



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

---

**DISSERTAÇÃO DE MESTRADO**

**GEOMETRIA E HISTÓRIA CINEMÁTICA DO SEGMENTO  
SETENTRIONAL DA FAIXA PARAGUAI, NA REGIÃO DE  
CÁCERES/MT**

**Dissertação apresentada por:**

**LUIZ DANIEL CASTRO DE ALENCAR**

**Orientador: Prof. Dr. Roberto Vizeu Lima Pinheiro (UFPA)**

---

**BELÉM  
2011**

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

---

A232g Alencar, Luiz Daniel Castro de

Geometria e história cinemática do segmento setentrional da Faixa Paraguai, na região de Cáceres/MT / Luiz Daniel Castro de Alencar; Orientador: Roberto Vizeu Lima Pinheiro - 2011  
xix, 94 f.: il.

Dissertação (mestrado em geologia) – Universidade Federal do Pará, Instituto de Geociências, Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, Belém, 2011.

1. Geometria. 2. Cinemática. 3. Segmento setentrional. 4. Faixa Paraguai. 5. Mato Grosso. I. Pinheiro, Roberto Vizeu Lima, *orient.* II. Universidade Federal do Pará III. Título.

CDD 22º ed.: 516.098172

---



**UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARÁ**  
**INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS**  
Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica

**GEOMETRIA E HISTÓRIA CINEMÁTICA DO SEGMENTO  
SETENTRIONAL DA FAIXA PARAGUAI, NA REGIÃO DE  
CÁCERES/MT**

DISSERTAÇÃO APRESENTADA POR

**LUIZ DANIEL CASTRO DE ALENCAR**

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

Data de Aprovação: 21/09/2011

Banca Examinadora:

Prof. ROBERTO VIZEU LIMA PINHEIRO  
(ORIENTADOR-UFPA)

Prof. FRANCISCO DE ASSIS MATOS DE ABREU  
(Membro-UFPA)

Prof. CÉSAR ULISSES VIEIRA VERÍSSIMO  
(Membro-UFC)

Dedico este trabalho a minha família e aos meus amigos

## AGRADECIMENTOS

---

Este trabalho não seria possível se não houvesse a colaboração de pessoas e instituições aos quais gostaria de externar meus sinceros agradecimentos.

- ✓ A Deus.
- ✓ A Universidade Federal do Pará, Instituto de Geociências e ao Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica pela valiosa oportunidade de realizar o curso de mestrado.
- ✓ Ao Conselho Nacional de Pesquisa (CNPq) pela concessão da bolsa de mestrado durante 24 meses.
- ✓ Ao professor Afonso Nogueira pela oportunidade de trabalhar em uma área interessante geológico.
- ✓ Ao amigo Fabio Domingos “parceiro deu tudo errado” pela ajuda nas etapas de campo.
- ✓ Ao amigo Paulo José (Paulo do LAIT) pela ajuda com as imagens de satélite e pelas dicas e ajudas no *ARC GIS* durante a confecção dos mapas.
- ✓ Ao Grupo de Geologia Estrutural – GES (Fabio, Eduardo, Robertinho, Flora, Iara e Pacheco) pela convivência e pelo incentivo.
- ✓ Aos velhos amigos Geane e Guga pelos conselhos durante as suas permanências no GES.
- ✓ Ao orientador e amigo, Professor Dr. Roberto Vizeu Lima Pinheiro. Pelos ensinamentos, críticas, sugestões durante todos os trabalhos acadêmicos desenvolvidos no GES ao longo de cinco valiosos anos.

O sistema é bruto!

## RESUMO

A Faixa Paraguai, na borda sul do Cráton Amazônico, representa um conjunto de rochas supracrustais sedimentares proterozóicas submetidas à inversão tectônica positiva com excelentes exposições nas adjacências da região de Cáceres/MT, onde estas rochas mostraram-se deformadas no contexto que envolve dobras e zonas de falhas. Na área investigada foram identificadas rochas pertencentes ao Grupo Araras: calcários finos e folhelhos (Formação Guia); brechas dolomíticas (Formação Serra do Quilombo) e dolomitos arenosos, arenitos finos (Formação Nobres) e ao Grupo Alto Paraguai: arenitos e pelitos (Formação Raizama) e conglomerados, arenitos e pelitos (Formação Diamantino). Essas rochas do ponto de vista regional se apresentam em um conjunto de dobras holomórficas, em várias escalas, cujos eixos mostram-se subparalelos à arquitetura curva desse extenso orógeno, em vista de mapa. Em escala mesoscópica a estrutura que se destaca é o acamamento sedimentar ( $S_0$ ) que se mostra desde subhorizontal ( $5^\circ$  a  $8^\circ$ ), até subverticais ( $84^\circ$  a  $88^\circ$ ), com sentido de mergulho dominante para os quadrantes NE e NW. Dobras menores, métricas, ocorrem pontualmente, com eixos com caimentos baixos a moderados para NW e NE, com vergência de SE para NW. As lineações de estiramento mineral, quando presentes, têm caimentos baixos ( $20^\circ$ ) para NE. As falhas observadas são inversas oblíquas e direcionais, com mergulhos alto para os quadrantes SW e NW, onde estão contidas estrias com caimentos baixos ( $14^\circ$ ) a moderados ( $36^\circ$ ) para o quadrante SW, associada com componente cinemático dextral, em geral. As fraturas apresentam-se quase sempre subverticais com direções NW-SE. Fraturas tipo *tension gash* foram observados em calcários finos da Formação Guia. Essas fraturas são comuns nas regiões de flanco de dobras, com assimetrias indicativas de cisalhamento simples dextral. Brechas hidráulicas são observadas nas rochas carbonáticas e aparentemente se concentram nas proximidades de zonas de charneiras de dobras. Com base na relação entre plano de acamamento-lineação, geometria das dobras e elementos de trama rúptil, sugere-se que estas rochas foram afetadas por regimes de compressão oblíqua, associada a uma componente direcional dextral tendo o bloco E subido em relação ao W, onde a componente coaxial mostra-se predominante. A partição da deformação é evidenciada pela relação dobras e lineação de estiramento mineral, em que há corredores deformacionais distintos que apresentam componentes de cisalhamento (puro e simples) com alternância de domínio entre um componente e outro. Essa compartimentalização entre as componentes de cisalhamento puro e simples associada à disposição geométrica das estruturas observadas são o principal indicativo de um quadro transpressivo particionado, com cinemática dextral, desenvolvida

sobre rochas supracrustais, submetidas a uma compressão oblíqua. Essa complexidade de organização estrutural no interior da faixa reflete a geometria em arco decorrente ou assumida durante o evento colisional neoproterozóico.

