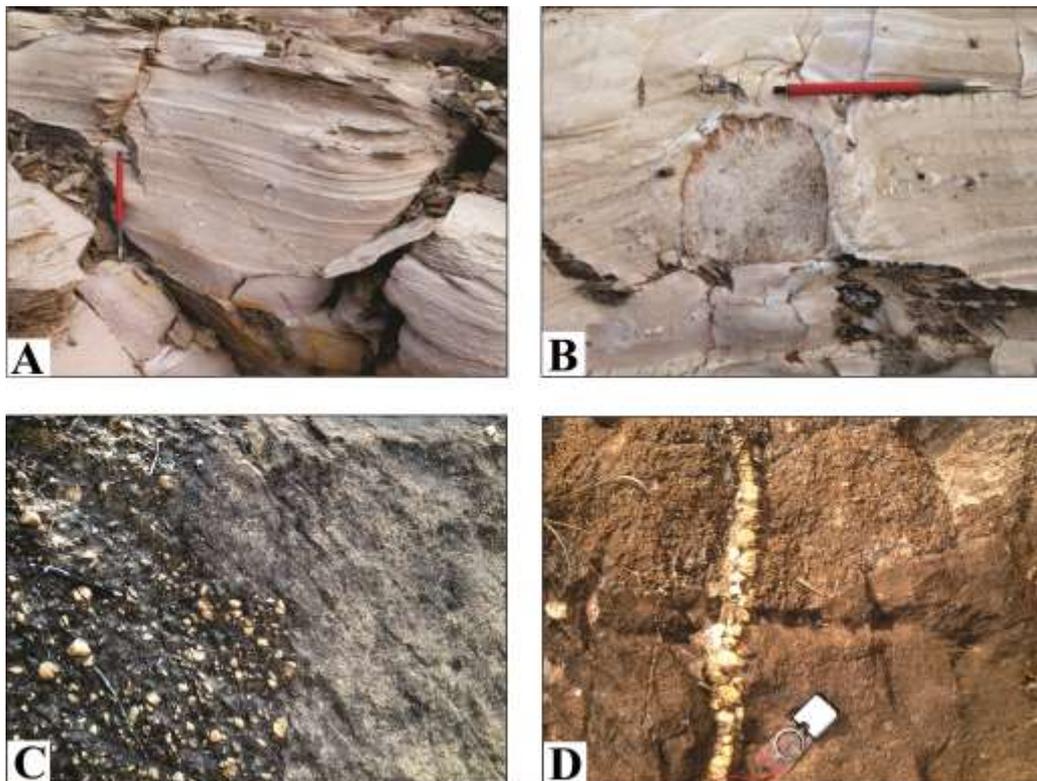


Figura 31: (A) Metapelite com acamamento plano-paralelo de espessura milimétrica com direção NE-SW, sub-horizontal, (B) seixo de arenito, que deforma as camadas na base, evidenciando inversão entre topo e base (UTM 562754/8263970); (C) acamamento com marcas onduladas em metarenitos e metaconglomerados, com direção NE-SW subvertical; e (D) veio de quartzo centimétrico subvertical NW-SE, portanto discordante ao acamamento NE-SW (UTM 562913/8302360).

5.1.1.2 Acamamento nas rochas dos grupos Araras e Alto Paraguai

O acamamento nas rochas carbonáticas do Grupo Araras e em arenitos e pelitos pertencentes ao Grupo Alto Paraguai tem direções NE-SW e ENE-WSW, com mergulhos moderados a altos para NW e SE. Eventualmente há camadas sub-horizontais e subverticais (Figura 32).

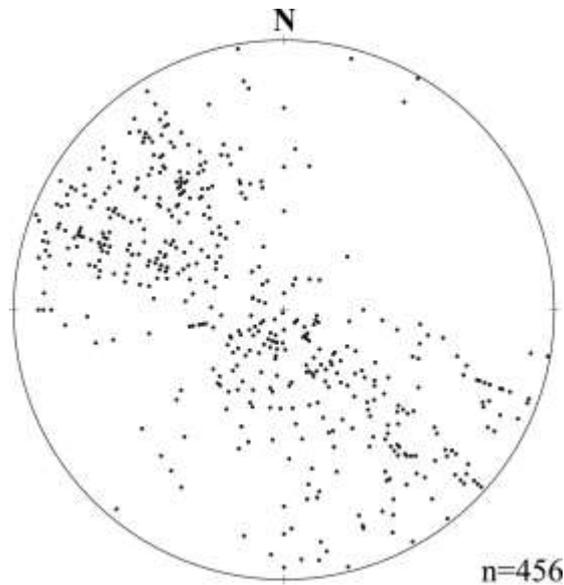


Figura 32: Pólos de acamamento das rochas sedimentares da Formação Puga e grupos Araras e Alto Paraguai. Ocorrem concentrados a NW, com camadas de direção NE-SW com mergulhos suaves a altos para SE a subverticais. O espalhamento indica planos de acamamento com direções entre NW-SE, N-S e E-W, subverticais.

As camadas de rochas do **Grupo Araras** localmente se apresentam em posição sub-horizontal não deformada, e também apresentam direções NE-SW com mergulhos moderados a altos para SE e NW (Figura 33).



Figura 33: Calcário calcíticos pertencente à Formação Guia com acamamento sub-horizontal, com estratificações cruzadas de baixo ângulo (*swaley*) e laminações onduladas (UTM 385098/8266461).

As rochas pertencentes à **Formação Raizama** (base do Grupo Alto Paraguai) apresentam camadas com direções NE-SW, NNE-SSW e ENE-WSW, com mergulhos altos a moderados para NW e SE, localmente subverticais, e ainda com direção NW-SE com mergulhos suaves para NE.

A **Formação Diamantino** é composta de pelitos com camadas de direção preferencial NE-SW com mergulhos suaves para NW, e localmente sub-horizontais.

O acamamento nestas rochas está deformado por falhas normais e dobrado por arrasto (Figura 34) e em *kink-bands*. Estas estruturas estão descritas em detalhe no item 5.3.

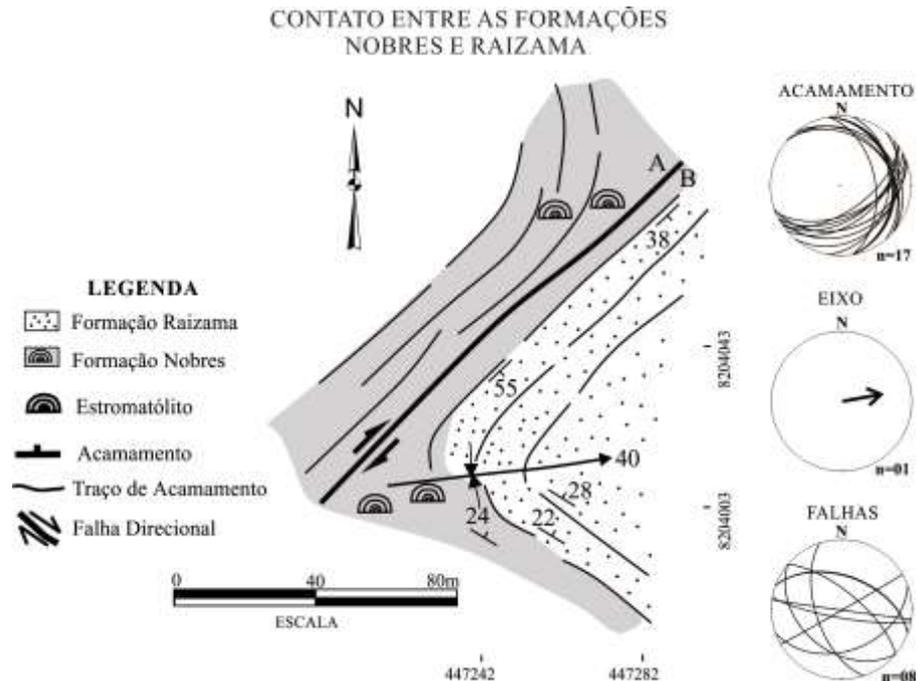


Figura 34: Sinforme rúptil assimétrico, desenhado pelo acamamento em rochas da Fm Nobres, com eixo de caimento moderado para ENE, associado a falha normal NE-SW com o bloco SE baixo. A dobra faz contato transicional com arenitos finos com estromatólitos silicificados e arenitos da Formação Raizama (UTM 447282/8204043).

5.2 ESTRUTURAS DÚCTEIS

Estruturas de nível crustal dúctil a dúctil-rúptil estão presentes nas rochas do Grupo Cuiabá que estão expostas na porção SE da área investigada. Tais estruturas correspondem principalmente a zonas de cisalhamento, foliação contínua fina, foliação milonítica, lineações de estiramento mineral, dobras flexurais, cavalgamentos dúcteis-rúpteis e bandas de cisalhamento tardias.

5.2.1 Zonas de cisalhamento

Zonas de cisalhamento são descritas na literatura (Passchier e Trouw 1996) como zonas planares de acomodação de fluxo associado à movimentação de blocos, onde se concentra a deformação, com ou sem componente de rotação. Pode apresentar larguras e extensões de dezenas e centenas de quilômetros e podem ser de natureza dúctil a rúptil (Hasui e Costa 1991).

Na área investigada, as zonas de cisalhamento são predominantemente de natureza dúctil a dúctil-rúptil. Mostram extensões de aproximadamente 200 km e largura média de cerca de 90 km, com direções preferenciais NE-SW e ENE-WSW. Estão presentes nas rochas metassedimentares.

5.2.2 Foliações e lineações

A foliação é a estrutura planar penetrativa que se destaca nas rochas metassedimentares do Grupo Cuiabá. Apresenta duas variedades principais, sendo (1) foliação contínua fina e (2) foliação espaçada disjuntiva suave a grossa (milonítica).

5.2.2.1 Foliação contínua fina e lineação de estiramento

A foliação contínua fina é uma trama planar descrita na literatura como alinhamento paralelo de micas com espaçamento menor que $10\mu\text{m}$ (Twiss e Moores 2007). Os intervalos entre os domínios e/ou microdomínios de minerais alinhados e grãos de granulação fina a grossa podem ser visíveis apenas ao microscópio. Este tipo de foliação é típico de rochas metassedimentares de baixo grau metamórfico, tais como filitos e xistos.

Na área estudada, esta feição ocorre em filitos e metapelitos do Grupo Cuiabá expostos na porção S e central, e se caracteriza como trama planar contínua e paralela, definida por micas e cristais de quartzo com orientação planar (Figura 35).

A posição espacial da foliação contínua fina nas rochas é concordante com a estruturação regional, com direção predominante NE-SW. Encontra-se geralmente dobrada em diferentes escalas (veja descrição detalhada destas dobras no item 5.2.3, a seguir).

Em projeção estereográfica, observa-se que a orientação desta foliação apresenta duas concentrações de pólos principais, desenhando uma guirlanda cilíndrica com eixos com caimentos rasos, dispostos a NE e SW. Estas dobras serão descritas com mais detalhe no item 5.2.3.

No estereograma da Figura 36 ocorre uma maior concentração de pólos de foliação no quadrante SE, que indica possível predominância de planos com mergulhos variáveis para NW.



Figura 35: Metapelitos do Grupo Cuiabá com foliação contínua fina NE-SW com mergulhos moderados a altos para NW. Observar, subordinadamente, a ocorrência de veios de quartzo centimétricos de direções NE-SW e NW-SE subconcordantes à trama foliada (UTM 578360/8266371).

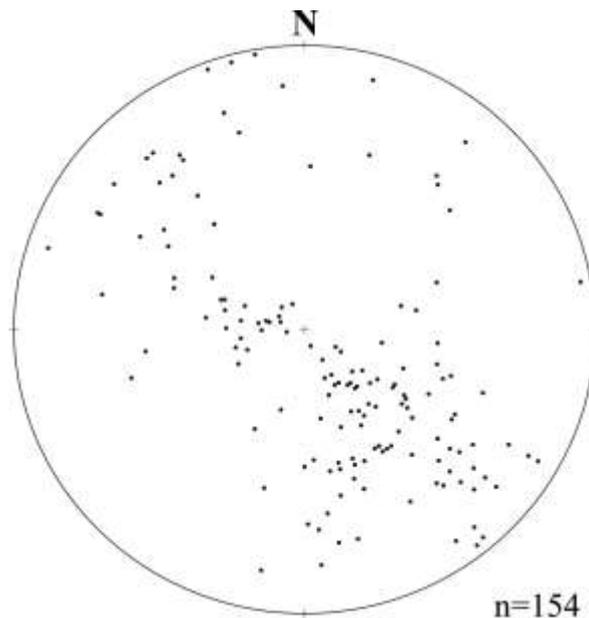


Figura 36: Pólos de foliação contínua fina em rochas do Grupo Cuiabá. Ocorrem concentrações a SE e NW, evidenciando foliação com direção preferencial NE-SW e mergulhos baixos a moderados para NW e moderados a altos para SE.

Em escala microscópica, a textura predominante nas rochas aflorantes metassedimentares é lepidoblástica, localmente granoblástica e com granulação muito fina (Figura 37). Ocorrem micas, cristais de quartzo e feldspato achatados, que definem os planos de foliação contínua fina com orientação preferencial NE-SW.

Ainda ao microscópio, observa-se a presença de matriz de granulação muito fina que suporta porfiroclastos representados por cristais de quartzo com extinção ondulante, com limites de cristais interlobados, com fraca assimetria que indica cinemática sinistral (Figura 37). Cristais de quartzo estirados orientados correspondem a lineações. Observam-se microfraturas de direção NW-SE.

A foliação contínua fina pode ser vista localmente rotacionada devido ao truncamento por vênulas e veios de quartzo, que se encaixam de modo concordante, subconcordante e mesmo discordante a essa trama planar.

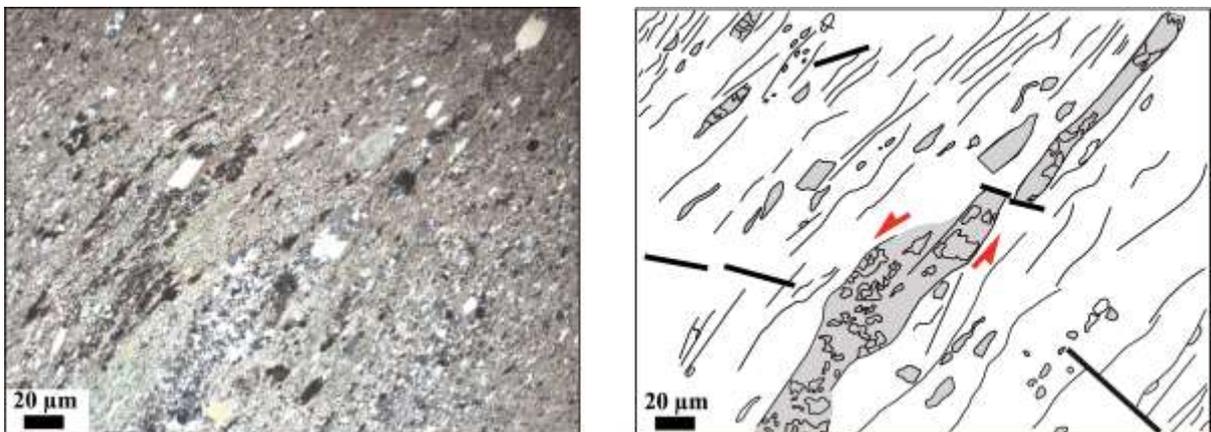


Figura 37: Metapelito do Grupo Cuiabá, com textura lepidoblástica, localmente granoblástica e granulação fina. A matriz de granulação muito fina é composta de micas e cristais de quartzo e feldspato achatados e orientados, definindo a foliação contínua fina NE-SW, que suporta porfiroclastos de quartzo e feldspato, com fraca assimetria sinistral (amostra do ponto de coordenada UTM 545390/8219328).

Lineações de estiramento mineral estão presentes, de modo discreto e não penetrativo, nos planos de foliação contínua fina, e são caracterizadas pelo arranjo orientado de cristais de quartzo. As lineações mostram caimentos suaves para NE, N e NW (Figura 38). Os *rakes* para estas estruturas são em média de 40° (Figura 38), indicando transpressão sinistral dominada por cisalhamento simples.

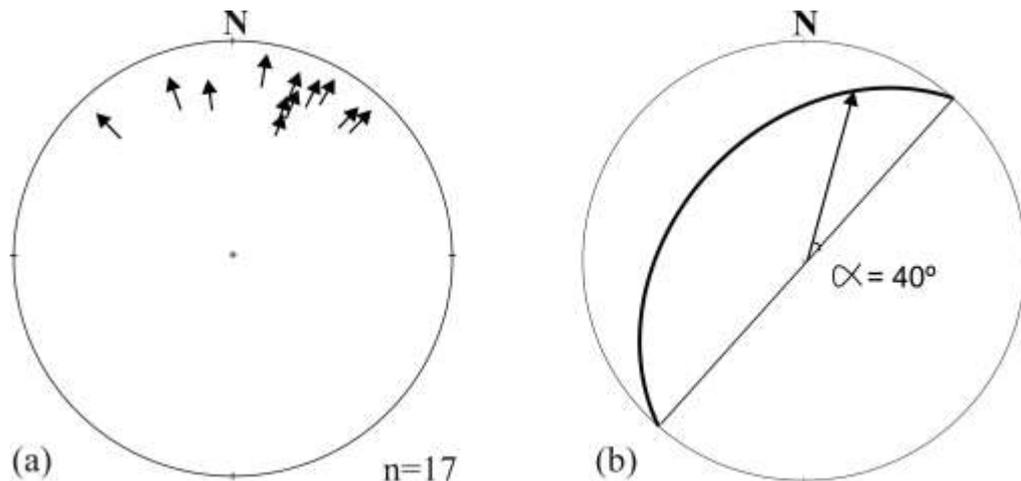


Figura 38: (a) Lineações de estiramento mineral (setas) subordinadas em planos de foliação contínua fina com caimentos rasos para NE, N e NW; (b) plano médio de foliação contínua fina NE-SW, com mergulho moderado para NW, e com lineação de estiramento média (seta) com caimento raso para NE. O *rake* médio é de aproximadamente 40°, podendo indicar deformação por transpressão sinistral dominada por cisalhamento simples.

5.2.2.2 Foliação milonítica e lineação de estiramento

É a feição planar resultante do fluxo plástico lamelar de *strain* elevado, que ocorre normalmente em zonas de cisalhamento dúctil (Twiss e Moores 1992). Corresponde a uma trama planar, disjuntiva, suave a grossa, espaçada e/ou anastomótica formada principalmente pela orientação preferencial de cristais de quartzo, minerais micáceos e cristais de feldspato achatados que ocorrem em bandas de cisalhamento dúctil.

A foliação milonítica, nas rochas estudadas, ocorre principalmente em metapelitos e metarenitos do Grupo Cuiabá, associada a zonas e bandas de cisalhamento (Figura 39).

A foliação milonítica mostra concentrações de pólos a SE e NW, com direção preferencial NE-SW, com mergulhos moderados a altos para NW e SE (Figura 40). A maior concentração de pólos a SE indica predominância de mergulhos para NW. Em menor frequência, ocorrem foliações com direção E-W, com mergulhos altos para N e S.



Figura 39: Metarenitos e metapelitos pertencentes ao Grupo Cuiabá truncados por foliação espaçada anastomótica suave milonítica de direção NE-SW e mergulhos altos para NW e SE (UTM 592294/8279763).

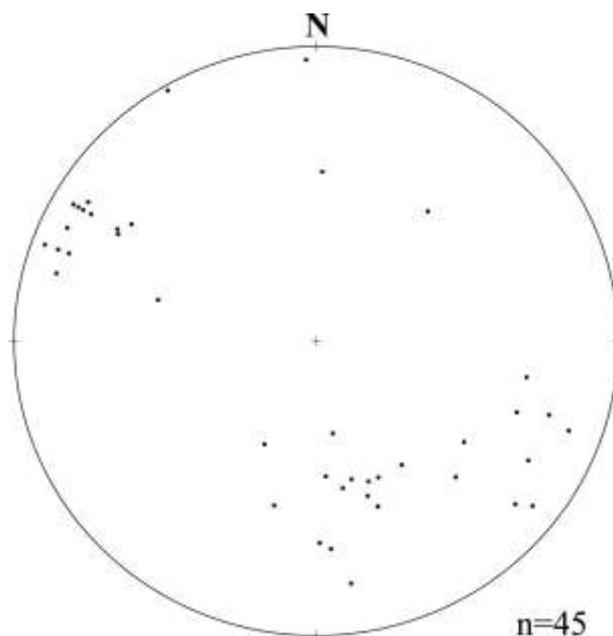


Figura 40: Pólos de foliação milonítica presente em rochas metassedimentares do Grupo Cuiabá. Ocorrem concentrações de pólos a SE e NW indicando direção preferencial NE-SW, com mergulhos altos para NW e SE a subverticais.