Palavras-Chave: Geometria. Cinemática. Segmento Setentrional. Faixa Paraguai.

## ABSTRACT

The Paraguay Belt, at the southern edge of the Amazonian Craton, represents a set of supracrustal Proterozoic sedimentary subjected to positive tectonic inversion with excellent exposures in the vicinity of the Cáceres region, Mato Grosso, where these rocks are deformed show the context surrounding zones and folds failures. In the study area were identified rocks of the Araras Group: thin limestones and shales (Training Guide) dolomitic breccias (Serra do Quilombo Formation) and sandy dolomites, fine sandstones (Noble Training) Group and the Upper Paraguay River: sandstones and mudstones (Training Raizama ) and conglomerates, sandstones and mudstones (Diamond Formation). These rocks of the regional point of view presented in a set of holomorphic folds at various scales, axes subparallel to show the architecture of this broad curve orogen in map view. In mesoscopic structure that stands out is the sedimentary layering (S<sub>0</sub>) that show since subhorizontal (5 ° to 8 °) to subvertical (84 ° to 88 °), with dominant dip towards the NE and NW quadrants. Minor folds, metrics, occur occasionally, with axis trims with low to moderate NW to NE, verging from SE to NW. The mineral stretching lineations, when present, have low trims (20 °) to NE. The shortcomings are reversed and oblique directional, with high dips to SW and NW quadrants, which are contained grooves with trims low (14 °) to moderate (36 °) for the SW quadrant, associated with dextral kinematic component in general. The fractures are almost always present with subvertical NW-SE direction. Tension gash type fractures were observed in thin limestone Training Guide. These fractures are common in the regions flanking folds, with asymmetries indicating dextral shear. Hydraulic breccia are observed in the carbonate rocks and apparently concentrated near areas of hinges of folds. Based on the relation between plane-lineation of bedding, the geometry of folds and brittle elements of plot, it is suggested that these rocks were affected by a system of oblique compression, coupled with a directional component dextral taking the block and climbed over the W where the coaxial component shows become predominant. The partition of the deformation is evidenced by the ratio folds and mineral stretching lineation, where there are corridors that have distinct deformational shear components (pure and simple) and alternating field between a component and another. This compartmentalization of the components of pure shear and simple geometric arrangement associated with the observed structures are the main inducer of a table partitioned transpression, dextral kinematics, developed on supracrustal rocks, subjected to an oblique compression. This complexity of structural organization within the range reflects the geometry resulting in an arc or assumed during the Neoproterozoic collisional event.

**Key Words:** Geometry. Kinematics. Northern Segment. Paraguay Belt.

## LISTA DE ILUSTRAÇÕES

Figura 1- Mapa Geológico da Faixa Paraguai, polígono vermelho mostrando a localização da área de estudo, onde estão inseridas as minas de calcário da região de Cáceres .....	02
Figura 2- Mapa rodoviário do Estado do Mato Grosso destacando a BR-070, que liga Cuiabá a Cáceres....	03
Figura 3- Deformação homogênea, representada pelo elipsóide de deformação, onde uma esfera imaginária sofre deformação. X = eixo de estiramento máximo; Y = eixo intermediário; Z = eixo de encurtamento máximo.....	06
Figura 4- Deformação heterogênea, o paralelismo não é mantido e a taxa de deformação varia de ponto a ponto na esfera imaginária.....	06
Figura 5- Seção esquemática de um corpo cúbico deformado em situação coaxial, sem apresentar rotação. As setas vermelhas indicam a direção de maior encurtamento (compressão). A direção de maior encurtamento é indicada pela letra Z e a de maior estiramento pela letra X .....	06
Figura 6- Seção esquemática de um corpo cúbico deformado em situação não-coaxial. As setas vermelhas representam tensores cisalhantes nas bordas opostas, produzindo rotação no sentido de aplicação dos tensores. As direções de maior encurtamento e maior estiramento são indicadas pelas letras Z e X, respectivamente.....	07
Figura 7- (A) Transpressão dominada por cisalhamento puro, a componente de cisalhamento puro domina em ambas as deformações, instantânea e finita. (B) Transpressão dominada por cisalhamento simples resulta em uma orientação aleatória dos eixos de deformação instantânea e finita, sendo que a componente instantânea de cisalhamento puro, embora menor que a componente de cisalhamento simples, é mais eficiente para acumular o <i>strain</i> finito.....	08
Figura 8- Principais elementos geométricos descritivos para uma dobra: <i>plano axial</i> – plano de simetria da dobra; <i>eixo</i> – linha que une os pontos de máxima curvatura da dobra; <i>linha de charneira</i> – região de maior curvatura da dobra; <i>flanco</i> – região lateral da dobra; <i>ângulo interflanco</i> – ângulo formado entre os flancos da dobra; <i>linha de inflexão</i> - região que liga duas dobras conjuntas.....	09
Figura 9- Dobras cilíndricas, cônicas e curvilineares/curviplanares. O movimento da geratriz de cada uma dessas dobras define as diferenças. Geratriz que se desloca paralelamente no espaço desenha dobras cilíndricas; geratriz que se desloca com um ponto fixo no espaço desenha dobras cônicas. Quando o deslocamento da geratriz é de forma irregular no espaço, desenha-se dobras curvilineares a curviplanare.....	09
Figura 10- Classificação das dobras quanto à abertura .....	10
Figura 11- Diagrama de Layshon & Lisle para classificação quanto ao estilo de dobras, com base na distribuição de pólos na projeção estereográfica.....	10

Figura 12- Classificação das dobras de acordo com o mergulho das linhas de isógonas. A figura mais ao topo ilustra melhor a definição geométrica da isógona de mergulho. Os diferentes tipos de dobras apresentados possuem relação direta com as condições mecânicas durante o dobramento, a dobra da classe 1A representa condições mecânicas com fraca ductibilidade. O grau de ductibilidade vai aumentando progressivamente em direção a dobra da classe 3.....	12
Figura 13- Geometria de uma dobra forçada com padrão <i>kink band</i> desenvolvido ao longo de planos de cisalhamento paralelos, destacados em vermelho, responsáveis pela rotação dos blocos internos que constroem a dobra tipo monoclinal.....	13
Figura 14- Esquema para classificação morfológica de lineações.....	14
Figura 15- Ilustração dos principais tipos de fraturas. (a) Tipo I - Fratura de Extensão (ou <i>Tensão</i> ) movimento relativo perpendicular ao plano da fratura; (b) Tipo II - Fratura de Cisalhamento – com deslocamento paralelo ao plano de fratura, na horizontal; e (c) Tipo III - Fratura de Cisalhamento – com deslocamento paralelo ao plano de fratura, na vertical.....	15
Figura 16- Classificação de falhas com base no movimento relativo entre blocos adjacentes. a) falha normal; b) falha inversa; c) e d) falhas direcionais dextral e sinistral; e) e f) falhas oblíquas normal e inversa com movimentação sinistral e g) falha rotacional.....	16
Figura 17- Bloco diagrama com os principais tipos de <i>splays</i> associados a um sistema de cavalgamento.....	17
Figura 18- Duplex de cavalgamento. O plano em verde representa uma camada deformada pela seqüência de cavalgamentos em <i>splays</i> , controlados por duas falhas, uma de teto e outra de piso. Cada bloco encerrado no esquema representa um <i>horse</i> . As estrias possuem orientação paralela à direção de encurtamento.....	17
Figura 19- Falhas de separação, responsáveis compartimentação de blocos em regimes de cavalgamentos e dobramentos, por encurtamento em regiões de colisão.....	18
Figura 20- Falhas de cavalgamento classificadas de acordo com a direção do transporte tectônico, em: Rampas laterais estão dispostas na direção paralela ao transporte tectônico, rampas oblíquas, dispostas obliquamente a direção do transporte tectônico, enquanto que rampas frontais estão em alto ângulo ou perpendiculares á esta. A figura mostra a geometria do bloco do piso do cavalgamento, tendo sido removido o bloco do teto, para melhor visualização.....	18
Figura 21- Falha de cavalgamento formando uma <i>nappe</i> , cuja característica principal é o grande deslocamento horizontal de seqüências de rochas.....	19
Figura 22- Esboço paleogeográfico situando a província Tocantins durante o fecho do ciclo Brasileiro-Pan Africano, mostrando os principais blocos continentais.....	20
Figura 23- Mapa geológico regional da Província Tocantins, destacando seus principais orógenos neoproterozóicos.....	21
Figura 24- Mapa geológico da Faixa Paraguai no Brasil e de seu ramo o Cinturão Tucavaca na Bolívia interpretado como um alaucógeno.....	23

Figura 25- Mapa esquemático da Faixa Paraguai dividida em domínios tectônicos.....	26
Figura 26- Mapa geológico do segmento setentrional da Faixa Paraguai, identificando os grupos estratigráficos e elementos estruturais.....	27
Figura 27- Coluna estratigráfica do segmento setentrional da Faixa Paraguai, ressaltando os grupos Araras e Alto Paraguai.....	30
Figura 28- Imagem SRTM-3 RGB da porção sul do segmento setentrional da Faixa Paraguai usada para identificação dos principais traços estruturais em escala regional da área estudada, identificada pelo polígono vermelho indicado.....	31
Figura 29- Mapa dos principais lineamentos de relevo da porção sul do segmento setentrional da Faixa Paraguai, dividido em duas zonas homólogas (linha em azul tracejada separa as zonas), separadas a partir da análise das imagens de sensores SRTM.....	33
Figura 30- Mapa dos principais lineamentos de drenagem em escala regional da porção sul do segmento setentrional da Faixa Paraguai, agrupados em três zonas homólogas (linha em azul tracejada separa as zonas), separadas a partir das análises das imagens de sensores SRTM.....	34
Figura 31- Mapa integrado de lineamentos de relevo (vermelho) e drenagem (preto) identificados a partir de imagens de sensores SRTM.....	36
Figura 32- (A) aspecto do diamictito com matriz de coloração vermelha com clastos de arenitos angulosos (Ponto 174) e (B) detalhe da laminação (70°/110°) observada no diamictito (Ponto 174).....	39
Figura 33- (A) e (B) calcário de coloração cinza escura cortados por veios <i>gash</i> , observados nas paredes das bancadas na mina Emal-Camil (Pontos 98 e 95), (C) afloramento próximo das encostas com calcário de coloração cinza claro (Ponto 187) e (D) detalhe da laminação observada nos calcários da Formação Guia (Ponto 187).....	40
Figura 34- (A) Afloramento de corte de estrada ao longo da BR-070, mostrando a dimensão dos corredores com dolomito brechado (Ponto 145) e (B) Foto em parede, mostrando em detalhe o aspecto do dolomito brechado, observado na mina Emal-Camil (Ponto 05).....	41
Figura 35- (A) Afloramento de dolomito fino com textura cárcica (Ponto 282), (B) dolomito com acamamento enterolítico, observado nas paredes das bancadas na mina Emal-Camil (Ponto 16), (C) e (D) foto mostrando nível de dolomito oolítico (Ponto 270), (E) nódulos de sílex entre as laminações dos dolomitos (Ponto 155) e (F) aspecto do acamamento heterolítico nos dolomitos arenosos (Ponto 140).....	42
Figura 36- (A) Acamamento de arenito com mergulho baixo (Ponto 264), (B) detalhe da estratificação cruzada observada no arenito (Ponto 149), (C) foto mostrando a intercalação pelito-arenito (Ponto 300) e (D) marcas de ondas simétricas “costelas” em arenitos (Ponto 127).....	43
Figura 37- (A) e (B) afloramento de beira de rio mostrando os arenitos arcosianos de coloração rosa em virtude do feldspato potássico (Ponto 227), (C) arenito fino intercalado com pelitos (Ponto 315), e (D) conglomerado com seixos variando de 2 mm a 1 cm (Ponto 263).....	44
Figura 38- Imagem extraída do Google Earth, localizando as duas minas estudadas, referidas no texto. Visada de norte para sul.....	46