Em microescala a trama milonítica é observada em metapelitos e metarenitos com feições predominantemente granolepidoblástica definida por minerais micáceos de granulação fina a muito fina orientados na direção NE-SW (Figura 41).

Porfiroclastos de quartzo policristalino, distribuídos irregularmente na trama planar fina, apresentam fraca assimetria sinistral (Figura 41).

Ocorrem cristais de quartzo policristalinos em agregados anastomóticos estirados, além de cristais de quartzo alongado, que definem tramas lineares também com orientação NE-SW (Figura 41).

Microfraturas com direções WNW-ESE e NW-SE cortam de modo tardio a trama fina foliada, presente nestas rochas (Figura 41).

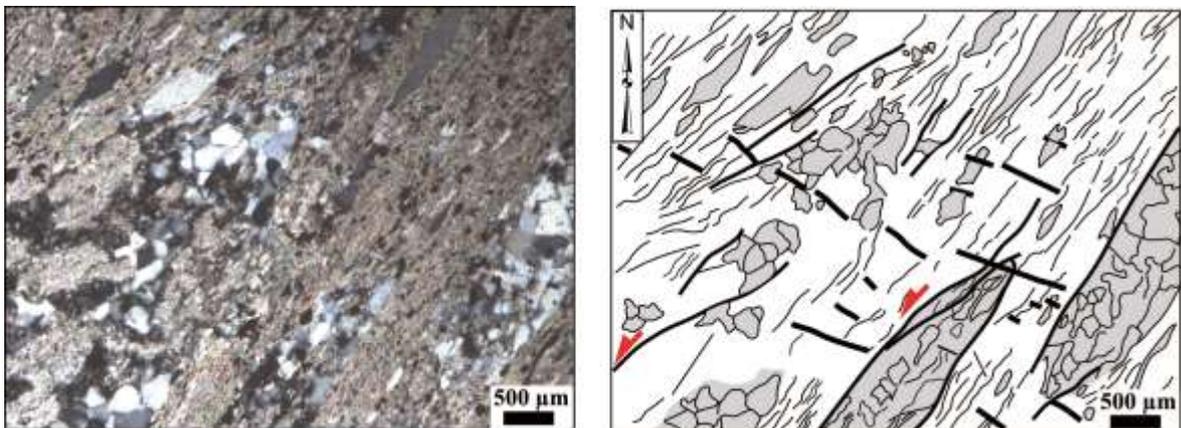


Figura 41: Textura granoblástica e lepidoblástica em metapelite do Grupo Cuiabá. Observar agregados de cristais de quartzo achatados, recristalizados, orientados segundo a direção NE-SW, contornados por agregados de micas, que definem os planos de foliação. Este arranjo orientado mostra fraca assimetria sinistral. Ocorrem microfraturas tardias de direção NW-SE (amostra relativa ao ponto UTM 545354/8219351).

Lineações de estiramento mineral ocorrem de modo discreto, não penetrativo, nos planos de foliação milonítica, e são individualizadas pelo arranjo orientado de cristais de quartzo alongados. As lineações mostram caimentos rasos para NE e SW (Figura 42). Os *rakes* para estas estruturas são em média de 15° , que podem indicar deformação transpressiva dominada por cisalhamento simples com cinemática sinistral (Figura 42).

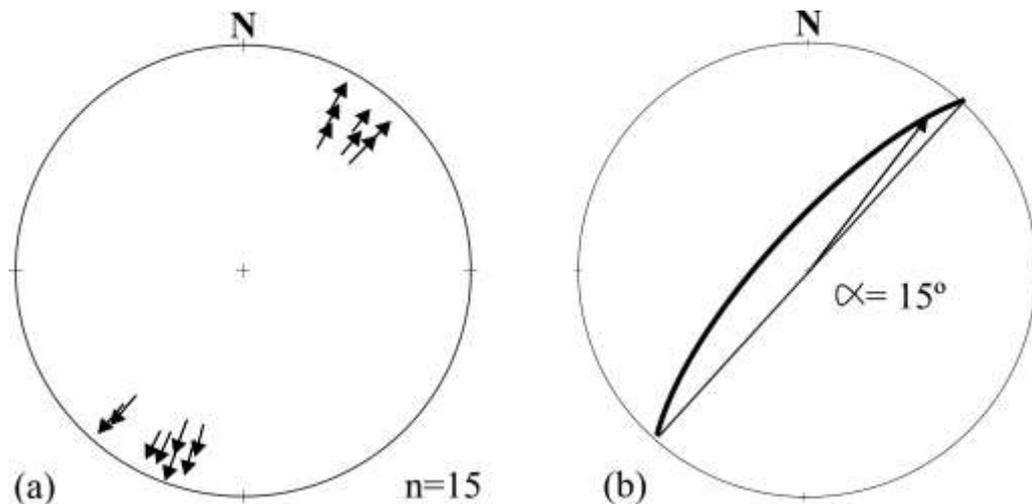


Figura 42: (a) Lineações de estiramento mineral, com caimentos rasos para NE e SW, em planos de foliação milonítica; (b) plano médio de foliação milonítica, de direção NE-SW com mergulho alto para NW, com lineação de estiramento média com caimento raso para NE. O *rake* médio é de aproximadamente 15° , indicando transpressão sinistral dominada por cisalhamento simples.

5.2.3 Dobras flexurais

Rochas presentes em cinturões orogênicos geralmente são submetidas a esforços compressivos, que podem acomodar o encurtamento por dobras, que podem evoluir para cavalgamentos (Twiss e Moores 2007).

Dobras se desenvolvem simultaneamente em diferentes escalas. Dobras de escala quilométrica serão classificadas como dobras de primeira ordem, que variam na medida em que as escalas se modificam. Dobras de escalas menores (métricas ou centimétricas), neste contexto, são denominadas *dobras parasíticas*. Estas dobras mostram eixos mutuamente concordantes às dobras de ordens superiores. Dobras de escala quilométrica, nestes arranjos, podem ser descritas com base nos elementos geométricos das dobras subordinadas (Twiss e Moores op. cit.).

As dobras aqui apresentadas estão descritas com base em seus principais elementos geométricos usando a sugestão de Twiss e Moores (op. cit.), tais como (1) orientação e caimento do eixo e atitude do plano-axial, (2) cilindridade, (3) simetria e quanto ao (4) ângulo de abertura dos flancos.

Quanto à (1) *orientação e caimento do eixo e atitude do plano axial*, as dobras podem ser classificadas desde verticais (com plano axial vertical), até inclinadas e recumbentes (plano axial sub-horizontal).

Quanto à (2) *cilindricidade*, as dobras são descritas como cilíndricas e não cilíndricas. As *dobras cilíndricas* apresentam geratrizes subparalelas, enquanto que *dobras não cilíndricas*, a exemplo de dobras cônicas, apresentam geratrizes não paralelas. Dobras encontradas na natureza nunca são perfeitamente cilíndricas ou cônicas, porém devem apresentar parte destas características, pelo menos localmente.

Quanto à (3) *simetria*, são ditas *simétricas* quando seus flancos mostram comprimentos aproximadamente idênticos, com o plano axial aproximadamente na bissetriz da dobra. São *assimétricas* quando os flancos mostram comprimentos diferentes. O sentido de assimetria é definido a partir de observação fixa *down the plunge*. Podem ser classificadas como dobras assimétricas horária do *tipo-Z* e anti-horária do *tipo-S*, acompanhadas da referência da inclinação do eixo.

O sentido de assimetria determina a *vergência*, que pode ser indicada pela direção de inclinação do flanco da dobra e de seus planos axiais.

Quanto ao (4) *ângulo de abertura* entre os flancos, as dobras podem ser *suaves* ($180^\circ > \alpha > 120^\circ$), *abertas* ($120^\circ > \alpha > 70^\circ$), *fechadas* ($70^\circ > \alpha > 30^\circ$), *apertadas* ($30^\circ > \alpha > 0^\circ$) e *isoclinais* ($\alpha = 0^\circ$).

As rochas metassedimentares do Grupo Cuiabá mostram tanto o acamamento quanto a foliação contínua fina dobradas em diferentes escalas, desde quilométricas a métricas, com diferentes estilos. Em geral seus eixos apresentam caimentos rasos para NE e SW, com planos axiais com direção NE-SW e com mergulhos moderados a suaves para NW.

O paralelismo entre as dobras de acamamento e de foliação contínua fina pode ser visto em projeção estereográfica. A Figura 43 (a e b) mostra estas dobras com seus respectivos eixos e planos axiais, para comparação.

As dobras de acamamento e de foliação contínua fina, quanto aos ângulos entre os flancos, são classificadas como fechadas a apertadas. Ambas exibem vergência de NW para SE (Figura 43). São assimétricas e apresentam formas em “S”, indicando movimentação sinistral.

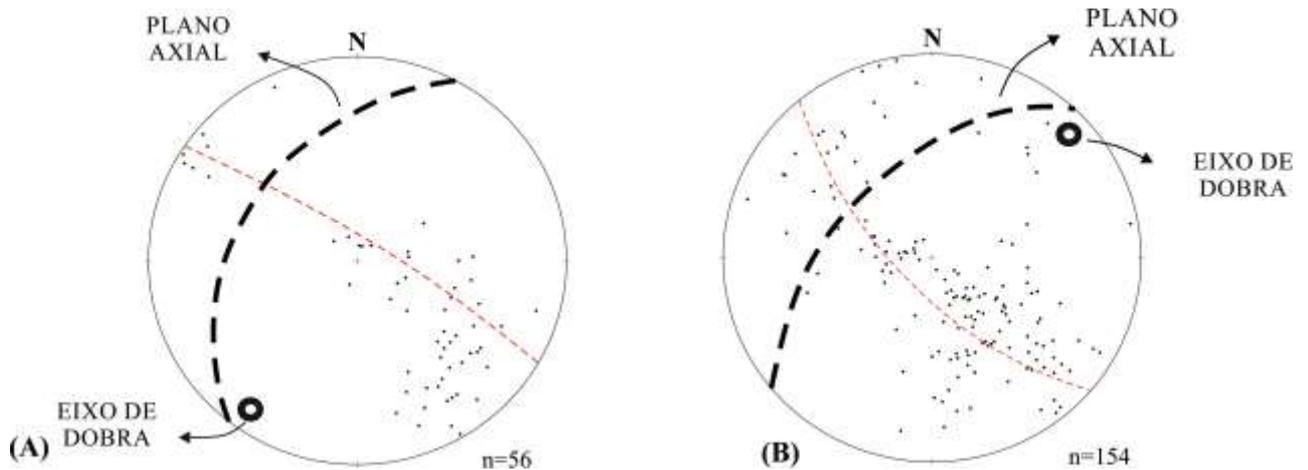


Figura 43: (A) Pólos de acamamento dobrado em rochas do Grupo Cuiabá indicando eixo com caimento suave para SW e plano axial NE-SW, com mergulho moderado para NW; (B) pólos da foliação contínua fina dobrada em rochas do Grupo Cuiabá, cujos eixos mostram caimentos suaves para NE, com planos axiais NE-SW, com mergulhos moderados para NW. As dobras do acamamento e da foliação contínua são classificadas como dobras moderadamente inclinadas e estão subparalelas ou subconcordantes.

O acamamento presente em metarenitos do Grupo Cuiabá está deformado por dobras, que apresentam eixos com caimentos rasos para NE e SW, moderadamente inclinadas a recumbentes, assimétricas e com vergência para SE. Exibem clivagem plano axial NE-SW (Figura 44).

A foliação contínua fina, em metadiamiclitos do Grupo Cuiabá, forma dobras moderadamente inclinadas a recumbentes com eixos com caimentos rasos para NE e SW, planos axiais NE-SW com mergulhos suaves para NW, com vergência para SE, com clivagem plano axial NE-SW com mergulho moderado a baixo para NW. As dobras são assimétricas em forma de “S”, indicando movimentação sinistral (Figura 45).

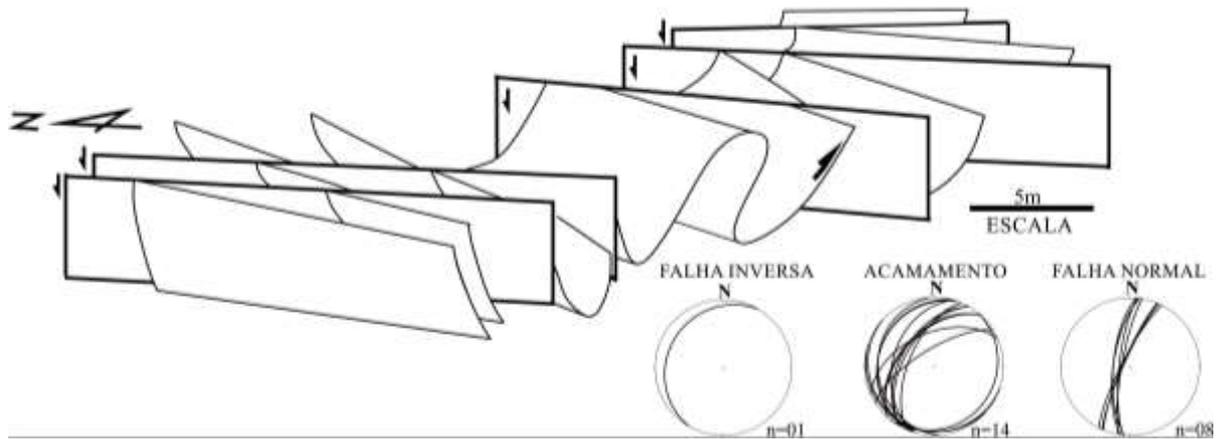


Figura 44: Modelo esquemático de dobras de metarenitos do Grupo Cuiabá. As dobras são assimétricas, inclinadas com eixos de caimento suaves para NE e SW. Falhas normais de direção NNE-SSW e subverticais rotacionam as camadas de modo tardio (UTM 691002/8381849).

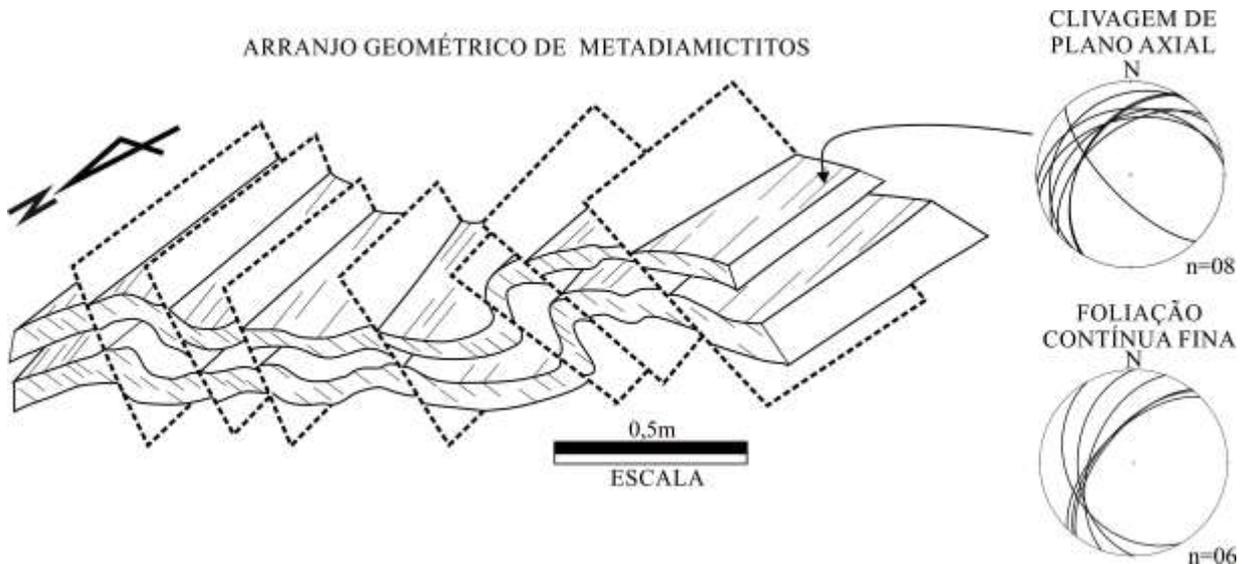


Figura 45: Dobras em metapelitos do Grupo Cuiabá assimétricas, inclinadas, com eixo de caimento suave para NNW e SSE. Apresentam clivagem de plano axial NE-SW (UTM 563142/8263880).

5.2.4 Cavalgamentos dúcteis-rúpteis

Os cavalgamentos são classicamente descritos como falhas ou zonas de cavalgamento em regime dúctil, que projetam rochas mais antigas sobre rochas mais jovens em seção vertical acumulando encurtamento horizontal e espessamento vertical. Geralmente têm mergulhos menores que 45° (Twiss e Moores 2007).

Estas estruturas ocorrem em todas as escalas e níveis crustais e podem estar associadas às dobras geradas subordinadamente por encurtamento, com propagação das falhas ou zonas cavalgamento, ou por arrasto devido à ação de componentes cisalhantes (Davis e Reynolds 1996).

Nas rochas metassedimentares do Grupo Cuiabá os cavalgamentos dúcteis-rúpteis, em escala regional, desenham estruturas sinuosas com direção preferencial NE-SW e ENE-WSW com mergulhos suaves para NW (item 5.4, Figura 61). Desta forma, os cavalgamentos observados tanto em escala regional quanto em mesoescala mostram geometria curva com concavidade voltada para NW (Figura 61).

Ocorrem associados às dobras com eixos de caimentos rasos para NE e SW (Figura 60). Em mesoescala, ocorrem cavalgamentos direção NE-SW com mergulhos suaves para NW associados a conjuntos de dobras recumbentes, assimétricas, com eixos com caimentos suaves para SW e com vergência para SE (Figura 46). Podem ser descritos como feições em *nappes*.

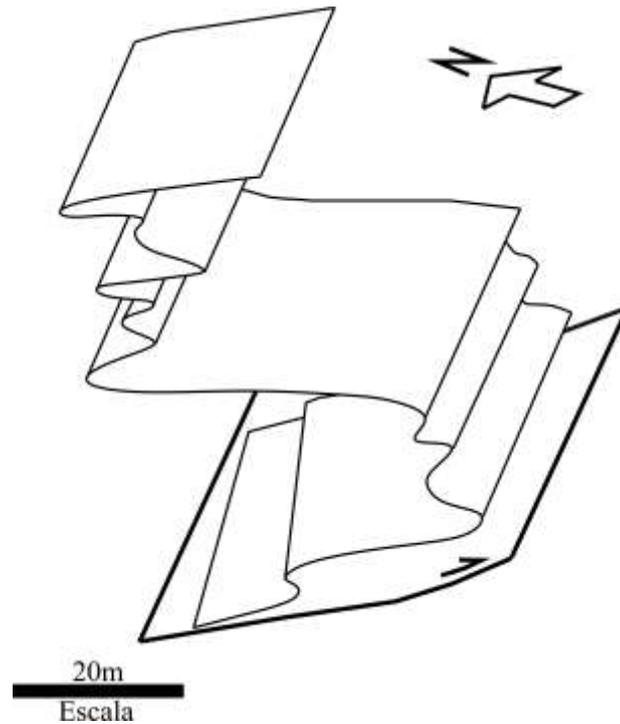


Figura 46: Modelo esquemático para dobras e cavalgamentos observados em metarenitos do Grupo Cuiabá. Os cavalgamentos observados em mesoescala têm direção NE-SW, com mergulho suave para NW associados às dobras recumbentes com eixos sub-horizontais, com caimentos suaves para SW (UTM 566039/8264684).

5.2.5 Bandas de cisalhamento rúpteis-dúcteis tardias

Bandas de cisalhamento de larguras e comprimentos métricos, com direção preferencial NE-SW, com mergulhos altos para NW, ocorrem em rochas metapelíticas do Grupo Cuiabá, em escalas mesoscópicas.

São observadas na porção central da área de estudo. Promovem rotações na trama pretérita (foliação contínua fina) NE-SW. Apresenta lineações de estiramento com caimentos suaves para SW, com $rake < 5^\circ$, indicativa de deformação transcorrente dominada por cisalhamento simples com cinemática dextral (Figura 47).

Falhas normais e fraturas NW-SE subverticais ocorrem neste contexto, gerando *kink bands*, que serão descritos no item 5.3.