Figura 39- Mina 1, com aproximadamente 300 m de comprimento e 25 m de altura, cuja rocha dominante é o dolomito.....	47
Figura 40- Linhas de trajetória do acamamento da Formação Serra do Quilombo (linhas verdes) e Formação Nobres (linhas laranjadas) observadas no mapa estrutural da Mina 01, o contato entre as formações é indicado pela linha tracejada em azul e as falhas em linhas tracejadas e pontilhadas em vermelho.....	48
Figura 41- Acamamento plano-paralelo bem definido observado nos dolomitos da Formação Nobres (Ponto 82).....	49
Figura 42- Detalhe das dobras atectônicas enterolíticas nos dolomitos da Formação Nobres. (Ponto 16).....	49
Figura 43- Distribuição dos pólos de 81 planos de acamamento medidos na Mina 1, com concentração máxima no quadrante SE, mas distribuído estatisticamente ao longo da direção NW-SE. Esta situação indica a presença de planos com mergulho para o quadrante NE ( <i>Rede de Schmidt-Lambert, hemisfério inferior</i> ).....	50
Figura 44- (A) Antiforme e sinforme abertos nos dolomitos da Formação Nobres na mina 1 (Ponto RF). (B) Figura esquemática da foto acima, destacando a geometria dessas dobras com estereogramas posicionando espacialmente seus flancos e eixos com caimento baixo.....	51
Figura 45- Perfil esquemático mostrando a geometria das dobras suaves identificadas na Mina 1 e posicionamento espacial de seus eixos e flancos. (A) Foto ressaltando a dobra suave observada nos dolomitos. (B) Foto mostrando em detalhe a dobra tardia de arrasto com geometria em “S” (Ponto 69).....	52
Figura 46- Atitude dos eixos das dobras mesoscópicas observadas nas rochas da Mina 1 ( <i>Rede de Schmidt-Lambert, hemisfério inferior</i> ).....	53
Figura 47- (A) Falha inversa oblíqua de alto ângulo observada em dolomito com atitude $68^{\circ}/259^{\circ}$ Az, com cinemática dextral (Ponto 77). (B) Estria de falha com caimento $40^{\circ}/185^{\circ}$ Az.....	54
Figura 48- Direções das famílias de fraturas observadas na Mina 1. Essas possuem maior concentração de medidas na direção NW-SE, com um ângulo entre estas de $70^{\circ}$ .....	54
Figura 49- (A) Seção exibindo o comportamento ondulado do acamamento observado nos dolomitos brechados da Formação Serra do Quilombo na Mina 1. (B) Foto mostrando o acamamento ondulado e levemente brechado (Ponto 04). (C) Foto mostrando as zonas de fraturamento (Ponto 06). (D) Foto mostrando o aspecto das brechas dolomíticas (Ponto 05).....	55
Figura 50- Mina 2, com aproximadamente 200 m de comprimento e 14 m de altura, cuja rocha dominante é o calcário fino.....	56
Figura 51- Linhas de trajetória do acamamento da Formação Guia (linhas azuis) e as lineações de estiramento mineral (em vermelho) observadas no mapa estrutural da Mina 02.....	57
Figura 52- Lineações de estiramento mineral desenvolvidas pela elongação de cristais de calcita, observadas nos planos de acamamento dos calcários na Mina 2 (Ponto 96).....	58

Figura 53- Estereograma com plano médio (em azul) dos acamamentos ( $10^\circ$ Az), concentração máxima das linhas em posição $22^\circ/020^\circ$ Az, com um <i>rake</i> de $\bullet = 16^\circ$ .....	58
Figura 54- (A) Calcário fino de coloração cinza escura, com fraturas tipo <i>tension gash</i> discordantes as camadas subverticais (Ponto 97); (B) Detalhe dos <i>tension gash</i> com organização geométrica do tipo escalonada.....	59
Figura 55- (A) Acamamento plano-paralelo com atitude $64^\circ/110^\circ$ Az observado em arenito de granulação fina (Ponto 168); (B) Laminação plano-paralela com atitude $58^\circ/130^\circ$ Az em calcário (Ponto 185); (C) Acamamento plano-paralelo com atitude $78^\circ/103^\circ$ Az em arenito (Ponto 163) e (D) Laminação plano-paralela com atitude $51^\circ/110^\circ$ Az em calcário (Ponto 298).....	60
Figura 56- (A) Acamamento plano-paralelo com atitude $10^\circ/020^\circ$ Az em arenito na Serra do Mangaval (Ponto 151) e (B) Estratificação cruzada tipo tabular observada em arenito na Serra do Mangaval (Ponto 150).....	61
Figura 57- Diagrama de contorno de pólos do acamamento observado na área desenhando uma guirlanda, com concentração dominante dos mergulhos dos planos para o quadrante SE, refletindo uma assimetria aparente, devido à maior coleta de medidas em abas leste das megadobras ( <i>Rede de Schmidt-Lambert, hemisfério inferior</i> ).....	61
Figura 58- (A) Geometria de uma dobra flexural aberta observada em rocha arenítica da Formação Raizama e (B) Detalhe da dobra aberta observada, cujo eixo possui um caimento baixo de $10^\circ$ para o quadrante NE (Ponto 308).....	63
Figura 59- (A) Dobra flexural aberta observada em arenito da Formação Raizama próximo ao contato com a Formação Nobres (Ponto 124). (B) Estereograma de pólos dos planos medidos nos flancos da dobra, com distribuição dos pólos desenhando uma guirlanda com caimento de eixo de $22^\circ$ para o quadrante SE...	64
Figura 60- Antiforme/sinforme apertados com eixos com baixo caimento ( $19^\circ/228^\circ$ Az e $22^\circ/218^\circ$ Az, respectivamente), observados em arenito da Formação Raizama (Ponto 134).....	65
Figura 61- (A) Dobras em <i>kink band</i> desenvolvidos em calcários laminados da Formação Guia. (B) Figura esquemática, destacando a geometria dos <i>kinks bands</i> (Ponto 295).....	66
Figura 62- (A) Foto no piso mostrando falhas direcionais centimétricas deslocando vênulas de quartzo, observadas em arenito. (B) Figura esquemática destacando a geometria e cinemática das falhas direcionais (Ponto 237).....	66
Figura 63- (A) Falha direcional centimétrica deslocando vênulas de quartzo, observadas em piso no arenito. (B) Figura esquemática mostrando uma movimentação dextral (Ponto 246).....	67
Figura 64- (A) Falha direcional oblíqua (inversa) com deslocamento indicado, observada em arenito. (B) Foto mostrando em detalhe estrias de falha com caimento baixo ( $14^\circ$ ) para o quadrante SW, indicando uma cinemática dextral (Ponto 136).....	67
Figura 65- Fraturas subverticais em piso observadas em arenitos da Formação Raizama. (A) Fraturas paralelas com dimensões métricas e direção $030^\circ$ Az. (Ponto 287) e (B) Fraturas ortogonais com direções $040^\circ$ Az e $120^\circ$ Az (Ponto 286).....	68
Figura 66- Diagrama de roseta mostrando as direções das famílias de fraturas observadas. Notar a maior frequência de estruturas na direção NW/SE, aproximadamente E/W.....	68

Figura 67- (A) <i>Tension gashes</i> paralelos com tamanhos centimétricos preenchidos por sílica, observados em arenitos. (B) Figura esquemática destacando a geometria retilínea e paralelas dos <i>tension gashes</i> juntamente com fraturas formando par cisalhante, indicando a direção de maior tensão (Ponto 318).....	69
Figura 68- (A) <i>Tension gash</i> com aspecto sigmóide mostrando cinemática sinistral, observado em diamictito (Ponto 174); (B); (C) e (D) <i>Tension gash</i> com organização escalonada em forma de amêndoas retilíneas preenchidos por sílica (Ponto 264).....	70
Figura 69- (A) Estilolito observado em calcário laminado em afloramento próximo a encosta de serra (Ponto 185); (B) Estilolito preenchido por calcita observado em calcários finamente laminados da Formação Guia (Ponto 187); (C) Estilolito com picos levemente inclinados observados em dolomitos laminados (Ponto 282) e (D) Estilolito preenchido por dolomita observado em dolomito (Ponto 309).....	71
Figura 70- (A) Dolomito brechado observado em afloramento ao longo da rodovia BR-070 (Ponto 153); (B) Detalhe do aspecto brechado do dolomito, com clastos bastantes angulosos (Ponto 153); (C) Afloramento com calcário brechado (Ponto 229) e (D) Detalhe da brecha calcária com clastos laminados (Ponto 229).....	72
Figura 71- Estereograma de contorno de pólos das medidas de acamamento mostra distribuição em guirlanda assimétrica, com concentrações máximas no <i>trend</i> NW/SE.....	73
Figura 72- Estereograma com plano médio (em azul) dos acamamentos e concentração máxima das linhas (em vermelho), com uma relação angular formando <i>rake</i> (•) de aproximadamente 16°, que indica assimetria cinemática oblíqua inversa dextral.....	74
Figura 73- (A) Estereograma apresentado as orientações e caimentos dos eixos das dobras flexuras. (B) Estereograma de pólos dos planos axiais das respectivas dobras flexuras.....	75
Figura 74- Imagem de sensor da área mapeada, exibindo as principais estruturas (dobras e falhas) em escala regional com seus arranjos cinemáticos.....	76
Figura 75- (A), (B), e (C) Dobras flexurais mesoscópicas exibindo região apical e flancos com espessuras aproximadas. (D) Dobra flexural com região apical nitidamente mais espessa que seus flancos. (E), (F) e (G) Figuras esquemáticas ressaltando os contornos das dobras e suas regiões apicais, ambas pertencentes à subclasse 1B, e (H) Figura esquemática ressaltando a geometria de uma dobra com região apical mais espessa que seus flancos, classificada na subclasse 1C.....	80
Figura 76- Modelo de desenvolvimento de dobra em nível crustal médio a raso, cujo mecanismo de dobramento responsável pela sua arquitetura é o dobramento por flambagem acompanhado por deslizamento flexural. As estruturas cataclásticas observadas relacionadas a esses mecanismos são os <i>tension gashes</i> retilíneos nas camadas mais externas, os <i>tension gashes</i> em forma de sigmóide formados por deslizamento entre as camadas próximas aos flancos e as brechas situadas nas camadas mais internas próximas a região de charneira.....	82
Figura 77- Modelo tectônico proposto para o arranjo geométrico das grandes dobras observadas na região estudada. (A) Início do processo de encurtamento, ocasionando o desenvolvimento das dobras paralelas formadas pela atuação da deformação longitudinal tangencial as camadas, além da nucleação de rupturas próximas aos flancos das dobras. (B) Estado final do quadro tectônico na região, com dobras apertadas levemente assimétricas, com seus flancos rompidos por falhas inversas oblíquas com seus componentes cinemáticos indicados.....	83

## SUMÁRIO

<b>DEDICATÓRIA</b> .....	iv
<b>AGRADECIMENTOS</b> .....	v
<b>EPÍGRAFE</b> .....	vi
<b>RESUMO</b> .....	vii
<b>ABSTRACT</b> .....	ix
<b>LISTA DE ILUSTRAÇÕES</b> .....	xi
<b>1 INTRODUÇÃO</b> .....	01
1.1 APRESENTAÇÃO.....	01
1.2 LOCALIZAÇÃO E ACESSO DA ÁREA ESTUDADA.....	02
1.3 OBJETIVOS DO TRABALHO.....	04
1.4 ATIVIDADES E MÉTODOS.....	04
1.5 TERMOS E CONCEITOS APLICADOS.....	05
1.5.1 <b>Deformação</b> .....	05
1.5.2 <b>Transpressão e Transtensão</b> .....	07
1.5.3 <b>Dobras</b> .....	08
1.5.3.1 <i>Kink Bands</i> .....	13
1.5.4 <b>Lineação</b> .....	13
1.5.5 <b>Fraturas</b> .....	14
1.5.6 <b>Falhas</b> .....	15
<b>2 CONTEXTO GEOLÓGICO</b> .....	20
2.1 SÍNTESE DO CARATER TECTÔNOSTRUTURAL.....	20
2.1.1 <b>Província Tocantins</b> .....	20
2.1.2 <b>Faixa Paraguai</b> .....	22
2.1.3 <b>Domínios Tectônicos da Faixa Paraguai</b> .....	25
2.1.4 <b>Estratigrafia das Rochas do Segmento Setentrional da Faixa Paraguai</b> .....	27
2.1.4.1 Grupo Cuiabá.....	28
2.1.4.2 Formação Puga.....	28

2.1.4.3 Grupo Araras.....	28
2.1.4.4 Grupo Alto Paraguai.....	29
<b>3 ANÁLISE DE IMAGEM DA SRTM.....</b>	<b>31</b>
3.1 APRESENTAÇÃO.....	31
3.2 LEITURA E ANÁLISE DE IMAGEM DE RADAR (SRTM) .....	32
3.2.1 <b>Lineamentos de Relevô</b> .....	32
3.2.2 <b>Lineamento de Drenagem</b> .....	34
3.2.3 <b>Relação Geométrica, Cinemática e Temporal dos Lineamentos Observados</b> ....	35
3.2.4 <b>Discussões Sobre os Dados Apresentados</b> .....	37
<b>4 GEOLOGIA DA ÁREA MAPEADA.....</b>	<b>38</b>
4.1 APRESENTAÇÃO.....	38
4.2 UNIDADES SEDIMENTARES AFLORANTES E MAPEADAS NA ÁREA DE ESTUDO.....	38
4.2.1 <b>Formação Puga</b> .....	38
4.2.2 <b>Formação Guia</b> .....	39
4.2.3 <b>Formação Serra do Quilombo</b> .....	40
4.2.4 <b>Formação Nobres</b> .....	41
4.2.5 <b>Formação Raizama</b> .....	43
4.2.6 <b>Formação Diamantino</b> .....	44
<b>5 ANÁLISE GEOMÉTRICA E CINEMÁTICA.....</b>	<b>45</b>
5.1 APRESENTAÇÃO.....	45
5.2 PRINCIPAIS ESTRUTURAS SEDIMENTARES PRIMÁRIAS E TECTÔNICAS.	46
5.2.1 <b>Análise Geométrica das Estruturas nas Frentes de Minas</b> .....	46
5.2.1.1 Mina 1.....	47
5.2.1.2 Mina 2.....	56
5.2.2 <b>Análise Geométrica das Estruturas Distribuídas na Área</b> .....	59