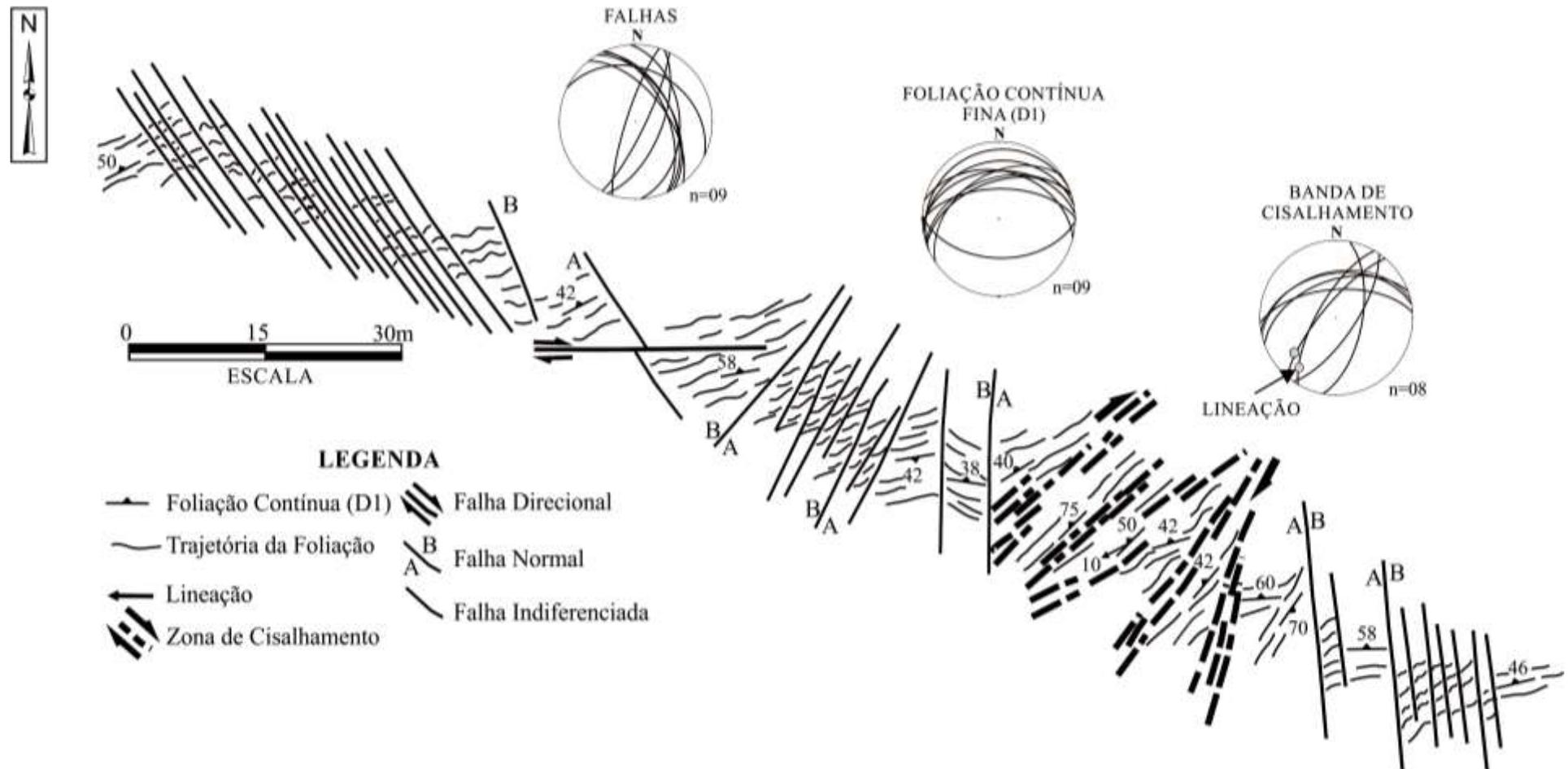


Figura 47: Filitos do Grupo Cuiabá com foliação contínua ENE-WSW com mergulhos suaves a moderados para NNW e SSE. São cortados por banda de cisalhamento de largura métrica e direção NE-SW com mergulhos altos para NW e SE com lineações de estiramento subordinadas com caimentos rasos para SE, indicando transcorrência destal. Falhas normais tardias NW-SE com mergulhos altos para SE e formam *kink bands* (UTM 592294/8279763).

5.3 ESTRUTURAS RÚPTEIS

As rochas expostas na Faixa Paraguai Norte são deformadas por um conjunto importante de falhas normais e suas estrias, fraturas ou juntas, veios de quartzo, clivagem de crenulação e foliação cataclástica, cujas orientações estão apresentadas na Figura 48.

Estas estruturas marcam estágios de deformação tardios em relação à deformação dúctil anteriormente descrita nas rochas metassedimentares do Grupo Cuiabá e se apresentam relativamente densas, com múltiplas direções nas rochas.

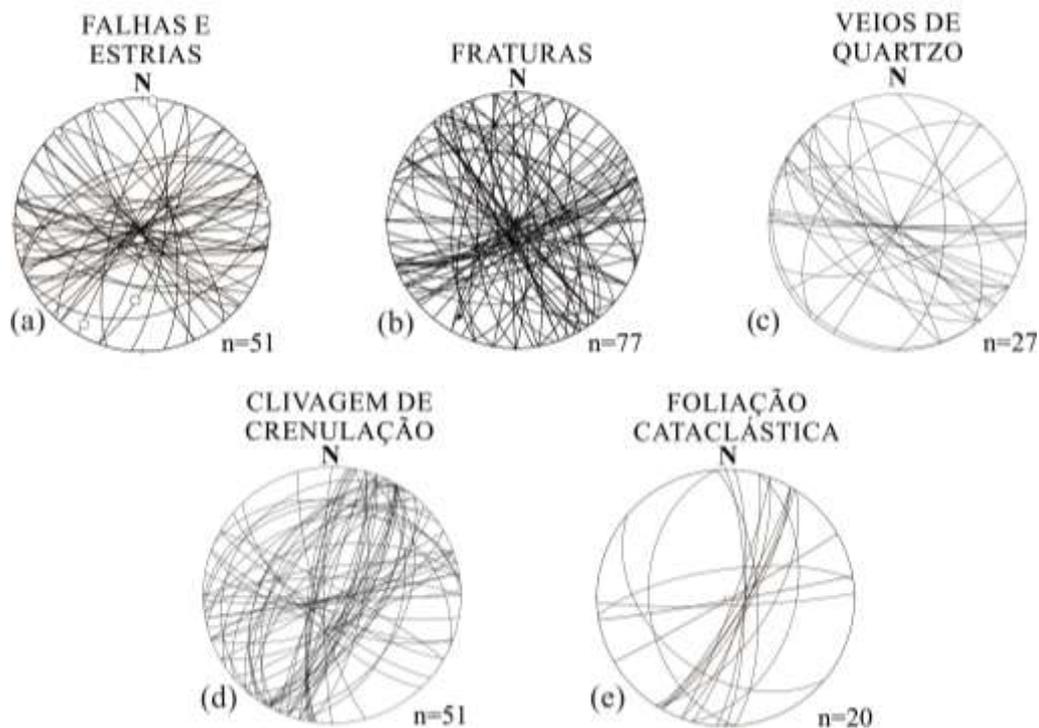


Figura 48: Estruturas rúpteis observadas nas rochas na Faixa Paraguai Norte: (a) falhas normais com direções NW-SW, N-S, ENE-WSW e NE-SW com mergulhos altos a subverticais, com estrias de caimentos rasos para N, SW, NW, NE e W; (b) fraturas indiscriminadas observadas nas rochas mostram direções NE-SW, NW-SE e N-S subverticais; (c) veios de quartzo tardios observados nas rochas do Grupo Cuiabá com direções NW-SE, NE-SW e E-W e mergulhos altos a subverticais; (d) clivagem de crenulação tardia, presente nas rochas, têm direções NE-SW e NW-SE com mergulhos altos a moderados para NW e SE; (e) localmente as rochas exibem foliação cataclástica com direção NE-SW, N-S e E-W subverticais, aparentemente sem expressão regional.

5.3.1 Dobras rúpteis de arrasto

As rochas sedimentares mostram o acamamento dobrado devido à ação de falhas normais em diferentes escalas, desde quilométricas a métricas, com diferentes estilos. Em geral os eixos de dobra mostram caimentos rasos para NE, SW e SE, com planos axiais com direções NE-SW, e mergulhos altos para NW, e com direção NW-SE com mergulhos moderados a altos para NE. São classificadas como inclinadas a verticais; quanto aos ângulos entre os flancos variam desde abertas a apertadas, mostram vergências variáveis para SW e SE e são assimétricas em “Z”, indicando movimentação dextral. (Figura 49)

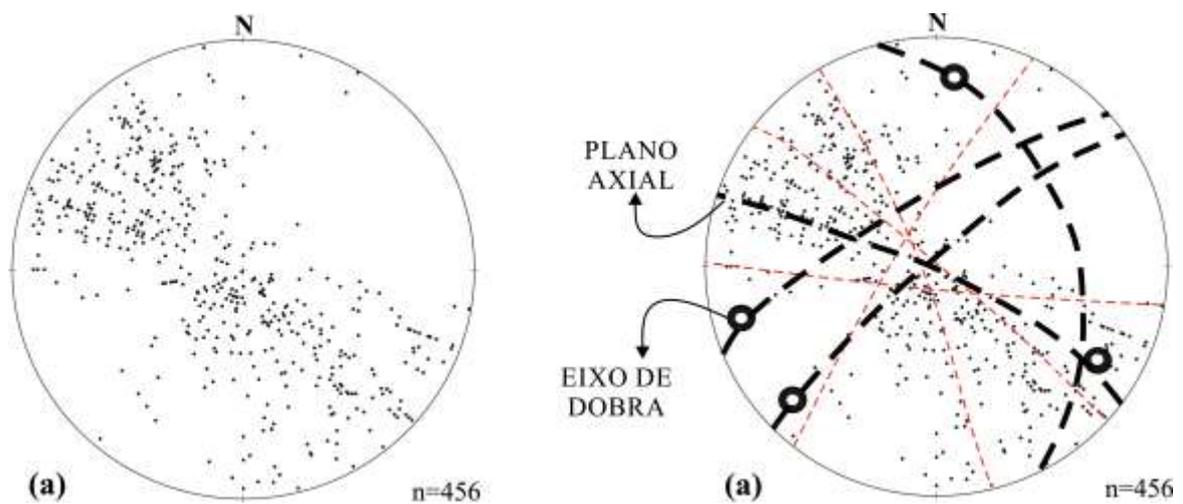


Figura 49: (a) Pólos de acamamento das rochas sedimentares expostas a W e N da região estudada; (b) eixos de dobra com caimentos suaves para NE, SW e SE. Ocorrem planos axiais NE-SW e NW-SE, indicando dobras rúpteis inclinadas a verticais, assimétricas e com vergências variáveis para SW e SE.

Em escala mesoscópica, as dobras rúpteis de arrasto nas rochas sedimentares geralmente estão associadas às falhas normais de direções NE-SW, NW-SE e E-W subverticais.

Dobras rúpteis de arrasto, em rochas da Formação Raizama, estão associadas à ação de falhas normais NE-SW, com mergulhos altos para NE e SW. As dobras apresentam eixos de caimentos rasos para NE, são verticais a inclinadas, com vergências múltiplas e assimétricas do tipo “Z” (Figura 50).

Dobras rúpteis geradas por arrasto presentes em rochas da Formação Raizama estão associadas à ação de falhas normais NW-SE, com mergulhos altos para NE, eixos de caimentos moderados a rasos para SE, são inclinadas e apresentam vergência para SW (Figura 51).

Falhas normais de direção E-W formam dobras de arrasto rúpteis em rochas da Formação Raizama. Estas dobras têm eixos de caimentos rasos para E, são verticais, assimétricas do tipo “Z”, indicando movimentação com cinemática dextral (Figura 52).

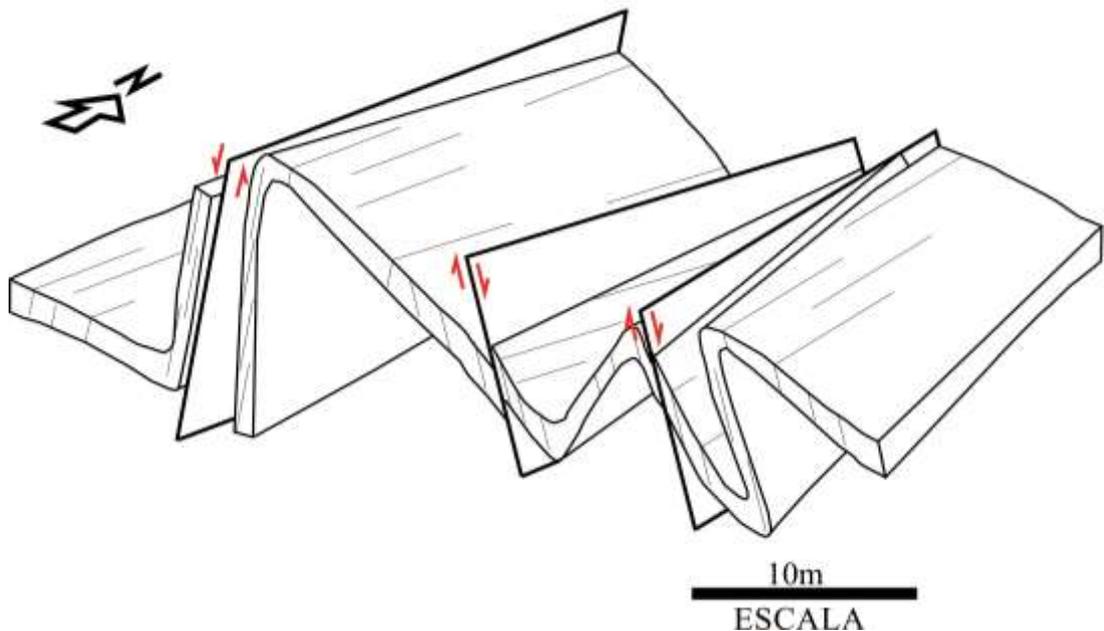


Figura 50: Exemplo de dobras rúpteis, de arrasto, assimétricas com múltiplas vergências, eixos de caimento rasos para NE, associadas à ação de falhas normais NE-SW em camadas de arenitos da Formação Raizama (UTM 562126/8360581).

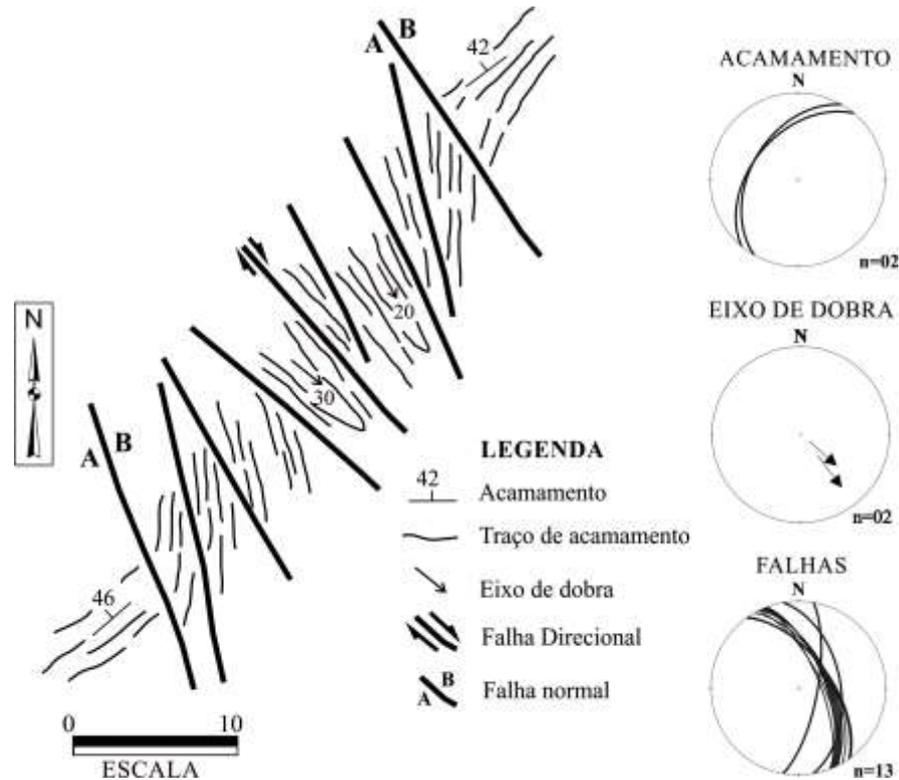


Figura 51: Arenitos da Formação Raizama, na porção N da área, com camadas NE-SW com mergulhos moderados para NW, cortadas por falhas normais e fraturas de direção NW-SE com mergulhos altos para NE. As falhas normais promovem rotações de camadas e formam dobras de arrasto assimétricas com eixos de caimentos moderados a suaves para SE (UTM 580238/8384323).

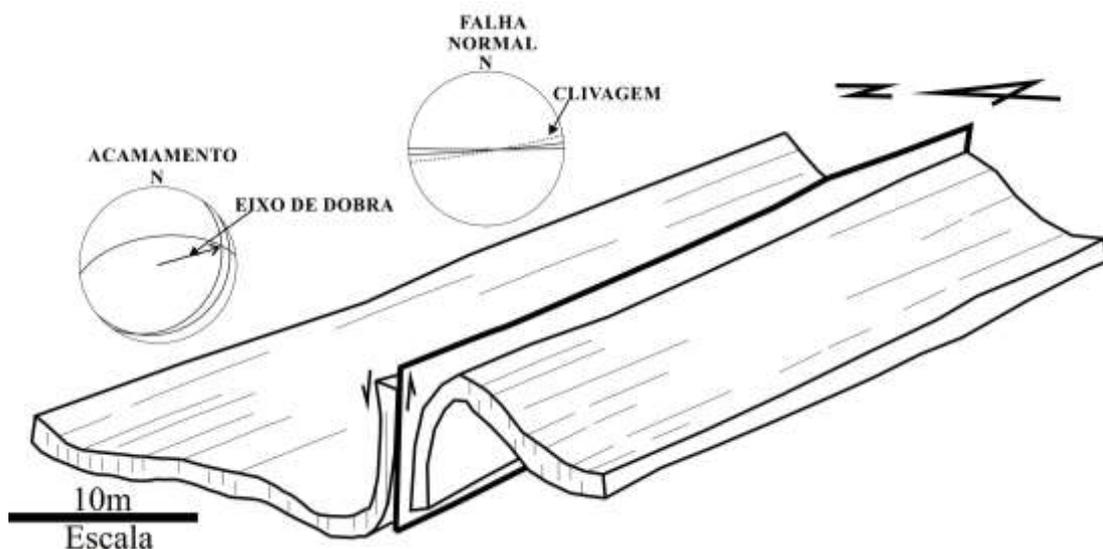


Figura 52: Exemplo de dobra rúptil de arrasto vertical, associada à presença de falha normal E-W subvertical em rochas da Formação Raizama. A dobra possui eixo com caimento raso para ENE (UTM 691002/8381849).

5.3.2 Foliação cataclástica

A foliação cataclástica, de natureza rúptil, é tardia, e é relacionada à presença de falhas normais e fraturas. Esta feição deforma o acamamento e a foliação contínua pretérita. Encontra-se concentrada em volumes de rochas que formam faixas quilométricas na escala do mapa, presentes em todas as rochas da Faixa Paraguai Norte.

Esta feição é observada em praticamente todas as rochas, incluindo os metarenitos, metapelitos e metadiamicritos do Grupo Cuiabá, diamictitos da Formação Puga, carbonatos e arenitos dos grupos Araras (Figura 53) e Alto Paraguai e nas rochas do Granito São Vicente.

Trata-se de uma foliação anastomótica, descontínua, marcada por planos de clivagem que transpõem as camadas de rochas em diferentes intensidades. Apresentam orientações NE-SW, NW-SE, E-W e N-S, com mergulhos moderados para SW a subverticais (Figura 48e).

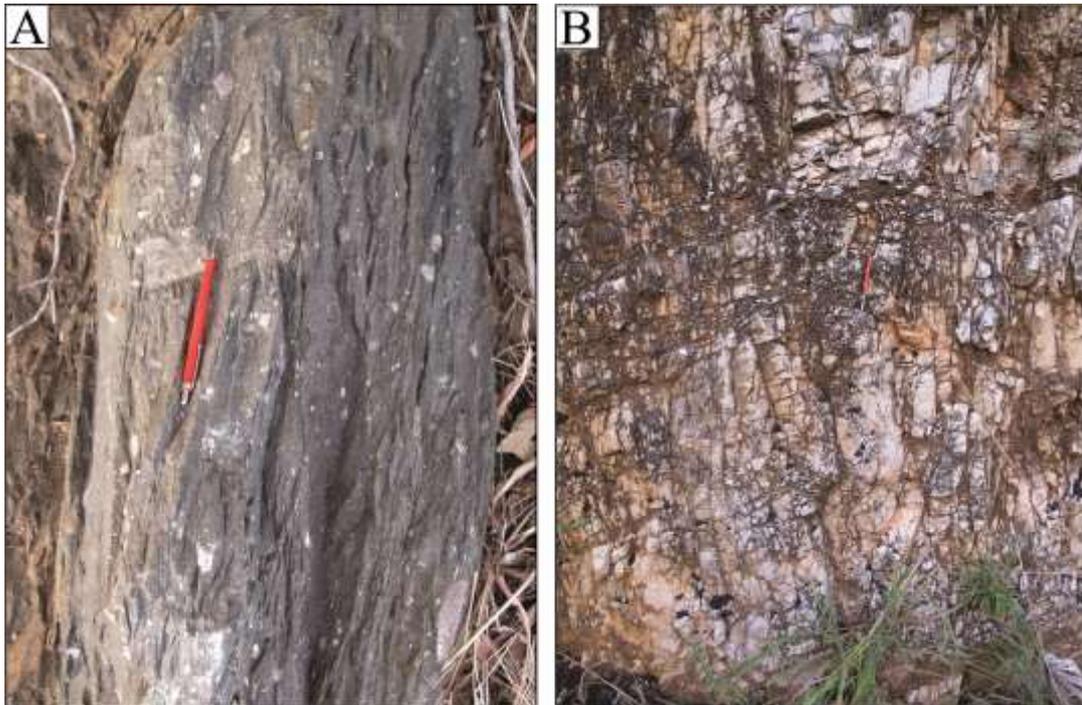


Figura 53: (A) Diamictito da Formação Puga (porção SW da área) com foliação cataclástica anastomótica subvertical NNE-SSW (UTM 441963/8203938); e (B) dolomitos da Formação Serra do Quilombo cortados por foliação cataclástica NE-SW, subvertical (UTM 439381/8204737).

5.3.3 Clivagem de crenulação

Clivagem de crenulação é formada por conjuntos de crenulações e microcrenulações que se desenvolvem em uma foliação pré-existente. A nova foliação corta a foliação pretérita e é definida por planos de clivagem em escalas centimétricas e submilimétricas. É classificada em (1) *clivagem de crenulação discreta* e (2) *clivagem de crenulação zonal* (Twiss e Moores 2007). Detalhes desta estrutura estão descritos no item 1.4., no Capítulo 1.

Nas rochas estudadas, esta trama mostra direções NE-SW mergulhos altos para NW e SW a subverticais, com direção NW-SE e eventualmente E-W subverticais (Figura 48d).

A clivagem de crenulação está presente, notadamente, em filitos e metarenitos do Grupo Cuiabá em escalas mesoscópicas, com espaçamento centimétrico, crenulando a foliação contínua fina prévia, com direção NE-SW com mergulhos suaves para NW e NW-SE com mergulhos altos para NE (Figura 54).

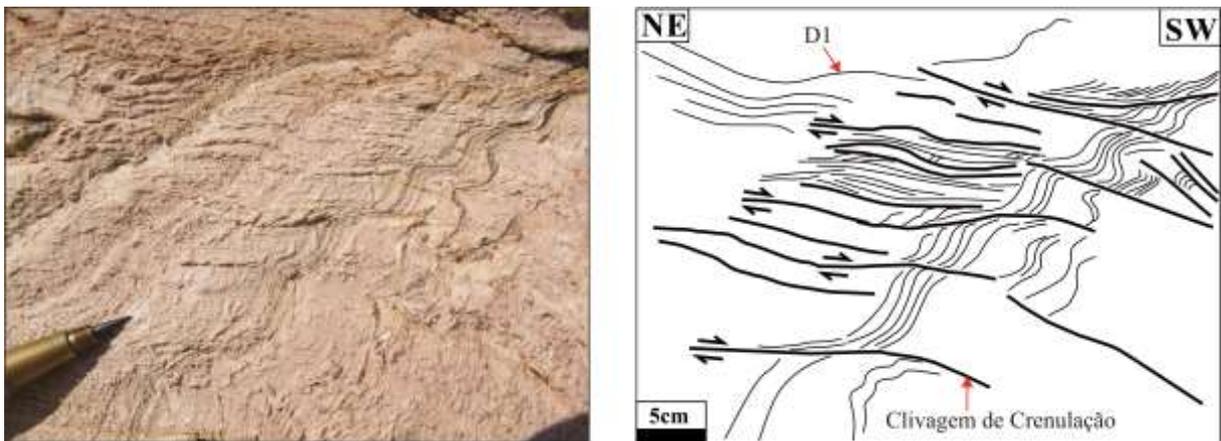


Figura 54: Filito do Grupo Cuiabá com foliação contínua fina de direção NE-SW e mergulhos suaves para NW cortados por planos de clivagem de crenulação zonal, que transpõem a foliação pretérita na direção NW-SE e forma crenulações centimétricas com assimetria que mostra cinemática dextral (UTM 562754/8263970).

A clivagem de crenulação, em microescala, exhibe espaçamento milimétrico e corresponde a arranjos de minerais micáceos alinhados e orientados com direção preferencial NE-SW. Em alguns casos estão associadas com domínios de foliação, compostos por cristais de quartzo, feldspato e minerais pesados de granulação fina, que formam crenulações assimétricas com cinemática dextral (Figura 55).

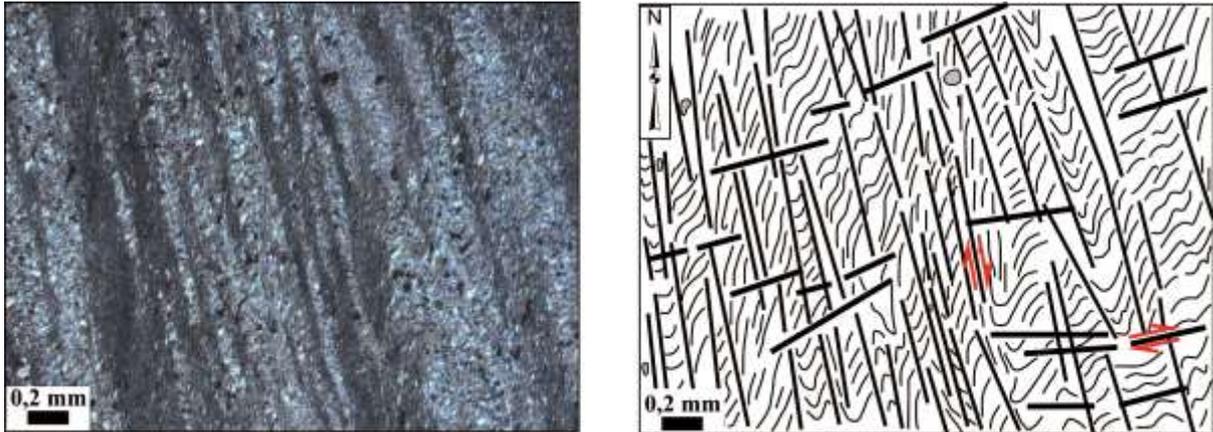


Figura 55: Fotomicrografia de filitos de granulação fina a muito fina com clivagem de crenulação zonal com espaçamento submilimétrico, que trunca a foliação contínua e forma domínios transpostos com direção NW-SE, associados à microcrenulações com cinemática dextral (UTM 562754/8263970).

5.3.4 Veios de quartzo

Os veios de quartzo foram observados somente nas rochas metassedimentares do Grupo Cuiabá. Podem ser (1) concordantes/subconcordantes e (2) discordantes à trama foliada. Estes veios estão nas direções NW-SE, NE-SW e E-W subverticais (Figura 48c).

(1) Os veios de quartzo concordantes/subconcordantes à trama foliada dúctil possuem direção preferencial NE-SW, com mergulhos subverticais a moderados para NW. Ocorrem encaixados principalmente em filitos do Grupo Cuiabá, têm larguras centimétricas, forma sub-tabular e são internamente fraturados (Figura 56). Localmente estes veios, quando subconcordantes, são cortados por zonas de cisalhamento rúptil-dúctil dextral (Figura 47).

(2) Conjuntos de veios e vênulas discordantes à trama dúctil prévia têm direções NW-SE, E-W e N-S, e ocorrem em metarenitos, metaconglomerados, metadiamicititos e filitos do Grupo Cuiabá. Estes veios e vênulas mostram larguras centimétricas e decamétricas, com geometria tabular em feixes anastomóticos. São, por vezes, ramificados e ocasionalmente se apresentam internamente fraturados (Figura 57).

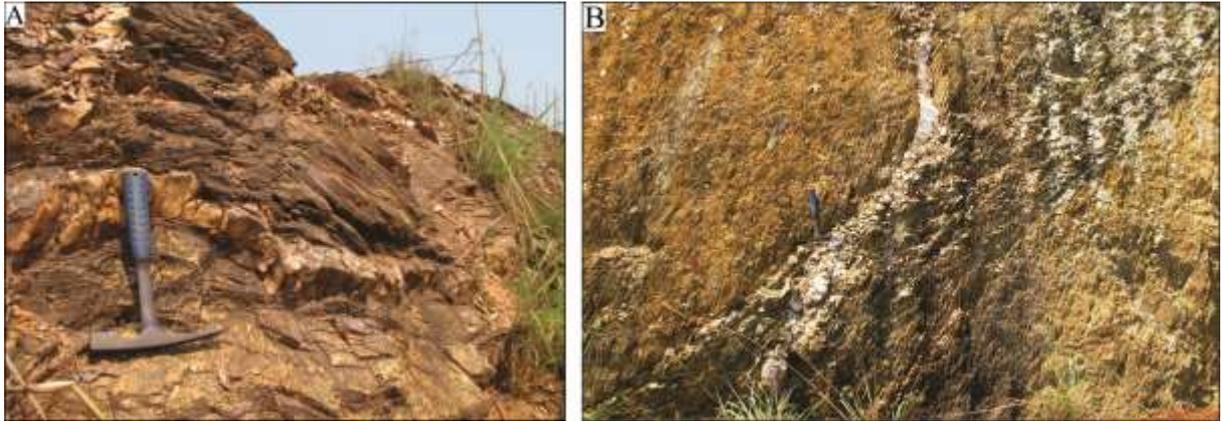


Figura 56: (A) Veios de quartzo encaixados em metapelitos. São tabulares, de largura centimétrica e comprimentos métricos, encaixados concordantemente na foliação contínua fina com direção NE-SW (UTM 578360/8266371); (B) metarenito cortado por veio de quartzo concordante de largura centimétrica e comprimento métrico, com direção NE-SW, subvertical, deformado por banda de cisalhamento rúptil-dúctil destal (UTM 592294/8279763).



Figura 57: (A) Veio de quartzo tabular, ramificado de direção NW-SE (subvertical) encaixado em metarenitos (UTM 643635/8258303); (B) metaconglomerados com camadas subverticais de direção NE-SW cortados por veio de quartzo tabular, métrico, de largura centimétrica com direção NW-SE subvertical (UTM 562913/8302360); (C) metapelite com foliação de direção NE-SW cortado por veios de quartzo tabulares em feixes anastomóticos com direção NW-SE (UTM 715242/8361472).

5.3.5 Falhas normais e fraturas

Falhas normais e fraturas cortam todas as rochas expostas na Faixa Paraguai Norte. São observadas com direções NE-SW, NW-SE, N-S e E-W (Figura 48a e 48b).

As falhas normais e fraturas de direção NE-SW formam conjuntos de traços retilíneos, contínuos, isolados ou em feixes, que caracterizam zonas de falhas observadas notadamente nas porções SW e N da área mapeada (Figura 58). Estrias de caimentos rasos para NE e SW estão associadas a estas falhas conferindo-lhes, localmente, caráter direcional com cinemática dextral (Figura 48a).

O conjunto de falhas NE-SW, em geral está associado às dobras rúpteis de arrasto. Tais dobras ocorrem nas rochas sedimentares da Formação Puga, Grupo Araras e Alto Paraguai e mostram padrões geométricos distintos das dobras descritas para as rochas do Grupo Cuiabá. Estas dobras rúpteis estão descritas em detalhe no item 5.3.1.

Outros conjuntos de falhas e fraturas de direção NW-SE, por sua vez, mostram mergulhos subverticais e altos para NE e SW. São traços retilíneos, descontínuos, que formam zonas de falhas observadas na porção NW da área estudada (Figura 58).

Subordinadamente ocorrem *estrias de falha*, oblíquas com caimentos suaves para NW e SE, e em menor frequência sub-horizontais, além de estrias *down-dip*.

As falhas normais estão associadas à presença de *kink bands* com eixos de caimentos moderados para NW (Figura 59)

Conjuntos de falhas normais N-S, subverticais, com estrias de caimentos sub-horizontais para N e de direção E-W subverticais ocorrem em feixes retilíneos e contínuos (Figura 58). Em escala mesoscópica, as falhas N-S, com mergulhos altos para E e W, cortam camadas de rochas da Formação Raizama, expostas na porção NW da área investigada, promovendo rotações tardias nas camadas (Figura 60).

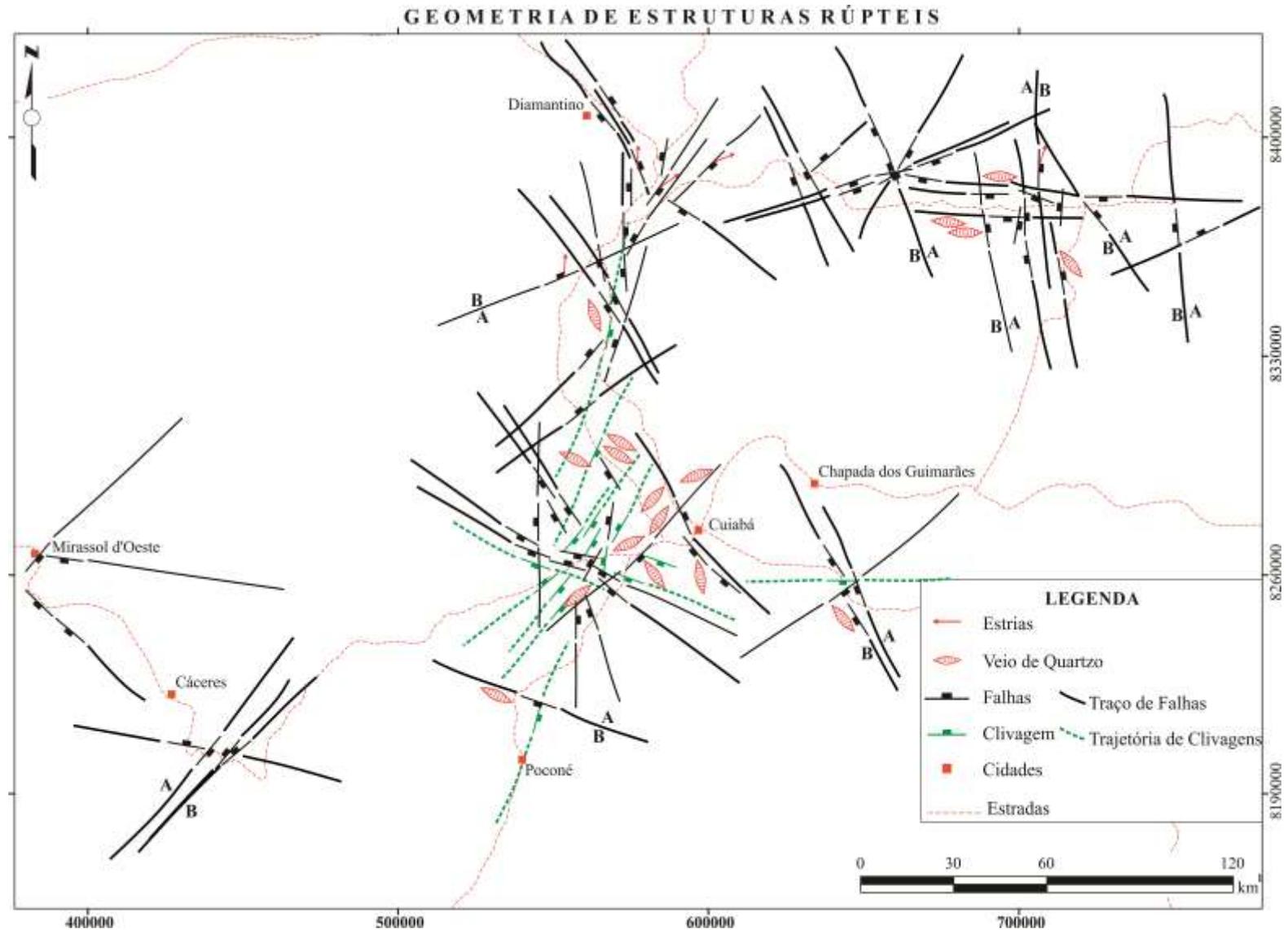


Figura 58: Mapa de estruturas rúpteis observadas na área investigada. Ocorrem falhas normais, fraturas, clivagens rúpteis NE-SW, NW-SE, N-S e E-W subverticais. Estes últimos conjuntos de falhas se destacam, notadamente na porção NE da área de estudo. Veios de quartzo nas rochas metassedimentares e são concordantes ou discordantes à trama foliada, com direções NE-SW, NW-SE, N-S e E-W.



Figura 59: Exemplo de *kink bands* em rocha metapelítica do Grupo Cuiabá, associadas à presença de falhas normais NW-SE subverticais (UTM 592294/8279763).

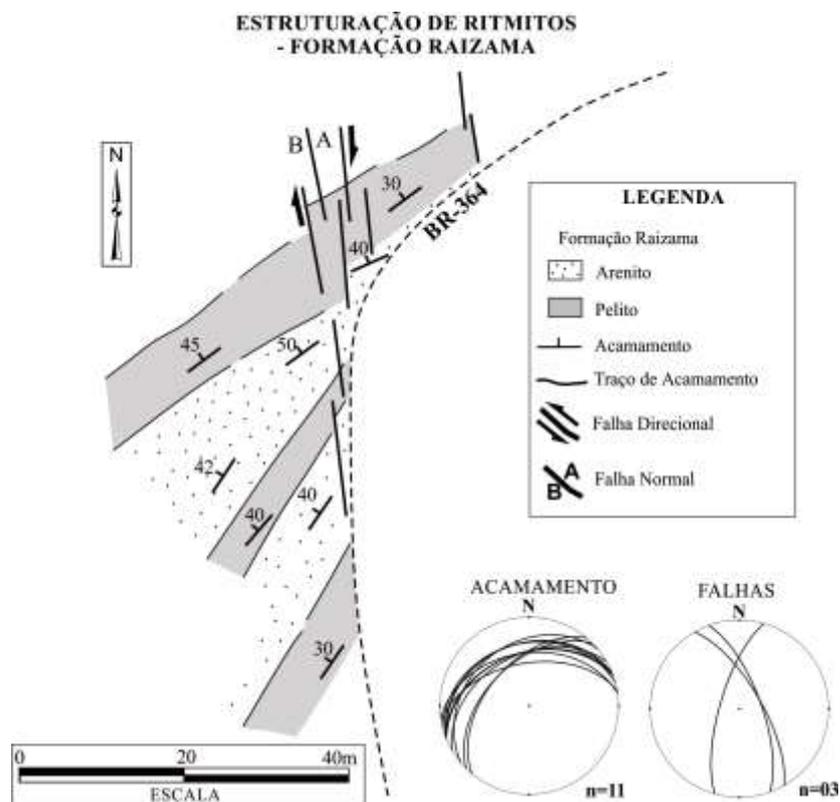


Figura 60: Camadas de arenitos e pelitos pertencentes à Formação Raizama com mergulhos moderados para NE, de direção NE-SW. As camadas são cortadas por zona de falhas NW-SE e NNE-SSW, subverticais com até cerca de 20m de largura.

5.4 DOMÍNIOS ESTRUTURAIIS

Análises geométricas e cinemáticas da deformação nas rochas expostas na Faixa Paraguai Norte se basearam nos métodos discutidos principalmente por Tikoff & Fossen (1999).

As estruturas tectônicas estudadas nas rochas expostas na área investigada foram descritas e organizadas com base em seus arranjos geométricos, cinemáticos e mecânicos, que são elementares para determinação do estilo da deformação ocorrida de acordo com o regime tectônico. Estas estruturas estão heterogeneamente distribuídas nas rochas, resultando em diferentes padrões de assimetrias das tramas tectônicas e de indicadores cinemáticos mesoscópicos e microscópicos.

Em escala quilométrica e mesoscópica, os arranjos de estruturas tectônicas presentes nas rochas aflorantes na Faixa Paraguai Norte podem ser observados através dos padrões das linhas de trajetória de acamamento e de foliação, da posição das lineações de estiramento mineral e das assimetrias de indicadores cinemáticos.

Dois Domínios Estruturais foram estabelecidos com base nos diferentes arranjos geométricos e cinemáticos das estruturas tectônicas expostas nas rochas da Faixa Paraguai Norte: (1) Domínio Estrutural Transpressivo D1 e (2) Domínio Estrutural Transtensivo D2 (Figura 61). Estes Domínios Estruturais possuem histórias evolutivas distintas devido aos diferentes regimes de fluxo de deformação registrados.

Nas rochas presentes no Domínio Estrutural Transpressivo D1, foram analisadas estruturas de níveis crustais dúctil a dúctil-rúptil, enquanto que nas rochas expostas no Domínio Estrutural Transtensivo D2, foram observadas estruturas rúpteis a rúpteis-dúcteis, conforme será descrito a seguir.

O arranjo estrutural presente nas rochas estudadas mostra influência de partição de deformação devido à tendência dos pacotes rochosos de diferentes composições e contrastes mecânicos, a apresentarem comportamentos anisotrópicos, o que contribui para a distribuição heterogênea da deformação.