5.2.3 <b>Análise Cinemática</b> .....	72
5.2.3.1 Relação Plano de Acamamento – Lineação.....	73
5.2.3.2 Análise das Dobras.....	74
5.2.3.3 Análise dos Elementos de Trama Rúptil-Dúctil e Rúptil.....	77
<b>6 DESENVOLVIMENTO DAS DOBRAS</b> .....	78
6.1 APRESENTAÇÃO.....	78
6.2 CARACTERISTICAS DAS DOBRAS QUANTO AO SEU AMBIENTE DE FORMAÇÃO.....	78
6.3 TIPOS DE DOBRAS QUANTO AOS SEUS PROVAVEIS MECANISMOS DE FORMAÇÃO.....	80
6.4 MODELAMENTO TECTÔNICO.....	82
<b>7 DISCUSSÕES</b> .....	84
<b>8 CONCLUSÃO</b> .....	87
<b>REFERÊNCIAS</b> .....	89
<b>ANEXO</b> .....	95

## **MAPA LITOESTRUTURAL DA FAIXA PARAGUAI/REGIÃO DE CÁCERES-MT**

# 1 INTRODUÇÃO

## 1.1 APRESENTAÇÃO

Esta dissertação tem como principal finalidade o estudo, sob o ponto de vista da Geologia Estrutural, dos aspectos geométricos e cinemáticos das rochas supracrustais, da Faixa Paraguai, às proximidades da região de Cáceres-MT (Fig.1).

Apesar de haver trabalhos anteriormente relacionados à Geologia Estrutural desenvolvidos nessa região, estudos dessa natureza em maior detalhe ainda são poucos, o que torna relevante esta pesquisa.

Na área investigada estão presentes rochas pertencentes a Formação Puga e ao Grupo Araras: calcários finos e folhelhos (Formação Guia), brechas dolomíticas (Formação Serra do Quilombo) e dolomitos arenosos, arenitos finos e ritmitos (Formação Nobres) e ao Grupo Alto Paraguai: arenitos e pelitos, carbonatos (Formação Raizama) e conglomerados, arenitos e pelitos (Formação Diamantino).

Essas rochas do ponto de vista regional apresentam-se dobradas em diferentes escalas, representando as raízes de um orógeno, atualmente referido como Faixa Paraguai.

Em escala mesoscópica, os excelentes afloramentos de rochas carbonáticas e siliciclástica, possibilitaram uma visão ampla da situação geológica da região, permitindo o modelamento estrutural atribuído a diferentes estágios deformacionais que atuaram nessa porção da faixa.

A região, além de excelente referencial para estudos de Geologia Estrutural, mostra grande potencial mineral, no que se diz respeito a rochas calcárias, que vêm sendo exploradas por várias mineradoras para diversos fins, tais como: cargas industriais, tintas, corretivos de solo, aditivos de asfalto, etc.

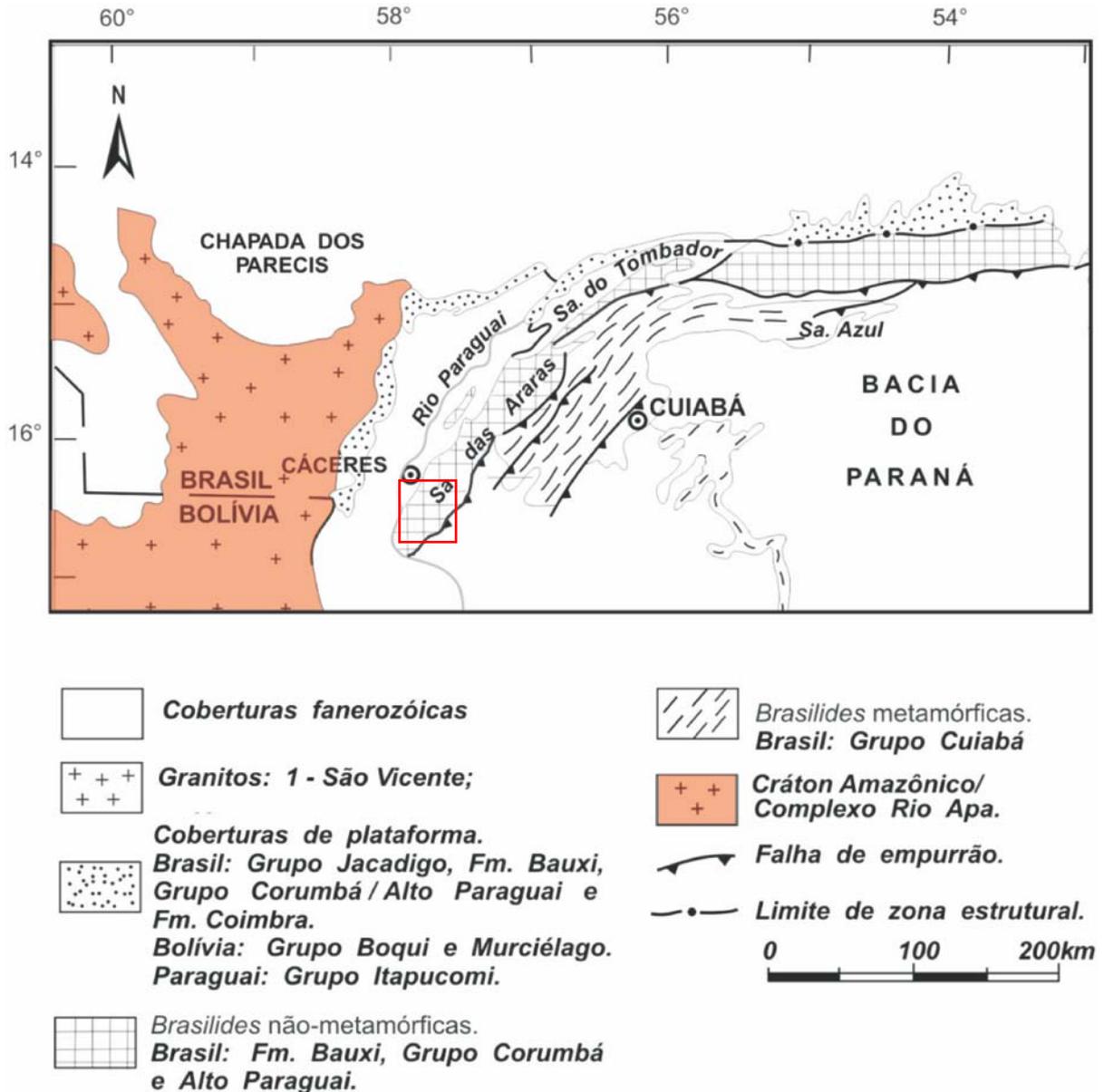


Figura 1- Mapa Geológico da Faixa Paraguai, polígono vermelho mostrando à localização da área de estudo, onde estão inseridas as minas de calcário da região de Cáceres.