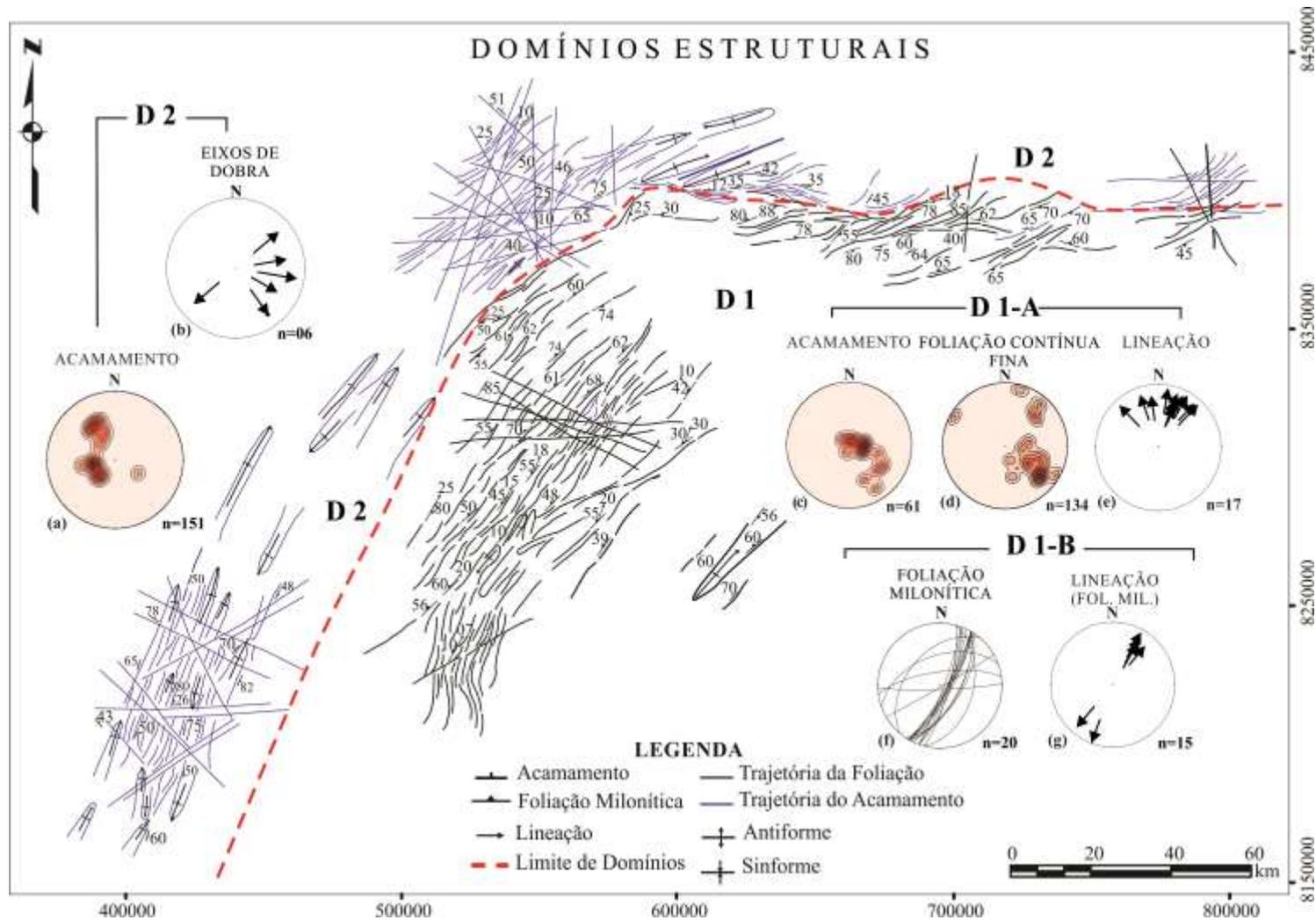


Figura 61: Mapa de Domínios Estruturais (D1 e D2) para a Faixa Paraguai Norte com base em dados de campo em várias escalas. O Domínio Transpressivo (D1), a SE da área, é marcado por estruturas dúcteis, e compreende as fácies de deformação D1-A e D1-B; enquanto que o Domínio Transensivo (D2) exibe trama rúptil, tais como falhas normais associadas a dobras de arrasto rúpteis.

5.4.1 Linhas de trajetória do acamamento

As linhas de trajetórias obtidas por medidas de acamamento, quando observadas em mapa, mostram dois conjuntos de arranjos geométricos distintos distribuídos respectivamente nas partes N e W da área estudada. Estas feições estão apresentadas no mapa de domínios estruturais, no Domínio Estrutural Transtensivo D2 (Figura 61).

As linhas de trajetória de acamamento apresentadas na porção W do mapa de domínios estruturais (Figura 61) desenham dobras assimétricas com eixos de direções NE e SW, e traços retilíneos, levemente ondulados com direções preferenciais NE-SW, ENE-WSW, NW-SE, N-S e E-W.

As linhas de trajetórias de acamamento presentes na porção N do mapa de domínios estruturais (Figura 61) desenham dobras assimétricas, com eixos com direções ENE e WSW, e traços retilíneos anastomóticos com direções NE-SW, ENE-WSW. Estes traços retilíneos desenham arranjos semelhantes a conjugados tipo S-C, assimétricos, com indicação de movimentação dextral e em menor frequência sinistral (Figura 61).

5.4.2 Linhas de trajetória da foliação contínua fina e milonítica

O traçado das linhas de trajetória da foliação contínua fina e da foliação milonítica, apresentadas no mapa de domínios estruturais (Figura 61), em seu domínio D1, foi observado nas rochas do Grupo Cuiabá e mostra dois arranjos principais: o primeiro (1) retilíneo com feições anastomóticas, semelhante à conjugação S-C; e o segundo (2) com dobras assimétricas e do tipo “S” (Figura 61).

As (1) linhas de trajetória retilíneas exibem arranjo anastomótico, dispostas nas porções SE e NE da área estudada. Apresentam direções preferenciais NE-SW, ENE-WSW e E-W, relacionadas às atitudes com ângulos de mergulho moderados a rasos para NW, SE e W. Exibem assimetria semelhante à conjugação S-C, que indicam movimentação com cinemática sinistral (Figura 61).

As (2) linhas de trajetória que desenham dobras apresentam direções NE-SW e ENE-WSW, estão relacionadas a atitudes de foliações com mergulhos moderados a suaves para

NW e SE. São assimétricas, com registro de dobras em “S”, denotando movimentação com cinemática prioritariamente sinistral (Figura 61).

Falhas normais com direções NE-SW e E-W rotacionam e provocam descontinuidades nas linhas de trajetória da foliação, podendo infletir para as direções NW-SE e E-W em muitos casos (Figura 61).

As falhas normais, presentes no contexto da deformação dessas rochas, estão descritas em detalhe no item 5.3.5.

5.4.3 Domínio Estrutural Transpressivo (D1)

O Domínio Transpressivo (D1) está relacionado à deformação dúctil a dúctil-rúptil presentes nas rochas metassedimentares do Grupo Cuiabá expostas na porção SE da área estudada (Figura 61).

Estas rochas estão deformadas por zonas de cisalhamento NE-SW; foliação contínua fina com direção NE-SW com mergulhos suaves para NW e SE; foliação milonítica NE-SW com mergulhos altos para NW e SE; lineações de estiramento mineral com caimentos rasos para NE, N, NW e SE; dobras flexurais moderadamente inclinadas a recumbentes com eixos de caimentos rasos para NE e SW; cavalgamentos dúcteis-rúpteis NE-SW, com mergulhos rasos para NW; bandas de cisalhamento rúpteis-dúcteis tardias; clivagens de crenulação, falhas normais; fraturas/juntas e veios de quartzo. Estas estruturas tectônicas estão descritas nos itens 5.2 e 5.3.

A análise geométrica e cinemática das estruturas foi realizada nas escalas macro, meso e microscópica, tendo sido identificadas duas fácies principais de deformação dúctil, definidas como D1-A e D1-B conforme descritas a seguir:

(1) A fácies de deformação D1-A está impressa nas rochas metassedimentares do Grupo Cuiabá, onde ocorrem zonas de cisalhamento NE-SW, foliação contínua fina NE-SW, subordinadamente lineações de estiramento mineral, dobras flexurais moderadamente inclinadas e recumbentes, cavalgamentos dúcteis-rúpteis, de escalas quilométricas e métricas, com direções NE-SW e ENE-WSW (Figura 61).

A foliação contínua fina, que ocorre nas rochas metassedimentares, possui direção preferencial NE-SW e mergulhos suaves e moderados para NW e SE. Está associada a

lineações de estiramento mineral não penetrativas, com caimentos rasos para NE, N e NW. Estas estruturas mostram *rake* médio (α) entre 50-30° (Figura 62). Este arranjo pode ser interpretado como deformação por transpressão sinistral dominada por cisalhamento simples.

Tanto a foliação contínua fina quanto o acamamento localmente preservado nas rochas metassedimentares do Grupo Cuiabá formam dobras flexurais em arranjos parasíticos. São dobras geralmente paralelas, cilíndricas, com eixos de caimentos rasos para NE e SW, fechadas a apertadas, moderadamente inclinadas a recumbentes, com planos axiais NE-SW com mergulhos moderados a suaves para NW, assimétricas em “S”. Indicam vergência para SE e cinemática sinistral (Figura 61). O rompimento de dobras flexurais, devido à acomodação de *strain*, resulta no desenvolvimento de cavalgamentos dúcteis-rúpteis NE-SW, com mergulhos suaves a moderados para NW, indicativo de vergência para SE.

(2) A fácies de deformação D1-B também está registrada em metapelitos e metarenitos do Grupo Cuiabá. É marcada por zonas de cisalhamento quilométricas a métricas com direções NE-SW e ENE-WSW e com mergulhos altos para NW e SE; foliação milonítica suave a grossa NE-SW com mergulhos entre 55-85° para NW e SE; subordinadamente lineações de estiramento mineral com caimentos rasos para NE e SW, observadas nos planos de foliação milonítica. O *rake* médio (α) para estas estruturas é de cerca de 15° (Figura 62). Esta fácies de deformação pode ser caracterizada por deformação transpressiva sinistral dominada por cisalhamento simples.

Porfiroclastos de quartzo, feldspato e fragmentos líticos, e dobras assimétricas observadas nas rochas são indicadores cinemáticos mesoscópicos fracamente assimétricos, com cinemática sinistral.

Em escala de afloramento, ainda no Domínio Estrutural Transpressivo (D1) ocorrem bandas de cisalhamento dúcteis-rúpteis NE-SW, que cortam a trama foliada pretérita, indicando deformação tardia por transcorrência destal (Figura 47).

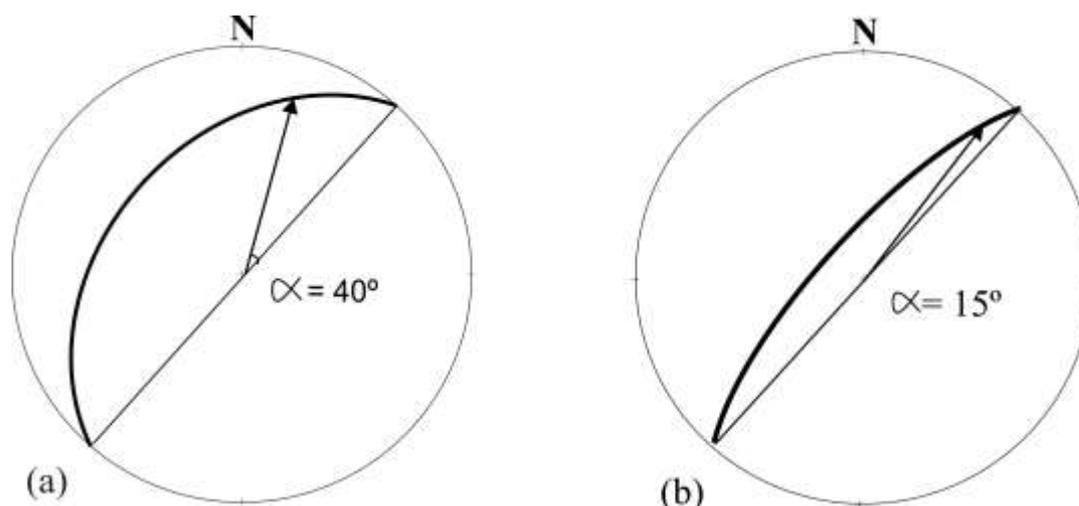


Figura 62: (a) Estereograma com plano médio de foliação contínua fina com direção NE-SW, com mergulho moderado para NW, associada à lineação média com caimento moderado para NE. O *rake* médio (α) de aproximadamente 40° , sugere deformação por encurtamento oblíquo sinistral (transpressão) referente à fácies D1-A; (b) estereograma com plano médio de foliação milonítica NE-SW com mergulho alto para NW, e lineação média de caimento suave para NE. O *rake* médio (α) de 15° indica deformação transpressiva sinistral dominada por cisalhamento simples referente à fácies D1-B.

5.4.4 Domínio Estrutural Transtensivo D2

Estruturas de nível crustal rúptil a rúptil-dúctil, tais como dobras rúpteis de arrasto, falhas normais, *kink band*, fraturas/juntas, e foliação cataclástica, observadas em escala regional e métrica, são as principais responsáveis pela deformação nas rochas sedimentares da Formação Puga, Grupo Araras e Grupo Alto Paraguai. Estas estruturas estão organizadas no Domínio Estrutural Transtensivo D2 (Figura 61).

Dois conjuntos principais de falhas normais, com direções NE-SW, NW-SE, N-S e E-W (Figura 48a), estão presentes nas rochas da Faixa Paraguai Norte (Figura 57): (1) falhas normais associadas às dobras de arrasto rúpteis de caráter transtensivo e (2) falhas normais associadas à instalação de grábens pós-paleozóicos.

(1) Os conjuntos de falhas normais responsáveis pela geração de dobras de arrasto rúpteis cortam todas as rochas aflorantes na área de estudo e se mostram em feixes retilíneos com direções (I) NE-SW; (II) NW-SE; e (III) E-W (Figura 57). Estes principais conjuntos serão destacados abaixo.

- (I) Falhas normais NE-SW com mergulhos altos para NW e SE a subverticais, com estrias oblíquas, com caimentos rasos a moderados para SW, que indicam localmente deformação por transtensão com cinemática dextral;
- (II) As falhas normais NW-SE com mergulhos altos para SE a subverticais, possuem estrias com caimento raso para NW, com *rake* médio de 10°, que sugere deformação dominada por transtensão dextral onde o bloco SE desce relativamente. Estas zonas de falhas estão associadas à presença de foliação cataclástica e rotacionam de modo tardio o acamamento e a trama foliada pretérita;
- (III) Falhas normais E-W com mergulhos altos para S e subverticais, apresentam estrias de caimentos suaves para E.

As dobras rúpteis de arrasto relacionadas à ação das falhas normais apresentam eixos com caimentos rasos para NE, SW e SE e planos axiais NE-SW e NW-SE. São dobras inclinadas a verticais, assimétricas, com geometria em “Z”, indicativas de movimentação dextral. Estas dobras apresentam vergências variáveis para SW e SE sem indicação de sentido único de transporte tectônico, diferentemente das dobras flexurais que ocorrem nas rochas metassedimentares expostas no Domínio Estrutural D1, que têm vergência de NW para SE, como foi anteriormente descrito no item 5.4.3.

(2) Falhas normais relacionadas ao estabelecimento de grábens pós-paleozóicos mostram direções NW-SE, E-W e N-S (Figura 48a). Estão presentes em praticamente todas as rochas aflorantes na área estudada (Figura 57).

Falhas normais de direção N-S estão presentes em todas as rochas aflorantes na região estudada, com destaque para a ocorrência nas rochas sedimentares onde estas falhas mostram mergulhos altos para E e W e subverticais.

Na porção Sul da área investigada, as falhas estão associadas à foliação cataclástica (48e), presente nas rochas da Formação Puga e nas rochas do Granito São Vicente. Estas falhas mostram estrias *down dip* e oblíquas com caimentos suaves para o quadrante N, sugerindo deformação por transtensão dextral, com descida do bloco E.

Juntas ou fraturas ocorrem distribuídas em todas as rochas da Faixa Paraguai Norte. Correspondem, em mapa, a traços retilíneos com espaçamentos centimétricos a decamétricos entre si. Possuem direções principais NE-SW, NW-SE e, com menor frequência N-S e E-W.

Fraturas de direção NE-SW têm mergulhos altos para SE e subverticais. Ocorrem com frequência em arenitos da Formação Raizama e dolomitos da Formação Serra do Quilombo (Grupo Araras), expostos nas porções SW e N da área estudada.

Fraturas e juntas de direção NW-SE apresentam mergulhos altos para NE e SW, e são geralmente subverticais. Ocorre frequentemente em arenitos da Formação Raizama e no Granito São Vicente, associadas à foliação cataclástica (48e).

Fraturas de direção N-S são subverticais ou em menor frequência, apresentam mergulhos altos para E e W. Ocorrem em todas as rochas expostas na área, com destaque para os calcários calcíticos da Formação Guia e dolomitos com brechas da Formação Serra do Quilombo.

Veios de quartzo tabulares, de larguras milimétricas a decamétricas e comprimentos centimétricos são restritos às rochas metassedimentares do Grupo Cuiabá. Os veios de quartzo podem ser organizados em: (1) subconcordantes/concordantes; e (2) discordantes à trama foliada prévia.

(1) Veios de quartzo subconcordantes/concordantes à trama foliada descrita no Domínio Estrutural D1, apresentam direção principal NE-SW, com mergulhos moderados para NW e subverticais.

(2) Veios de quartzo discordantes à foliação apresentam direções preferenciais NW-SE, E-W e N-S. Os veios NW-SE, N-S e E-W são os mais expressivos na área de estudo. Têm mergulhos altos para SW e médios para NE, e localmente podem ser subverticais. Mostram larguras centimétricas a milimétricas e comprimentos centimétricos. Em zonas de contatos litológicos, os veios de quartzo exibem ramificações em feixes de vênulas com larguras milimétricas.

Os veios de quartzo observados podem apresentar origens relacionadas à fase de colapso pós-colisional e/ou associados a eventos distensivos tardios em relação à colisão responsável pelo desenvolvimento da trama foliada prévia, preenchendo fraturas de tensão “T”, tardias em regime rúptil.

5.5 HISTÓRIA DEFORMACIONAL

Os eventos geológicos responsáveis pela deformação e organização estratigráfica das rochas expostas na Faixa Paraguai Norte serão apresentados a seguir tomando como base os dados obtidos em campo, complementados pelas informações disponíveis no Capítulo 2.

A história deformacional alcançada é baseada na descrição dos dois domínios deformacionais, individualizados na região estudada. Entende-se que a tectônica foi responsável pela reorganização espacial das rochas a partir do quadro deformacional estabelecido.

5.5.1 A deformação das rochas do Domínio Transpressivo D1

No decorrer da fragmentação litosférica do *Supercontinente Rodínia*, notadamente durante o período Toniano (aprox. 1,0 Ga.) rochas do Grupo Cuiabá que compreendem depósitos siliciclásticos de leques submarinos e fluxos turbidíticos em ambiente profundo de talude, estabeleceram-se em bacia marinha profunda (Tokashiki e Saes 2008).

As colisões associadas aos estágios finais do Ciclo Brasileiro (620 Ma.), resultaram na formação do Supercontinente *Gondwana Oeste* (Alvarenga et al. 2012; Cordani et al. 2013) e estiveram relacionadas à inversão tectônica com deformação em nível crustal dúctil com geração de zonas de cisalhamento com forte caráter transcorrente sinistral destas bacias (Strieder e Suíta 1999).

As rochas do Grupo Cuiabá, como se observam hoje expostas, foram submetidas a metamorfismo regional de fácies xisto verde baixo, e deformação dúctil a dúctil-rúptil, com geração de zonas de cisalhamento caracterizadas por foliação contínua fina e foliação milonítica suave e grossa com direção NE-SW, com faixas de tectonitos com lineações de estiramento com caimentos rasos para NE, N, NW e SW. Localmente o acamamento foi preservado, assim, formaram-se dobras juntamente com a foliação. As dobras são moderadamente inclinadas a recumbentes com eixos de caimentos rasos para NE e SW e cavalgamentos dúcteis-rúpteis NE-SW quilométricos, fazendo parte do Domínio Estrutural Transpressivo D1, cartografado na Figura 61.

O Domínio Estrutural Transpressivo D1, com base na análise geométrica e cinemática das estruturas tectônicas foi individualizado em duas fácies de deformação principais: (1) Fácies D1-A caracterizada por transpressão com fluxo dominado por cinemática oblíqua sinistral, acompanhando as rochas metassedimentares com foliação contínua fina NE-SW, com mergulhos suaves para NW e SE, com lineações de estiramento mineral com caimentos suaves para NE, N e NW, com *rake* médio de 40°, dobras flexurais moderadamente inclinadas a recumbentes, assimétricas, com forma em “S” acompanhadas por cavalgamentos dúcteis-rúpteis NE-SW com mergulhos moderados a suaves para NW. Todas as estruturas têm vergência de NW para SE, sugestivas de terem sido formadas sob transpressão sinistral discretamente dominada por cisalhamento simples (Figura 63).

A fácies de deformação D1-B observada nas rochas metassedimentares do Grupo Cuiabá, caracteriza-se por foliação milonítica suave a grossa de direção NE-SW, associada com lineação de estiramento mineral de caimentos suaves para NE e SW. A relação entre plano de foliação milonítica/lineação de estiramento mineral indica *rake* médio em torno de 15°. A foliação milonítica tem alto ângulo de mergulho e arranjo geométrico semelhante à conjugação S-C. A posição e assimetria das estruturas indicam vergência tectônica de NW para SE e sugere deformação dominada por fluxo transpressivo sinistral dominado por cisalhamento simples (Figura 63).

A presença das fácies de deformação D1-A e D1-B, sugeridas para o contexto geométrico, cinemático e mecânico, observados, reflete a distribuição de deformação particionada, heterogênea do ponto de vista reológico nas rochas metassedimentares do Grupo Cuiabá.

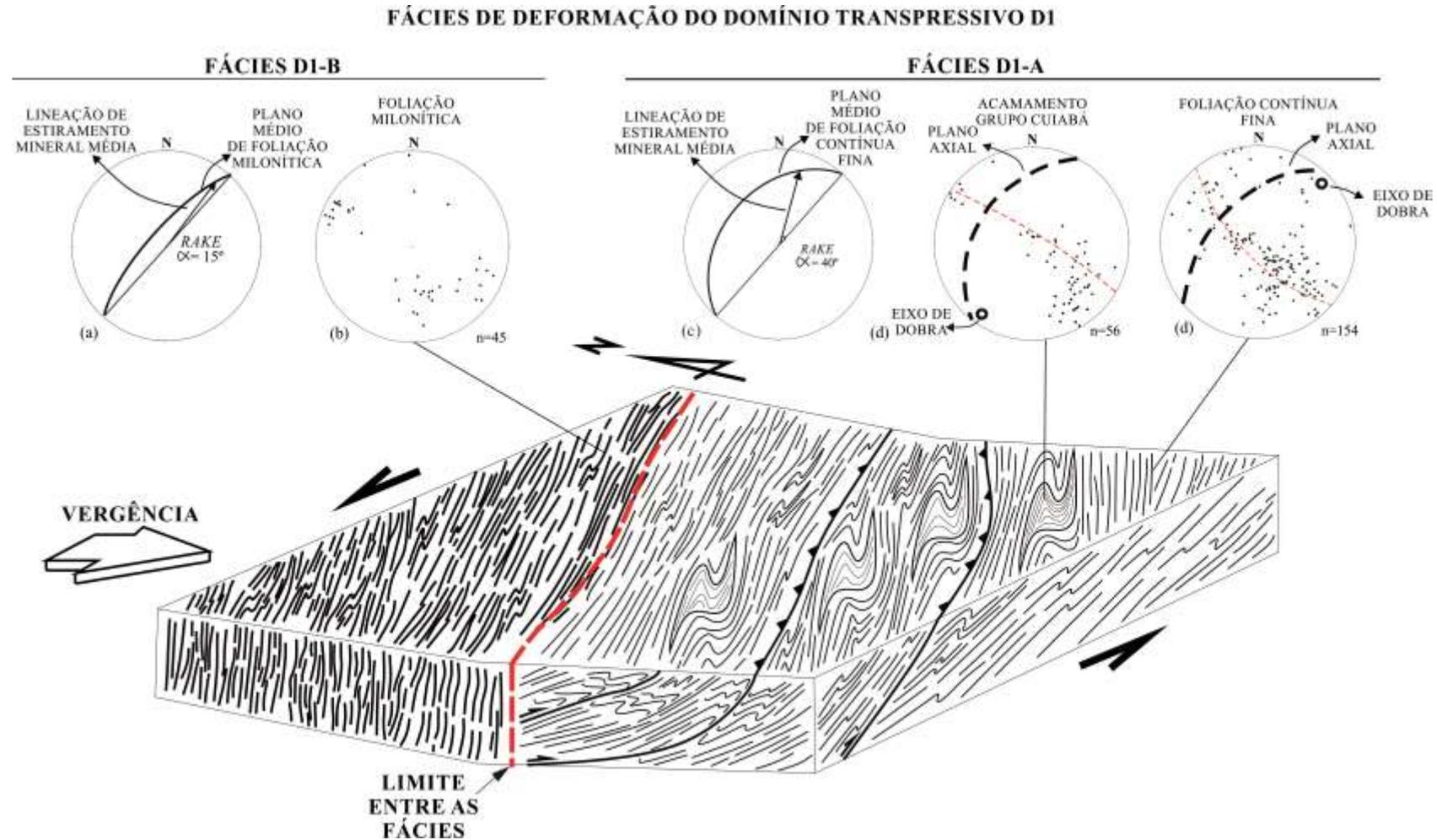


Figura 63: Modelo para o Domínio Estrutural Transpressivo D1, caracterizado por transpressão particionada sinistral com duas fácies de deformação: D1-A a sul, apresenta (d) acamamento preservado e (e) foliação contínua fina, dobrados paralelamente com eixos com caimentos rasos para NE e SW com (c) *rake* médio 40° para planos de foliação contínua fina e lineação de estiramento mineral médios; D1-B a norte é marcada por (b) foliação milonítica, que associada à lineação de estiramento mineral forma (a) *rake* médio de 15° . Todas as estruturas mostram vergência tectônica de NW para SE e são indicativas de transpressão sinistral dominada por cisalhamento simples.

5.5.2 A deformação das rochas do Domínio Transtensivo D2

O Domínio Transtensivo D2 corresponde às rochas expostas nas porções oeste e norte da área investigada (Figura 61). Compreende as estruturas presentes nas rochas sedimentares da Formação Puga, Grupo Araras e Grupo Alto Paraguai deformadas em regime rúptil a rúptil-dúctil.

As rochas sedimentares estão deformadas por falhas normais NE-SW, NW-SE e E-W, subverticais, que estão associadas à geração de dobras forçadas (rúpteis), quilométricas e métricas. Estas dobras têm eixos de caimentos rasos a moderados para NNE, SE e SW, são inclinadas a verticais, assimétricas em “Z”, indicando movimentação dextral. Apresentam vergências de NE para SW e de NW para SE (vergências tectônicas variáveis).

A geometria das dobras presentes nas rochas sedimentares que ocorrem nas porções N e W da área de estudo é diferente do padrão geométrico descrito nas dobras flexurais que ocorrem nas rochas metassedimentares, expostas no Domínio Transpressivo D1, pois estas apresentam vergência tectônica de NW para SE, indicando controle tectônico da deformação.

Os conjuntos de dobras presentes nas rochas metassedimentares e nas rochas sedimentares provavelmente não foram gerados em um mesmo pulso tectônico como tem sido descrito na literatura (a exemplo de Almeida 1984; Alvarenga e Trompette 1993; e McGee et al. 2015).

Os veios de quartzo estão encaixados somente em rochas do Grupo Cuiabá e são associados a eventos de colapso pós-colisional e/ou episódios extensionais regionais, tardios à trama foliada, exposta nas rochas metassedimentares descritas do Domínio Transpressivo D1. Ocorrem veios de quartzo subconcordantes/discordantes de direção NE-SW e veios de quartzo discordantes com direção preferencial NW-SW, e em menores frequências NE-SW, N-S e E-W, possivelmente associados a fraturas tardias “T” preenchidas.

Reativações transtensivas de estruturas antigas tardias ao estabelecimento da trama foliada dúctil (D1) podem estar relacionados ao estabelecimento de bacias sedimentares de grábens pós-paleozóicos. Todas as rochas expostas na Faixa Paraguai Norte estão deformadas por falhas normais de direção NW-SE, N-S e E-W; nas rochas metassedimentares do Grupo Cuiabá ocorrem estruturas rúpteis a rúpteis-dúcteis, a exemplo de clivagem de crenulação

tardia, assimétrica com cinemática dextral, além de veios de quartzo tardios. Nas rochas sedimentares, estão registrados *kink bands* e foliação cataclástica.

Estas estruturas, em conjunto, sugerem que a deformação nas rochas sedimentares, dispostas discordantemente sobre as rochas metassedimentares do Grupo Cuiabá, foram submetidas a um regime tectônico dominado por fluxo dútil transtensivo dominado por cisalhamento puro.

CAPÍTULO 6

6. EVOLUÇÃO TECTÔNICA E ESTRATIGRÁFICA

6.1. INSTALAÇÃO E INVERSÃO DA BACIA DO GRUPO CUIABÁ E ESTABELECIMENTO DA FAIXA PARAGUAI - TONIANO A CRIOGENIANO (1,0 Ga. - 640 Ma.)

A Faixa Paraguai Norte tem sua evolução associada aos estágios finais da Orogenia Brasileira (940-620 Ma.) marcada por eventos tectonotermiais relacionados à colisão entre os blocos Amazônico, São Francisco e Rio de *La Plata* para a composição do *Supercontinente Gondwana Oeste* (Almeida 1984; Cordani et al. 2009, 2013).

Classicamente o conceito de Faixa Paraguai tem sido atrelado às rochas metassedimentares do Grupo Cuiabá e às rochas sedimentares da Formação Puga, grupos Araras e Alto Paraguai. Com base nos estudos aqui apresentados, admite-se que as rochas do Grupo Cuiabá são as únicas representantes do Orógeno Brasileiro.

O Grupo Cuiabá de idade neoproterozoica é a unidade mais antiga da Faixa Paraguai Norte e tem sido atribuído a um ambiente glácio-marinho profundo (Alvarenga et al. 1992; Tokashiki e Saes 2008). A ocorrência de bacias sedimentares profundas com talude é indicada pela ocorrência de sistemas de leques submarinos associados a canais e depósitos de turbiditos. Este quadro é relacionado a eventos extensionais ocorridos no contexto da fragmentação litosférica do *Supercontinente Rodínia* (Figura 64-I) a partir do estabelecimento de sistemas de *rifts*, que resultaram na formação de bacias oceânicas em mares paleoproterozóicos, há cerca de 1,0 Ga. (Dalziel 1992; Tokashiki e Saes op. cit.).

A sucessão do Grupo Cuiabá compreende filitos e arenitos muito finos alternados localmente com paraconglomerados/diamictitos com seixos de diversos tipos de rocha que podem ser compatíveis com ambientes glácio-marinhos. Entretanto, a influência glacial em ambientes profundos é nitidamente relacionada a uma fase de degelo, onde *icebergs* poderiam lançar detritos nas porções profundas da bacia (Alvarenga et al. op. cit.). Não há evidências para indicar processos glaciais com exceção dos diamictitos, os quais também podem ocorrer em inúmeros ambientes deposicionais. Desta forma, são aqui considerados como produto da migração de canais de leques submarinos. Além disso, a intensa deformação dúctil-rúptil observada nestas rochas dificulta a reconstituição de estruturas primárias.

As porções mais proximais desta bacia foram completamente erodidas e somente as porções mais profundas com depósitos de leques submarinos foram preservadas.

A bacia do Grupo Cuiabá foi submetida à inversão tectônica (Figura 64-II) devido aos esforços de colisão progressiva que geraram metamorfismo e instalação de zonas de cisalhamento dúctil NE-SW, quilométricas, ligados aos eventos do Ciclo Brasileiro do final do Criogeniano (Alvarenga et al. 2012; Cordani et al. 2013). As rochas metassedimentares apresentam paragênese composta por quartzo, plagioclásio, muscovita, fengita e biotita, indicativos de protólito pelítico equivalente à fácies xisto verde de grau baixo.

Essas rochas metassedimentares registram deformação tectônica caracterizada por tramas de nível crustal dúctil a dúctil-rúptil individualizadas no Domínio Estrutural Transpressivo D1 com duas fácies de deformação denominadas D1-A e D1-B: 1) a fácies de deformação D1-A se caracteriza pela presença de foliação contínua fina e de lineações de estiramento mineral, *rake* médio de 40°, além de dobras flexurais, moderadamente inclinadas a recumbentes, assimétricas em “S”, cavalgamentos dúcteis-rúpteis e bandas de cisalhamentos dúcteis-rúpteis transcorrentes destrais tardias; e 2) a fácies de deformação D1-B é marcada pela presença de foliação milonítica suave a grossa, com lineação de estiramento mineral, com *rake* médio de 15°.

As fácies de deformação D1-A e D1-B, presentes no Domínio Estrutural Transpressivo D1, indicam que a deformação foi gerada sob fluxo transpressivo sinistral particionado dominado por cisalhamento simples, onde as estruturas indicam vergência tectônica de NW para SE (item 5.5.1, Figura 63). Essa deformação de caráter transpressivo sinistral é compatível com o quadro colisional existente no final do Ciclo Brasileiro, considerado aqui como encerrado por volta de 640 Ma, levando-se em consideração as idades para a Formação Puga (635 Ma) e da base do Grupo Araras (627±32 Ma., 622±33 Ma.; Babinski et al. 2006; e Romero et al. 2013).

Na porção NE da região investigada são descritos diques ultramáficos intrusivos nas rochas do Grupo Cuiabá, indicativo de um episódio distensivo em 600 Ma. (De Min et al. 2013). Estes diques podem ser interpretados como indicadores de idade mínima para o metamorfismo das rochas metassedimentares do Grupo Cuiabá, e representam um evento ligado ao Ediacarano que ainda precisa ser investigado.

Episódios extensionais tardios ao estabelecimento da trama dúctil no Grupo Cuiabá são indicados pela presença de veios de quartzo relacionados a fluidos metamórficos residuais que se encaixaram tardiamente em zonas de dilatação e fraturas de tensão “T” tardias.

6.2. INSTALAÇÃO DE BACIAS INTRACRATÔNICAS - EDIACARANO (635 MA -541 Ma)

As propostas iniciais sobre a natureza deposicional das coberturas sedimentares da Faixa Paraguai Norte indicaram o contexto de bacia *foreland*, originada por ajustes isostáticos na borda interna do Orógeno Brasileiro (Almeida 1984; Alvarenga e Trompette 1993; Bandeira et al. 2013; e McGee et al 2015). Neste contexto a deformação em regime colisional gerada pela propagação de esforços tectônicos provenientes do cinturão de cavalgamentos adjacente, teria envolvido todas as rochas, desde o Grupo Cuiabá, Formação Puga e grupos Araras e Alto Paraguai, dando origem a Faixa Paraguai (Alvarenga e Trompette op. cit.).

É importante salientar que rochas depositadas em bacias flexurais *foreland* exibem sedimentos com alto grau de imaturidade textural, devido à proximidade da área-fonte, e são progressivamente deformadas por esforços tectônicos originados do cinturão colisional adjacente, resultando na presença de feições tais como dobras, cavalgamentos e clivagens (cf. DeCelles et al. 2002). Além disso, as sucessões associadas a estas bacias, em sistemas colisionais proterozóicos, estão hoje parcialmente erodidas ou ausentes, a exemplo dos Apalaches, que expõe apenas a raiz do orógeno (Allen 1986).

A avaliação tectônica e estratigráfica apresentada nesta dissertação sugere que apenas as rochas do Grupo Cuiabá foram envolvidas na Orogenia Brasileira, que foram parcialmente erodidas por soerguimento e posteriormente submetidas a ajustes isostáticos que resultaram em subsidência com desenvolvimento de uma bacia fora do contexto colisional.

As sucessões sedimentares observadas em campo referentes a esta bacia se apresentam preservadas tanto em espessura quanto em extensão. As rochas das unidades siliciclásticas do Grupo Alto Paraguai exibem alto grau de maturidade e são atribuídas a ambientes de plataformas extensas sem a presença de talude e assoalho de bacia, em contextos fluviais distais e costeiros associados a processos de maré e onda, não compatíveis com uma sedimentação de bacia *foreland* (Bandeira et al. op. cit.).

Considera-se, portanto, a instalação de bacias intracratônicas de margem passiva (Figura 64-III) na porção SE do Craton Amazônico, no início do Ediacarano, sob influência da glaciação Marinoana (635 Ma), em plataformas carbonáticas que evoluíram para plataformas siliciclásticas com influência de ondas, maré e tempestades.

A bacia intracratônica, onde se acomodaram as coberturas sedimentares da Formação Puga, Grupo Araras e Grupo Alto Paraguai, foi deformada posteriormente em episódios de reativações distensivas (Figura 64IV).

Essas rochas sedimentares exibem deformação tectônica heterogeneamente distribuída sob a forma de dobras de arrasto rúpteis inclinadas a verticais, assimétricas em “Z”, geradas por falhas normais, além de *kink bands*, e desenvolvimento de foliação cataclástica. Tais estruturas foram agrupadas no Domínio Estrutural Transtensivo D2 (Capítulo 5; item 5.4.4; Figura 61), onde a deformação está relacionada a fluxo rúptil transtensivo dominado por cisalhamento puro, localmente com cinemática destal (cisalhamento simples).

6.3. REATIVAÇÃO TRANSTENSIVA E GRANITOGÊNESE – CAMBRIANO/ORDOVICIANO

Dados paleomagnéticos e geocronológicos apresentados por Trindade et al. (2006), Tohver et al. (2010), e McGee et al. (2015) sugerem que a Orogenia Brasileira teria se estendido até o limite Cambriano/Ordoviciano.

Nesta dissertação sugere-se que estas idades estão relacionadas a reativações tardias de caráter distensivo responsáveis pela geração de trama rúptil observada em todas as rochas aflorantes na Faixa Paraguai Norte, possivelmente relativas ao estabelecimento das bacias fanerozóicas como a do Paraná e Parecis. Da mesma forma, a idade de remagnetização de 528 Ma. (Tohver et al. op. cit.) obtidas para as rochas da Formação Mirassol d’Oeste, na base do Grupo Araras, representa um registro de eventos tectonotermiais cambrianos, que pode ser indicativo da intrusão do Granito São Vicente (518 Ma.), bem como, a instalação das bacias fanerozóicas (Figura 64IV).

Os arcóseos, siltitos e folhelhos de cor vermelha, maciços a finamente estratificados da Formação Diamantino, expostos na porção NW da área de estudo, correspondem a ambiente lacustre com migração de lobos deltaicos (Bandeira et al. 2012). Estas rochas apresentam

idades de proveniência máximas cambrianas de 541 Ma (Bandeira 2012; McGee et al. 2015), e são considerados aqui como registro das bacias paleozóicas adjacentes (Parecis?).

6.4 EPISÓDIOS DISTENSIVOS MESOZÓICOS

Dados apresentados por Martinelli (1998) indicam que no Mesozóico, as rochas que compõem a Faixa Paraguai e as suas coberturas sedimentares foram afetadas por deformações rúpteis tardias com falhas normais ENE-WSW transcorrentes destrais. Possivelmente este evento esteve relacionado à tectônica de abertura do Oceano Atlântico.

Este evento é registrado através da intrusão de basaltos da Formação Tapirapuã (197 Ma.; Montes-Lauar 1994), expostos na porção NW da área de estudo. Essas rochas são geoquimicamente compatíveis aos derrames da Formação Serra Geral da Bacia do Paraná (Barros et al. 2007), portanto representam um dos últimos episódios tectono-sedimentares mais importantes registrados na região investigada, deformando tardiamente tanto as rochas da Faixa Paraguai Norte quanto as suas coberturas sedimentares ediacaranas/cambrianas. Tal deformação é relacionada a nível crustal rúptil e pode ser ligada à instalação de grábens pós-paleozóicos (Figura 64V).