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

## 1.2 LOCALIZAÇÃO E ACESSO DA ÁREA ESTUDADA

A área de estudo, está localizada na porção setentrional da Faixa Paraguai, mais precisamente nas proximidades da região de Cáceres/MT. Tem dimensões de aproximadamente 1200 km<sup>2</sup>, onde estão inseridas minas de rocha calcária, pontos e perfis de corte de estrada que fizeram parte do estudo.

O acesso a cidade de Cáceres que fica a 220 km de Cuiabá, é realizado por via terrestre. Partindo de Cuiabá, toma-se a rodovia BR-070, com pavimentação asfáltica em toda sua extensão (Fig.2).

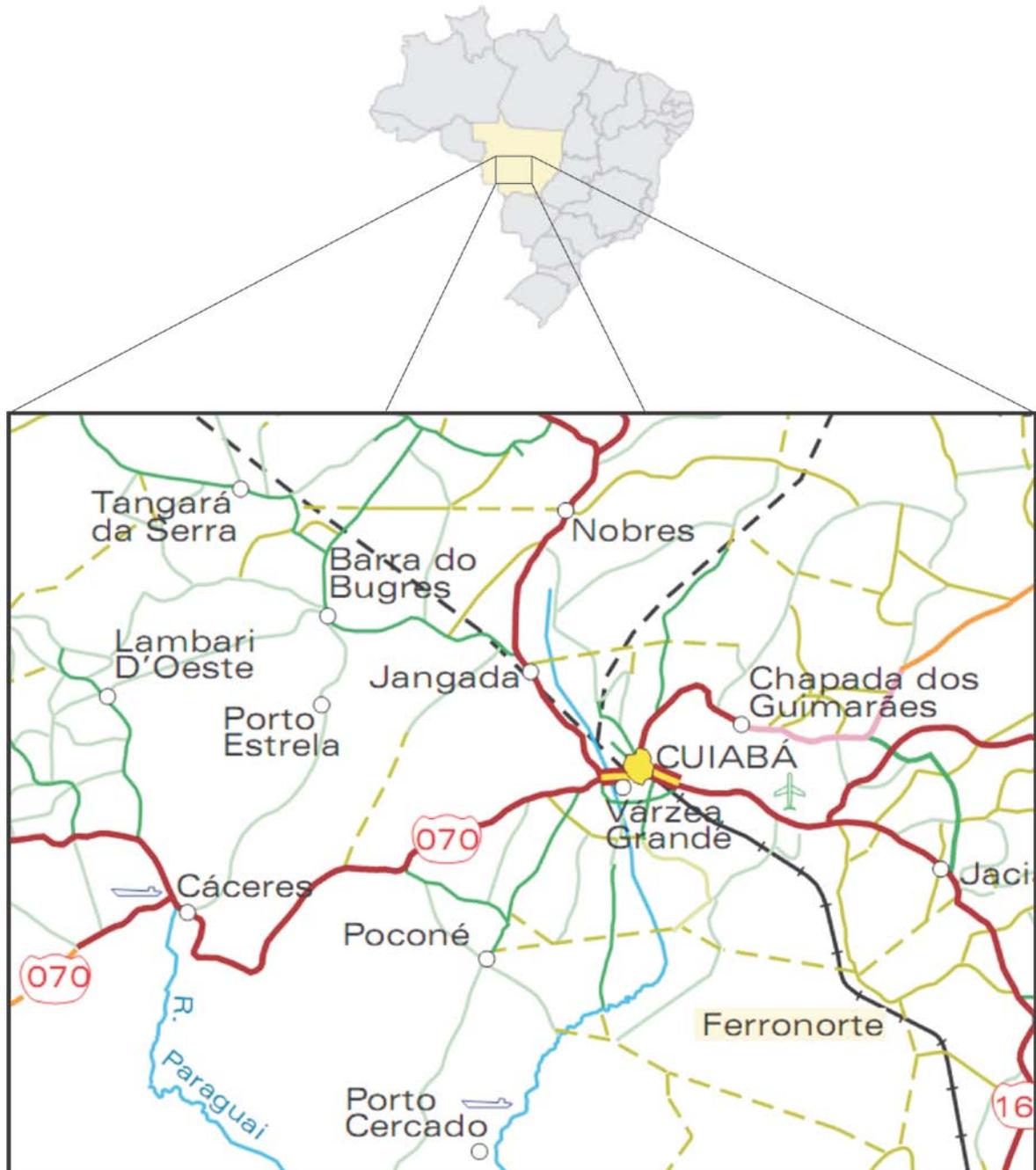


Figura 2- Mapa rodoviário do Estado do Mato Grosso destacando a BR-070, que liga Cuiabá a Cáceres.  
Fonte: Mapas de Rodovias (2010)

### 1.3 OBJETIVOS DO TRABALHO

O trabalho busca, a partir do mapeamento estrutural, em escala de detalhe e semi-detalhe (escalas 1:1000 e 1:60.000), a caracterização geométrica e cinemática dos arranjos estruturais que caracterizam a inversão positiva das rochas clásticas e químicas expostas no domínio norte da Faixa Paraguai.

Com base nesses dados e com suporte em sensores remotos, pretende-se avançar no entendimento da história geológica regional, em particular da borda sul do Cráton Amazônico.

O trabalho torna-se relevante no sentido de contribuir para o entendimento do quadro tectônico regional, em particular, do ponto de vista estrutural da Faixa Paraguai.

### 1.4 ATIVIDADES E MÉTODOS

O estudo constou, da confecção de seções estruturais e mapa geológico, enfatizando a análise geométrica e cinemática das rochas, em escalas de trabalho 1:100.000 e 1:25.000. Essas seções foram integradas em mosaicos.

O projeto gerou um mapa geológico-estrutural na escala 1:250.000 da região, acompanhado de texto descritivo e explicativo, referente a presença e disposição espacial das estruturas tectônicas presentes nas rochas aflorantes na região.