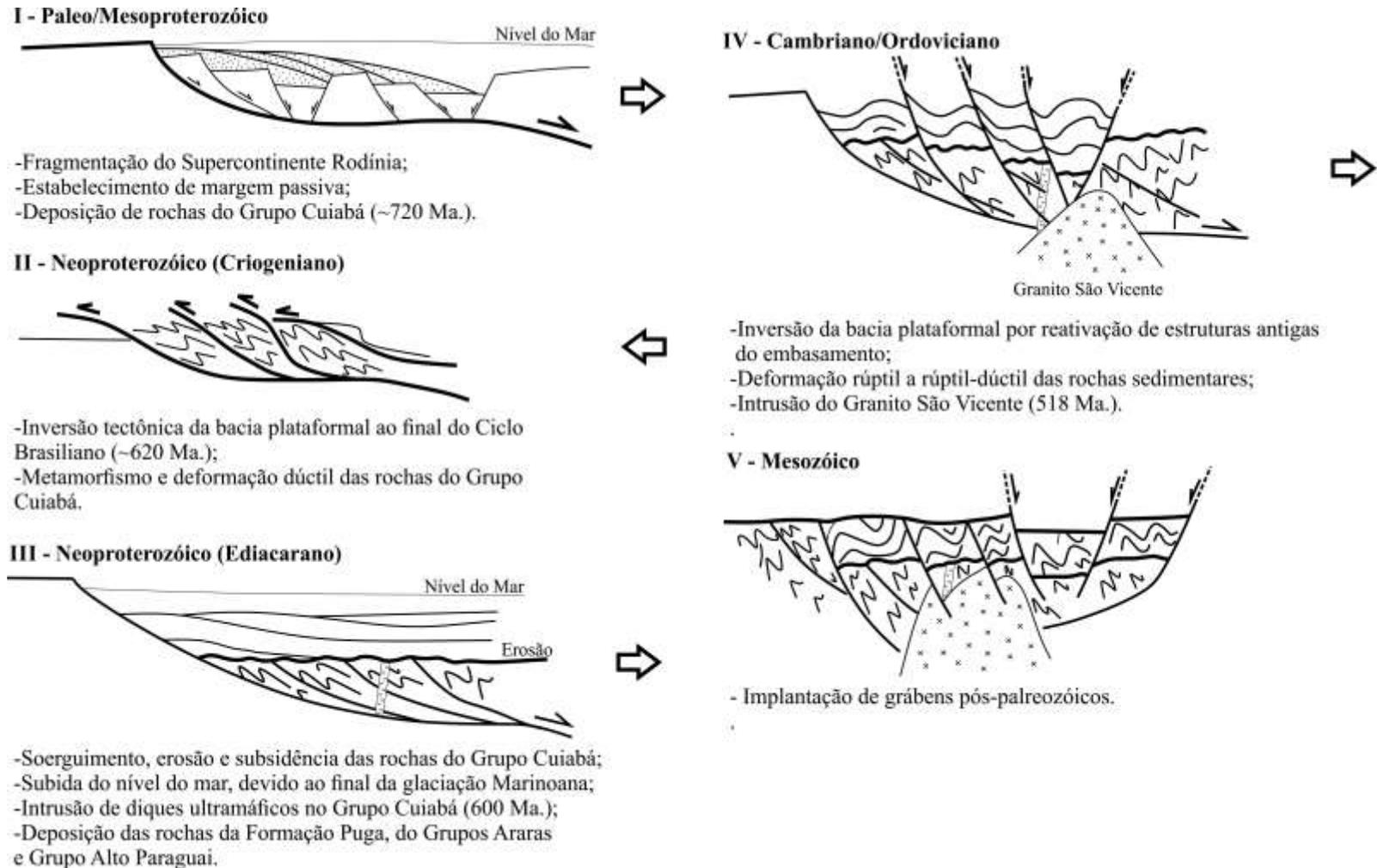


Figura 64: Modelo evolutivo marcado por cinco episódios tectônicos principais: (I) fragmentação do *Supercontinente Rodínia* e estabelecimento de bacia oceânica relacionadas ao Grupo Cuiabá; (II) inversão tectônica da bacia por esforços colisionais relacionado ao final do Ciclo Brasileiro (620 Ma.), que resultaram no metamorfismo e deformação dúctil das rochas do Grupo Cuiabá; (III) soerguimento, subsidência e erosão das rochas do Grupo Cuiabá, seguido de formação de bacia plataformal em regime distensivo; (IV) reativação transtensiva de estruturas antigas do embasamento, acompanhada de deformação rúptil das rochas sedimentares e intrusão do Granito São Vicente (518 Ma.); e (V) estabelecimento de grábens pós-palaeozóicos que afetaram todas as rochas da Faixa Paraguai.

CAPÍTULO 7

7. CONCLUSÕES E DISCUSSÕES FINAIS

A partir dos dados e discussões alcançados no desenvolvimento deste estudo serão relacionados a seguir pontos conclusivos relevantes acerca da organização tectônica e estratigráfica das rochas expostas na Faixa Paraguai Norte:

- A Faixa Paraguai Norte é um segmento tectônico localizado na porção SE do Cráton Amazônico que tem sua história evolutiva relacionada aos estágios finais do Ciclo Brasileiro (~620 Ma.) quando se deu a colisão entre os crátons Amazônico, São Francisco e Rio de *La Plata* para composição do *Supercontinente Gondwana Oeste*. Este episódio deu origem a um cinturão com rochas metassedimentares deformadas por zonas de cisalhamento;
- A fragmentação litosférica do *Supercontinente Rodínia* ocorreu através da instalação de sistemas de *rifts* que evoluíram para bacias marinhas com registro de talude em margens passivas de mares paleoproterozóicos;
- As rochas precursoras do Grupo Cuiabá correspondem a sucessões de rochas siliciclásticas depositadas por leques submarinos com canais e depósitos de turbiditos em ambiente com zonas profundas com talude;
- Os eventos colisionais ocorridos ao final da Orogênese Brasileira (620 Ma.) promoveram inversão tectônica responsável por metamorfismo regional e deformação de nível crustal profundo a intermediário, conduzida por zonas de cisalhamento dúcteis em rochas do Grupo Cuiabá;
- As rochas do Grupo Cuiabá compreendem, pelo menos em parte, metapelitos, metarenitos, metaconglomerados, filitos e metadiamicritos. Estas rochas, na área investigada, apresentam paragênese metamórfica composta predominantemente por minerais aluminossilicáticos, indicativos de protólitos pelíticos, submetidos a baixas pressões e temperaturas, tendo a biotita como principal marcadora de fácies xisto verde de grau baixo;
- As idades para o metamorfismo das rochas do Grupo Cuiabá obtidas por razões K/Ar, Ar/Ar e Rb/Sr variam entre o Ediacarano e o Cambriano (Almeida 1968; Almeida e Mantovani 1975; Geraldès et al. 2008; e Tohver et al. 2010). Os registros de idades cambrianas em minerais metamórficos podem representar reaberturas de sistemas minerais por influência de

eventos tectonotermiais tardios ao Ciclo Brasileiro, a exemplo da intrusão granítica São Vicente ou reativações transtensivas de estruturas antigas;

A deformação das rochas metassedimentares do Grupo Cuiabá examinadas, deve-se a presença de zonas de cisalhamento quilométricas dúcteis a dúcteis-rúpteis, com direção NE-SW, e com registro de partição de *strain*, definido por duas fácies de deformação identificadas como D1-A e D1-B, agrupados no Domínio Estrutural Transpressivo D1:

- A fácies de deformação D1-A é marcada pela presença de foliação contínua fina NE-SW, acompanhada pela lineação de estiramento mineral com caimentos rasos para N, NE e NW, com *rake* médio de 40°, além de dobras flexurais moderadamente inclinadas a recumbentes, assimétricas em “S”, com planos axiais NE-SW, mergulhos moderados a suaves para NW, e cavalgamentos dúcteis-rúpteis de direção NE-SW;
- A fácies de deformação D1-B é marcada pela presença de foliação milonítica suave a grossa com direção também NE-SW e mergulhos altos para NW e SE, acompanhada de discreta lineação de estiramento mineral, com *rake* médio de 10°;
- Tanto o acamamento quanto a foliação contínua fina nas rochas metassedimentares, presentes na fácies D1-A estão dobrados com geometria cilíndrica, com dobras paralela, com eixos de caimentos rasos para NE e SW, planos axiais NE-SW, com mergulhos moderados a suaves para NW, representando dobras moderadamente inclinadas a recumbentes, assimétricas em “S”, com arrasto sinistral e vergência tectônica de NW para SE;
- Veios e vênulas de quartzo estão presentes somente nas rochas do Grupo Cuiabá. Resultam do preenchimento de fraturas de tensão tardias “T” e podem indicar o momento de colapso colisional e/ou a ocorrência de eventos distensivos posteriores ao estabelecimento da trama foliada pretérita;
- A deformação no Domínio Estrutural Transpressivo D1, que representa as rochas do Grupo Cuiabá, exhibe estruturas geradas sob fluxo transpressivo particionado, dominado por cisalhamento simples com cinemática sinistral. Todas as estruturas têm vergência tectônica de NW para SE.

- Após o Ciclo Brasileiro, as rochas Grupo Cuiabá, que compõem o Orógeno Brasileiro, passaram por soerguimento e erosão de seus maiores domínios adjacentes, incluindo a possível bacia *foreland*, ocasionando exposição de parte da raiz do Orógeno Brasileiro formado na colisão. Após a erosão da parte soerguida do orógeno, as rochas do Grupo Cuiabá já deformadas e parcialmente erodidas, estiveram sob regime extensional, embasando uma bacia neoproterozóica (Ediacarano) do tipo intracratônica glácio-marinha onde foram depositadas as rochas sedimentares da Formação Puga, Grupo Araras e Grupo Alto Paraguai:

- Na base da bacia, a Formação Puga está exposta nas porções W e NE da área investigada. Corresponde a diamictitos maciços a fracamente laminados com matriz areno-argilosa, suportando clastos facetados de fragmentos de rochas estriados e fraturados, relacionados a um ambiente plataformal influenciado pelo final da Glaciação Marinoana, ocorrida há cerca de 635 Ma. (Kirschink 1992; Hoffman e Schrag 2002);
- As rochas sotopostas do Grupo Araras correspondem às formações (1) Mirassol d'Oeste, com dolomitos rosados de capa carbonática; (2) Guia, representada por calcários calcíticos; (3) Serra do Quilombo, composta por dolomitos finos brechados; e (4) Nobres, representada por dolomitos e arenitos finos;
- As rochas do Grupo Araras são diagnósticas de ambiente plataformal moderadamente profundo marinho, sob influência de tempestades, com progressivo raseamento passando para plataforma rasa até planície de maré e *sabkha* (Nogueira e Riccomini 2006);
- As rochas da base do Grupo Araras (Formação Mirassol d'Oeste) têm idades deposicionais máximas de 627 ± 32 Ma. (U/Pb) e 528 Ma., indicativa de remagnetização dos calcários, que sugerem registros de eventos tectonotermiais cambrianos;
- A presença de betume nas rochas da Formação Guia é forte evidência de ausência de metamorfismo (temperaturas abaixo de 120°C) e reflete condições bacinais anóxicas no ambiente plataformal onde se depositaram;
- Posicionadas no topo do Grupo Araras, as rochas da Formação Pacu, estariam em contato basal encoberto com as rochas da Formação Nobres e com a Formação Serra Azul (base do Grupo Alto Paraguai). Avalia-se que a possibilidade destas rochas, pela posição em que têm sido descritas, pertencerem ao Grupo Cuiabá, estando em contato

por falhas normais E-W com as rochas carbonáticas das formações Guia e Serra do Quilombo, onde o bloco norte desceria relativamente;

- Rochas siliciclásticas do Grupo Alto Paraguai recobre os carbonatos do Grupo Araras. Estas rochas são derivadas de ambiente plataformal influenciado por marés, ondas e tempestades, gradando para ambiente transicional e fluvial (Alvarenga e Saes 1992; Bandeira 2006, 2011; Alvarenga et al. 2007; e Bandeira et al. 2007). As rochas fonte de suprimento sedimentar para esta unidade têm idades entre o Toniano e do Criogeniano (McGee et al. 2014, 2015);
- Diamictitos e siltitos da Formação Serra Azul (base do Grupo Alto Paraguai) têm idades deposicionais máximas entre 640 ± 6 Ma (McGee et al. op. cit.). Avalia-se aqui a possibilidade dessas rochas pertencerem à Formação Puga, em contato por falhas normais E-W com as rochas do Grupo Araras, na porção NE da área de estudo. Esta hipótese, que descarta o registro da Glaciação *Gaskier* (Knoll et al. 2004) na Faixa Paraguai Norte, precisa ser melhor investigada;
- Arenitos, siltitos, pelitos e conglomerados da Formação Raizama, com idades máximas ediacaranas, registram evidências de ambientes transicionais a fluviais, e apresentam contatos basais transicionais com arenitos finos da Formação Nobres;
- Os arcóseos, siltitos e folhelhos vermelhos, maciços a finamente estratificados da Formação Diamantino apresentam características de ambiente lacustre com migração de lobos deltaicos. São provenientes de fontes de idades cambrianas, portanto a Faixa Paraguai corresponde a uma possível área-fonte de sedimentos para esta unidade (Bandeira et al. 2012; McGee et al. op. cit.). Neste contexto é sugerido que as rochas da Formação Diamantino sejam desvinculadas do Grupo Alto Paraguai e incluídas no contexto das bacias paleozóicas adjacentes (Parecis?). Esta proposta deve ser investigada com mais detalhes.

- A deformação presente nas rochas sedimentares (Formação Puga, Grupo Araras e Grupo Alto Paraguai) foi conduzida por fluxo transtensivo dominado por cisalhamento puro com discreta cinemática dextral, e foi associada ao Domínio Estrutural Transtensivo D2. Esta deformação é marcada por estruturas de nível crustal raso, como dobras forçadas de arrasto relacionadas ao movimento de falhas normais, *kink bands*, e foliação cataclástica:

- As dobras de arrasto rúpteis, presentes nas rochas sedimentares, do Domínio Estrutural Transtensivo D2 deformam o acamamento e têm eixos com caimentos rasos para NE, SW e SE, planos axiais NE-SW e NW-SE com mergulhos altos a subverticais para NW e NE. São dobras inclinadas a verticais, com vergências de NE para SW e de NW para SE, com assimetria em “Z”, indicativa de movimentação dextral;
- As dobras rúpteis de acamamento nas rochas sedimentares não apresentam regularidade de transporte tectônico, com suas vergências variáveis, diferentemente das dobras flexurais de foliação contínua fina e acamamento descritas nas rochas metamórficas do Grupo Cuiabá, presentes do Domínio Estrutural D1, que são igualmente assimétricas, e indicam transporte tectônico de NW para SE.
- As rochas do Grupo Cuiabá exibem deformações geradas em ambiente colisional, enquanto que as demais rochas sobrepostas estão deformadas por estruturas rúpteis predominantes. Essa diferença é evidência de discordância entre esses dois conjuntos de rochas;
- Falhas normais NE-SW, com estrias oblíquas com caimentos suaves, foram formadas sob transtensão dextral e estão relacionadas às dobras rúpteis assimétricas, presentes nas rochas sedimentares sobrepostas ao Grupo Cuiabá;
- Um segundo conjunto de falhas normais NW-SE, N-S e E-W, com estrias oblíquas e com caimentos moderados a rasos para N, E e NW, foram formadas sob transtensão dextral. Estas falhas podem ser relacionadas à implantação de grábens pós-paleozóicos, que afetaram as bacias sedimentares dos Parecis e do Paraná.

No Mesozóico, no contexto da abertura do Oceano Atlântico, as rochas da Faixa Paraguai Norte foram afetadas por deformações rúpteis tardias com falhas normais ENE-WSW transcorrentes dextrais (Martinelli 1998). Basaltos da Formação Tapirapuã de idade 197 Ma. (Montes-Luar 1994), expostos na porção NW da área de estudo, são geoquimicamente compatíveis aos derrames da Formação Serra Geral da Bacia do Paraná (Barros et al. 2007) e representam um dos últimos episódios tectono-sedimentares mais importantes registrados no contexto da Faixa Paraguai Norte.

REFERÊNCIAS

- Allen, P. A. 1986. *Foreland Basins*. 1st. Ed. Blackwell Scientific Publication. P. 370-387.
- Almeida, F.F.M. 1964. Geologia do Centro – Oeste Mato-grossense. 1964. *Boletim da Divisão de Geologia e Mineralogia* 53f.- DNPM, Ministério das Minas e Energia, Rio de Janeiro.
- Almeida, F.F.M., 1964b. Glaciação Eocambriana em Mato Grosso, Brasil. Ministério das Minas e Energia. DNPM. Notas Prelim. Est. 117, 1–10.
- Almeida, F.F.M. 1965. Geologia da Serra da Bodoquena (Mato- Grosso). 96f. *Boletim da Divisão de Geologia e Mineralogia - DNPM*, Ministério das Minas e Energia, Rio de Janeiro, n.230, v.230, p. 1-00.
- Almeida, F.F.M. de. 1967. Observações sobre o Pré-Cambriano da região central de Goiás, In: Congresso Brasileiro de Geologia, 21, Curitiba. *Boletim Paranaense de Geociências*. Nº 26, p. 19-22. Curitiba.
- Almeida, F.F.M., 1968, Evolução tectônica do Centro-Oeste brasileiro no Proterozóico superior: *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, v. 40, p. 285–293.
- Almeida, F.F.M. 1974. Sistema tectônico marginal do Cráton do Guaporé. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 28., 1974, Porto Alegre. *Anais...* Porto Alegre: SBG, 1974, p.11-17.
- Almeida F.F.M. & Mantovani, M.S.M. 1975. Geologia e geocronologia do Granito São Vicente, Mato Grosso. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **47**: 451–458.
- Almeida, F.F.M.; Hasui, Y.; Brito Neves, B.B.; Fuck, R.A. 1977. Províncias Estruturais Brasileiras. In: Simpósio de Geologia do Nordeste 7. Campina Grande. *Anais*. Campina Grande: SBG, 1977. p.363-391.
- Almeida, F.F.M., Hasui, Y., Davino, A., Haralyi, N. L. E., 1980. Informações Geofísicas sobre o Oeste Mineiro e seu Significado Geotectônico. *An. Acad. Bras. de Ciências* 52 (1), 49-60.
- Almeida, F.F.M. 1984. Província Tocantins, setor Sudoeste. In: Almeida, F.F.M.; Hasui, Y. (eds) 1984. *O Pré-Cambriano do Brasil*. São Paulo: Blücher, p. 265–281.
- Almeida, F.F.M.; Hasui, Y. (eds) 1984. *O Pré-Cambriano do Brasil*. São Paulo: Blücher Ltda, 454f.
- Almeida F.F.M., 1985. Alguns Problemas das Relações Geológicas entre o Cráton Amazônico e as Faixas de Dobramentos Marginais a Leste. In: SBG, Simpósio de Geologia do Centro-Oeste, 2, *Atas*, p.3-14.

- Alvarenga, C.J.S. 1986. Evolução das Deformações Polifásicas Brazilianas na Faixa Paraguai, região de Cuiabá, MT. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 34. Goiânia, 1986. *Anais... Goiânia, SBG*. v. 3, p. 1170-1175.
- Alvarenga, C.J.S. 1988. Turbiditos e a glaciação do Final do Proterozóico Superior no Cinturão dobrado Paraguai, Mato Grosso. *Revista Brasileira de Geociências* **18**:323-327.
- 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*. Thèse doct. Univ. Aix-Marseille III, 177 p.
- Alvarenga C.J.S.; Trompette R. 1992. Glacially influenced sedimentation in the later proterozoic of the Paraguay Belt (Mato Grosso, Brazil). *Palaeogeografia, Palaeoclimatologia, Palaeoecologia*. v.**92**, p.85-105.
- Alvarenga C.J.S. & Saes G.S. 1992. Estratigrafia e sedimentologia do Proterozóico Médio e Superior da região sudeste do Cráton Amazônico. *Revista Brasileira de Geociências*, **22**(4):493-499.
- Alvarenga, C.J.S.; Trompette, R. 1993. Evolução Tectônica Brasileira da Faixa Paraguai: a Estruturação da Região de Cuiabá. *Revista Brasileira de Geociências*. v.**23**, n.1, p.18-30.
- 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. 2004.
- Alvarenga, C.J.S. DE, 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**, 236–241.
- Alvarenga, C.J.S. DE, Dardenne, M. A. et al. 2008. Isotope stratigraphy of Neoproterozoic cap carbonate in the Araras Group, Brazil. *Gondwana Research*, **13**, 469–479.
- Alvarenga, C.J.S., Boggiani, P. C., Babinski, M., Dardenne, M. A., Figueiredo, M. F., Dantas, E. L., Uhlein, A., Santos, R.V., Sial, A. N. & Trompette, R. 2012. Glacially influenced sedimentation of the Puga Formation, Cuiabá Group and Jacadigo Group, and associated carbonates of the Araras and Corumbá groups, Paraguay Belt, Brazil. *Geological Society, London, Memoirs 2011*, v.**36**; p. 487-497. doi: 10.1144/M36.45.
- Babinski, M., Trindade, R.I.F., Alvarenga, C.J.S., Boggiani, P.C., Liu, D., Santos, R.V., e Brito Neves, B.B., 2006, Chronology of Neoproterozoic ice ages in central Brazil, in Gaucher, C., e Bossi, J., eds., Proceedings V South American Symposium on Isotope Geology, Punta del Este, Uruguay, 2006, Volume 1, p. 303–306.

- Babinski, M., Boggiani, P.C., Trindade, R.I.F., e Fanning, C.M., 2013, Detrital zircon ages and geochronological constraints on the Neoproterozoic Puga diamictites and associated BIFs in the southern Paraguay Belt, Brazil: *Gondwana Research*, v. **23**, p. 988–997, doi: 10.1016/j.gr.2012.06.011.
- Bandeira, J. 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. Manaus (UFAM).
- Bandeira, J., Nogueira, A.C.R., Petri, S., Riccomini, C., Trindade, R.I.F., Sial, A.N., Hidalgo, R.L., 2007. Depósitos Litorâneos Neoproterozóicos do Grupo Alto Paraguai no sudoeste do Cráton Amazônico, região de Mirassol d Oeste, Mato Grosso. *Revista Brasileira de Geociências* **37**, 595–606.
- Bandeira, J. 2011. *Fácies e estratigrafia do Grupo Alto Paraguai: Neoproterozóico-Cambriano da Faixa Paraguai Norte, Mato Grosso*. Tese de Doutorado. Belém. CG(UFPA).
- Bandeira J., McGee B., Nogueira A.C.R., Collins A.S., Trindade R. 2012. Sedimentological and provenance response to Cambrian closure of the Clymene Ocean: The upper Alto Paraguai Group, Paraguay belt, Brazil. *Gondwana Research*. **21**(2):323-340.
- Bandeira, J., McGee, B., Nogueira, A.C.R., Collins, A.S., e Trindade, R.I.F., 2012, Closure of the Neoproterozoic Clymene Ocean: Sedimentary and detrital zircon geochronology evidence from the siliciclastic upper Alto Paraguai Group, northern Paraguay Belt, Brazil: *Gondwana Research*, v. **21**, no. 2–3, p. 323–340, doi: 10.1016/j.gr.2011.04.006.
- Barros, A.M., Silva, R.M., Cardoso, O.R.F.A., Freire, F.A., De Souza JR., J.J., Rivetti, M., Luz, D.S. Da Palmeira, R.C.B., Tassinari, C.C.G., 1982. Folha SD21 Cuiabá, Geologia. In: RADAM BRASIL, vol. 26. Levant. Rec. Naturais, Rio de Janeiro, pp. 25–192.
- Barros, M.A.S, Mizusaki, A.M.P, Weska, R.K, Borba, A.W, CHEMALE JR, F e Costa, E.C. 2007. Petrografia, Geoquímica, Análises Isotópicas (Sr, Nd) e Geocronologia Ar-Ar dos Basaltos de Tapirapuã (Tangará da Serra, Mato Grosso, Brasil). *Pesquisas em Geociências*, **33** (2): 71 – 77. UFRGS - Instituto de Geociências.
- Best, M. G. 2003. *Igneous and Metamorphic Petrology*. 2nd Ed. Turim: Blackwell Science.
- Boggiani, P. C. & Coimbra, A. M. 1996. The Corumbá Group (Central South America) in the context of Late Neoproterozoic global changes. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **68**, 595–596.

- Boggiani, P. C. 1998. *Análise Estratigráfica da Bacia Corumbá (Neoproterozóico) - Mato Grosso do Sul*. Tese de Doutorado. Universidade de São Paulo, Instituto de Geociências, Brasil.
- Boggiani, P. C., Ferreira, V. P. et al. 2003. The cap carbonate of the Puga hill (central South America) in the context of the Post-Varanger glaciation. In: South American Symposium on Isotope Geology, 4, Salvador, Brasil, Short Papers, 324–327.
- Bowring, S., Myrow, P., Landing, E., Ramezani, J., Grotzinger, J. 2003. Geochronological constraints on terminal Neoproterozoic events and the rise of metazoans. *Journal of Geophysical Research*. Abstracts 5, 13219.
- Campanha G.A.C., Boggiani P.C., Filho W.S., Sá F.R., Zuquim M.P.S., Placentini T. 2011. A Faixa de Dobramentos Paraguai na Serra da Bodoquena e Depressão do Rio Miranda, Mato Grosso do Sul. São Paulo, *Geologia USP, Série Científica*, **11**(3):79-96.
- Castelneau F. 1850. *Expedition dans les parties centrales de l'Amérique du Sud*. Histoire du Voyage, Paris. Libraire Editeur, Tomo II., 485p.
- Castelnau F. de. 1857. *Expedition dans les parties centrales de l'Amérique du Sud*, 15 vol., 7 partes, Paris.
- Cordani, U.G., Brito Neves, B.B., 1982. The Geologic Evolution of South America During the Archean and Early Proterozoic. *Revista Brasileira de Geociências*. **12**(1/3), 78-88.
- 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**:253-280.
- Cordani U. G., Pimentel M. M., Araújo C. E. G., Fuck R. A., 2013. The Significance of the Transbrasiliiano-Kandi Tectonic Corridor for the Amalgamation of West Gondwana. *Braz. J. Geol.*, São Paulo, **43**(3): 583-597.
- Clark, C.D., Wilson, C., 1994. Spatial Analysis of Lineaments. *Comput. Geosci.* **20**, 1237–1258.
- Dalziel, I.W.D., 1992. On the Organization of American Plates in the Neoproterozoic and the Breakout of Laurentia. *GSA Today*, **2**, 237–241.
- Dantas, E.L, Alvarenga, C.J.S., Santos, R.V. e Pimentel, M.M. 2009. Using Nd isotopes to understand the provenance of sedimentary rocks from a continental margin to a foreland basin in the Neoproterozoic Paraguay Belt, Central Brazil. *Precambrian Research*, **170**, 1–12.

- Davis, G.H.; Reynolds, S.J. *Structural geology of rocks and Regions*. New York: Chichester Wiley. 1996, 404f.
- DeCelles, P.G., e Giles K.N., Foreland Basin Systems, *Basin Res.*, **8**, 105 – 123, 1996.
- DeCelles P.G., Robinson D.M., e Zandt G., 2002. Implications of Shortening in the Himalayan Fold-Thrust Belt for Uplift of the Tibetan Plateau. *Tectonics*, VOL. **21**, Nº. 6, 1062, doi:10.1029/2001TC001322.
- De Min A., Hendriks B., Slejko F., Comin-Chiaramonti P., Girardi V.A.V., Ruberti E., Gomes C., Neder R.D., Pinho F.C. 2013. Age of ultramafic-K rocks from Planalto da Serra, Mato Grosso, Brazil. *Journal of South American Earth Science*, **41**:57-64.
- Evans J.W., 1894. The Geology of Mato Grosso, particularly the region drained by the upper Paraguay. *Quart. J. Geol. Soc. London*, L:85-104.
- Ferreira, C.O., 2009, Constraints of the Neoproterozoic-Cambrian Magmatism along the Transbrasiliiano Lineament, Central Brazil. A Study Based on U-Pb, Lu-Hf (LA-MC-ICPMS) and Nd Isotopic Signature. Dissertação de Mestrado. Brasília, Universidade de Brasília, 91 p.
- Figueiredo, M.F., Babinski, M. Alvarenga, C.J.S., Pinho, F.E.C. 2004. Diamictites overlying Marinoan-age carbonates of Araras Formation, Paraguay Belt, Brazil: evidence of a new glaciation? In: *Symposium on Neoproterozoic-early Paleozoic Events in SW-Gondwana 1*, Extended Abstract, IGCP Project 478, Second Meeting, Brazil, p. 18-19.
- 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**, 67-65.
- Figueiredo, M.F. 2010. *Quimioestratigrafia isotópica (C, O, S, Sr), geocronologia (Pb-Pb, K-Ar) e proveniência (Sm-Nd) das rochas da Faixa Paraguai Norte, Mato Grosso*. Tese de Doutorado. São Paulo. USP, IG.
- Fossen, H. 2012. *Geologia Estrutural*; Tradução: Fábio R. D. de Andrade – São Paulo: Oficina de textos.
- Flemings, P.B., e Jordan, T.E., 1989, A synthetic stratigraphic model of foreland basin development: *Journal of Geophysical Research*, v. **94**, p. 3851– 3866, doi: 10.1029/JB094iB04p03851.
- Frisch, W. (Ed.), 1997. Tectonic Geomorphology. In Proceeding of the Fourth Int'l. Conf. on Geomorphology, Z. Geomorphol. N. F., Supplementary Band, 118.

- Geraldes, M., Tassinari, C., Babinski, M., Martinelli, C., Iyer, S., Barboza, E., Pinho, F., Onoe, A., 2008. Isotopic evidence for the Late Brasiliano (500–550 Ma) ore-forming mineralization of the Araés Gold Deposit. Brazil: *International Geology Review* **50**, 177–190. doi:10.2747/0020-6814.50.2.177.
- Godoy, A.M., Ruiz, S.A., Manzano, J.C., e Araújo-Ruiz, L.M.B., 2007, Os Granitóides Brasilianos da Faixa de Dobramentos Paraguai, MS e MT: *Geologia USP Série Científica* v. 7, no. 1, p. 29–44, doi: 10.5327/Z1519-874X2007000100003.
- Guimarães G. & Almeida L.F.G. 1972. Projeto Cuiabá. Cuiabá, DNPM, Relatório do arquivo técnico da DGM, n. 1872.
- Haralyi, N. L.E., Hasui Y. 1981. Anomalias Gravimétricas e Estruturas Maiores do Sul de Goiás. In: Simpósio de Geologia do Centro-Oeste – Goiânia –GO. SBG:CO, Ata.. p. 73-92.
- Hasui, Y., Haralyi, N. L. E., 1985. A Mega-Estruturação de Goiás. In: Simp. Geol. Do Centro-Oeste, II, SBG/CO-BS, Goiânia (GO). Ata.. pp. 120-144.
- Hasui, Y., Costa, J. B. S., Haralyi, N. L. E., 1994. Estrutura em Quilha Brasil Central: Uma Feição Fundamental na Geologia de Goiás e Tocantins. *Geociências (USP)*, São Paulo (SP). Vol. **13**. Pp. 463-497.
- Heaman, L., Teixeira, N.A., Gobbo, L. e GASPAR, J.C. 1998. U-Pb Zircon Ages for Kimberlites from the Juína and Paranatinga Provinces, Brazil, 7th International Kimberlite Conference, Cape Town. Vol. 1, 322-324.
- Hennies W.T. 1966. *Geologia do Centro-Norte, Mato Grosso*. Tese de Doutorado, Instituto Politécnico, Universidade de São Paulo, S. Paulo, 65 p.
- Hoffman P.F. e Schrag D.P. 2002. The Snowball Earth hypothesis: testing the limits of global change: *Terra Nova*, **14**: 129-155.
- Holdsworth R.E.; Butler C.A., ROBERT A.M., 1997. The Recognition of Reactivation during continental deformation. Londres. *Journal of the Geological Society*. **154**: 73-78.
- Holdsworth R.E.; Hand M., Miller J.A. e Buick I.S., 2001. Continental Reactivation and Reworking An Introduction, In: Miller J.A., Holdsworth R.E., Buick I.S. e Hand M. (edc) *Continental Reactivation and Reworking Tectonics*. Londres. Geological Society. V. 184. p. 1-12.
- Kirschvink, J.L., Ripperdan, R.L., Evans, D.A., 1997. Evidence for a large-scale reorganization of early Cambrian continental masses by inertial interchange true polar wander. *Science* **277**, 541–545.

- Knoll, A.H., Walter, M.R., Narbonne, G.M., Christie-Blick, N. 2004. A new period for the geologic time scale. *Science* 305, 621-622.
- Lacerda Filho J.V., Abreu Filho W., Valente C.R., Oliveira C.C., Albuquerque M.C. 2004. *Geologia e recursos minerais do estado de Mato Grosso*. Programa Geologia do Brasil, CPRM/MME/SICME. Relatório final, 200p.
- Leggett, J.K., ed., 1982, Trench–Forearc Geology; Sedimentation and Tectonics on Modern and Ancient Active Plate Margins: *Geological Society of London, Special Publication* **10**, 576 p.
- Lesquer, A., Almeida, F.F.M., Davino, A., Lachaud, J.C., Maillard, P., 1981, Signification Structurale des Anomalies Gravimétriques de la partie Sud du Craton de São Francisco (Brésil). *Tectonophysics* **76**, 273-293.
- Luz, J.S.; Abreu Filho, W. Aspectos geológico econômicos da Formação Araras do Grupo Alto Paraguai-MT. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 30., 1978, Recife. *Anais*. Recife: SBG, 1978, p.1816-1826.
- Luz, J.S.; Oliveira, A.M.; Souza, J.O.; Motta, J.F.M.; Tanno, L.C.; Carmo, L.S.; Souza, N.B. *Projeto Coxipó*. 1980. 136f. Goiânia: DNPM/CPRM, 1980. (Relatório Final).
- Maciel, P., 1959. Tilito Cambriano (?) no Estado de Mato Grosso. *Soc. Bras. Geol. Boletim* **8**, 3–49.
- Marini, O.J., Fuck, R.A., Danni, J.C.M., Dardenne, M.A., Loguércio, S.O.C., Ramalho, R., 1984. As Faixas de Dobramentos Brasília, Uruaçu e Paraguai e o maciço Mediano de Goiás. In: Schobbenhaus, C., Campos, D.A., Derze, G.R., Asmus, H.E. coords., *Geologia do Brasil*. Public. Esp. DNPM, p. 501, 1 Mapa Geol. 1:2.500.000.
- Martinelli C.D., Xavier R.P. e Batista J.J. 1997. Modelo Estrutural e Fluidos da Mineralização Aurífera “Garimpo dos Araés”- Nova Xavantina-MT. In: Simpósio de Geologia do Centro-Oeste, 6, Cuiabá, *Anais*, p.46.
- Martinelli C.D. 1998. *Petrografia, estrutural e fluidos da mineralização aurífera dos Araés-Nova Xavantina-MT*. Tese de Doutorado, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 183p.
- Miall, A. D., 1984. *Principles of Sedimentary Basin Analysis*. 490 pp. New York, Berlin, Heidelberg, Tokyo: Springer-Verlag. ISBN3 540 90941 9.
- McGee, B., Collins, A.S., e Trindade, R.I.F., 2012, 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*, v. **21**, no. 2–3, p. 316–322, doi: 10 .1016 /j .gr .2011.04.011.

- McGee, B., Collins, A.S., e Trindade, R.I.F., 2014a, Tracking glaciation, orogenic exhumation and foreland basin evolution: Sedimentology and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ detrital muscovite provenance in the Paraguay Belt, Brazil: *Sedimentology* (in press).
- McGee, B., Trindade, R.I., Rossafa, M., Collins, A.S., e Tohver, E., 2014b, An inconvenient truth: Multiple geomagnetic reversals in the Neoproterozoic–Cambrian Alto Paraguay Group, Amazonian craton, Brazil: *Precambrian Research*.
- McGee, B., Collins, A.S., Trindade, R.I.F. & Payne J., 2015, Age and provenance of the Cryogenian to Cambrian passive margin to foreland basin sequence of the northern Paraguay Belt, Brazil. *Geological Society of America Bulletin*, v. **127**, no. ½.
- Montes-Lauar, C.R.; Pacca, I.G.; Melfi, A.J., Piccirillo, E.M.; Bellieni, G.; Petrine, R. e Rizzieri, R. 1994. The Anari and Tapirapuã Jurassic formations, western Brazil: paleomagnetism, geochemistry and geochronology. *Earth and Planetary Science Letters*, **128**:357-71.
- 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*. v.**31**, p.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. *Revista Brasileira de Geociências*. v.**36**, p.623-640.
- Nogueira A.C.R., Riccomini C., Sial A.N., Moura C.A.V., Trindade R.I.F., Fairchild T.R. 2007. Carbon and strontium isotope fluctuations and paleoceanographic changes in the late Neoproterozoic Araras carbonate platform, southern Amazon craton, Brazil. *Chemical Geology*, **237**: 168-190.
- Passchier, C. W.; Trouw, R. A. J. 1996. *Microtectonics*, 289 p.
- Pimentel, M.M.; Fuck R.A. Geocronologia Rb-Sr da porção sudoeste do Maciço de Goiás. *Revista Brasileira de Geociências*. v.**23**, n.2, p.1-8. 1993.
- Pimentel, M.M.; Fuck, R. A. Origem e evolução das rochas metavulcânicas e metaplutônicas da região de Arenópolis (GO). *Revista Brasileira de Geociências*. v.**17**, p.2-14. 1987.
- Pimentel, M.M.; Fuck, R.A. 1992. Neoproterozoic crustal accretion in central Brazil. *Geology*. v.**20**, p.375-379.
- Pires F.R.M., Gonçalves F.T.T., Ribeiro L.A.S., Siqueira A.J.B. 1986. Controle das mineralizações auríferas do Grupo Cuiabá, Mato Grosso. *In*: 34 Congresso Brasileiro de Geologia, Goiânia, *Anais*, SBG, v. 5, p. 2383-2395.

- Romero, J.A.S., Lafon, J.M., Nogueira, A.C.R, Soares, J. L. 2013. Sr isotope geochemistry and Pb-Pb geochronology of the Neoproterozoic cap carbonates, Tangará da Serra, Brazil. *Inter. Geo. Rev.*, **55**:1-19.
- Sibson, R. H., 1977, Fault Rocks of the Moine Thrust Zone Texture and Microstructures. *Journal of the Geologic Society*, London. **133**, 191-213.
- Silva C.H. 1999. *Caracterização Estrutural de Mineralizações Auríferas do Grupo Cuiabá, Baixada Cuiabana (MT)*. Dissertação de Mestrado, UNESP, Rio Claro, 134 p.
- Silva C.H., Simões L.S.A., Ruiz A.S. 2002. Caracterização Estrutural dos Veios Auríferos da Região de Cuiabá, MT. *Revista Brasileira de Geociências*, **32**(04):407-418.
- Silva, B.J.P. 2013. Arranjo Estrutural da Quilha do Sinclinal da Guia-Faixa Paraguai-MT. Trabalho de Conclusão de Curso. 67 fl.
- Sinclair, H.D., 1997, Tectonostratigraphic model for underfilled peripheral foreland basins: An Alpine perspective: *Geological Society of America Bulletin*, v. **109**, p. 324–346, doi: 10.1130 /0016 -7606.
- Soares, D.C.; Fiori, A.P. 1976. Logística e Sistemática na Análise e Interpretação de Fotografias Aéreas em Geologia. *Nota Geomorfológica*. Campinas/SP. p. 7-102.
- Souza, N.B. 1981. O Grupo Cuiabá na área do Projeto Coxipó. Estratigrafia e potencialidade econômica. In: SIMP. GEOL. CENTRO-OESTE, 1. Goiânia, 1981. *Atas...* Goiânia, SBG. p. 226-239.
- Souza et al. 2011.: Estado do Mato Grosso. 33f. CPRM, Cuiabá.
- Souza, J. O.; Santos, D.R.V; Borges, F.R.; Gollmann, K. 2012. *Projeto Planalto da Serra*. Folhas Paranatinga, Cacumba, Brasilândia e Caiana. Escala 1:100.000. CPRM. P. il e mapas.
- Strieder, A.J. e Nilson, A.A. 1993. Análise preliminar de lineamentos na Província Estrutural do Tocantins. In: SIMP. NAC. EST. TECT., 4, Belo Horizonte, 1993. *Anais...*Belo Horizonte, SBG, p.272-275.
- Strieder, A.J. e Suíta M.T.F., 1999. Neoproterozoic geotectonic evolution of Tocantins Structural Province\ Central Brazil. *Geodynamics* **28**: 267-189.
- Tikoff, B. e Fossen, H., 1999. Three-dimensional reference deformations and strain facies. *Journ. Struct. Geol.*, **21**, 1497-1512.
- Tohver, E., D'agrella Filho, M., Trindade, R.I.F., 2006. Paleomagnetic record of Africa and South America for the 1200–500 Ma interval, and evaluation of Rodinia and Gondwana assemblies. *Precambrian Research* **147**, 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 craton. *Geology*, **38**: 267-270.
- Tohver, E., Cawood, P.A., Rosello, E.A., Jourdan, F., 2011. Closure of the Clymene Ocean and formation of West Gondwana in the Cambrian: evidence from the Sierras Australes of the southernmost Rio de la Plata craton, Argentina. *Gondwana Research*. doi:10.1016/j.gr.2011.04.001.
- Tokashiki C. C. & Saes G. S. 2008. Revisão Estratigráfica e Faciológica 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., Epof, I., e Brito Neves, B.B., 2006, Paleomagnetism of Early Cambrian Itabaiana mafic dikes (NE Brazil) and the final assembly of Gondwana: *Earth and Planetary Science Letters*, v. **244**, p. 361–377, doi: 10 .1016 /j .epsl .2005 .12 .039 .
- 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.*, **11**(6): 587-597.
- Trompette R. 2000. Gondwana evolution; its assembly at around 600 Ma. Acad. Sci. Paris, Sciences de la Terre et des planets: *Earth and Planetary Sciences*, **330**: 305-315.
- Twiss, R. J. e Moores, E. M. 2007. *Structural Geology*. New York, *Freeman & Company*, 532p. *Second Edition*.
- 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.
- Walker R.G. 1990. *Facies Modelling and Sequence Stratigraphy*. *J. Sediment. Petrol.*, **60**: 777-786.
- Walker, R.G.; James, N.P. *Facies models and modern stratigraphic concepts*. In: R.G. Eds. *Facies Models - Response to Sea Level Change*. Geological Association of Canada, Ontario, Canada, 1 - 14 p. 1992.