Foram usadas técnicas básicas de mapeamento geológico de áreas deformadas, adicionadas a técnicas de mapeamento digital, incluindo:

- Levantamento do acervo bibliográfico e cartográfico da região.
- Interpretação visual de imagens de radar SRTM (*Shuttle Radar Topography Mission*), georeferenciadas segundo o sistema de referência internacional *World Geodetic System 1984 (WGS84)*, utilizadas nas escalas disponíveis (1:350.000; 1:100.000; 1:60.000), usando os recursos disponíveis no LAIT (Laboratório de Análises de Imagens do Trópico Úmido - IG/UFPA), com a preparação de mapas temáticos integrados (estrutural e geológico). Este estudo seguiu o método sugerido por Veneziani & Anjos (1982), o qual se baseia na separação de elementos fotointerpretativos (relevo e drenagem), sendo através destes extraídos os lineamentos estruturais, que foram digitalizados manualmente, utilizando a plataforma GIS (ArcMap 9), recebendo atributos como: direção, comprimento, densidade, interseções e espaçamento. Através desses procedimentos sugeriram-se tipos de estrutura, grau de estruturação e ordem de estruturação.

- Trabalhos de campo em afloramentos expostos envolvendo (a) mapeamento litoestratigráfico, (b) localização, descrição e representação em mapa dos principais elementos tectônicos observados nas rochas. O método usado em campo envolveu a descrição detalhada dos afloramentos, coleta de amostras e de dados relativos à geometria e cinemática das estruturas tectônicas encontradas.

- O posicionamento dos pontos e linhas de campo foi realizado com o uso do dispositivo móvel modelo *Garmin GPSmap 76CSx*.

- O mapeamento digital foi feito através de tecnologia BLUETOOTH por intermédio do computador portátil *Palm Top*. No campo os dados coletados foram colocados no *Palm Top*, que estava acoplado ao receptor GPS e, que gerou automaticamente os mapas estruturais e litológicos de detalhe e semi-detalhe da área estudada.

- Tratamento dos dados em escritório e laboratório compreendeu em digitalização das seções estruturais confeccionadas nas etapas de campo e eventualmente estudos de feições microestruturais.

- Dados relativos à geologia estrutural de campo foram estudados seguindo as técnicas rotineiras, envolvendo tratamento estatístico e interpretação integrada com os dados estratigráficos e regionais. Utilizou-se os *softwares Stereonet, Corel Draw X3 e ArcGis 9.3*.

## 1.5 TERMOS E CONCEITOS APLICADOS

Nesta seção são abordados, de maneira sucinta, os principais termos e conceitos utilizados em Geologia Estrutural, com relação direta às questões observadas na área em foco, com o objetivo de auxiliar o leitor no entendimento do texto.

### 1.5.1 Deformação

De acordo com Choukroune (2000), deformação é a mudança na forma (distorção), volume (dilatação) e orientação de corpos rochosos e minerais quando estes são submetidos a esforços tectônicos. Quando a deformação é aplicada de forma igual em todos os pontos do corpo rochoso é chamada homogênea (Fig.3) e quando a deformação não ocorre de forma igual em todos os pontos do corpo rochoso é chamada heterogênea (Fig.4).

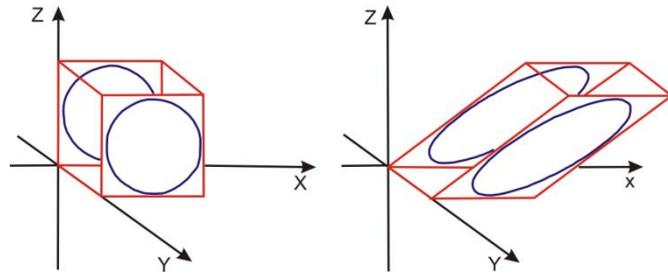


Figura 3- Deformação homogênea, representada pelo elipsóide de deformação, onde uma esfera imaginária sofre deformação. X = eixo de estiramento máximo; Y = eixo intermediário; Z = eixo de encurtamento máximo. Fonte: Modificado de Choukroune, 2000.

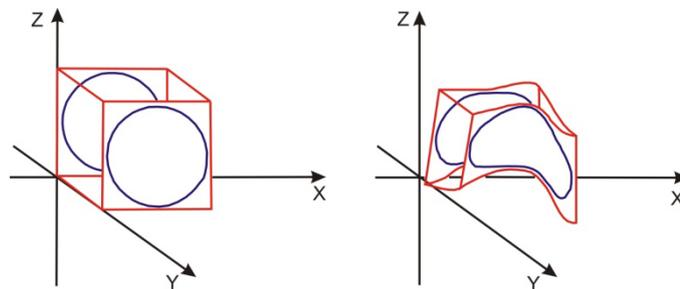


Figura 4- Deformação heterogênea, o paralelismo não é mantido e a taxa de deformação varia de ponto a ponto na esfera imaginária. Fonte: Modificado de Choukroune, 2000.

Tanto a deformação homogênea quanto a heterogênea podem sofrer processos de deformação diferenciados. Quando em um processo de deformação onde os tensores principais de esforço são aplicados de modo coaxial sem causar rotação, é chamado de cisalhamento puro (Fig.5) e quando os tensores principais são aplicados obliquamente, ou seja, não-coaxiais, ocasionando rotação em sentido horário e anti-horários, é chamado de cisalhamento simples (Fig.6).

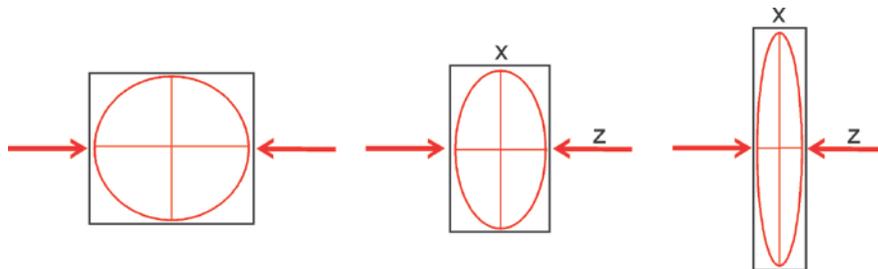


Figura 5- Seção esquemática de um corpo cúbico deformado em situação coaxial, sem apresentar rotação. As setas vermelhas indicam a direção de maior encurtamento (compressão). A direção de maior encurtamento é indicada pela letra Z e a de maior estiramento pela letra X.

Fonte: Modificado de Twiss & Moores, 1992.

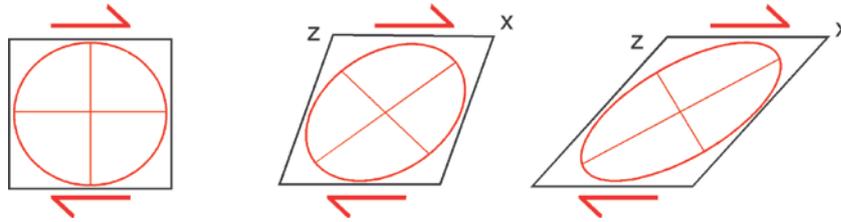


Figura 6- Seção esquemática de um corpo cúbico deformado em situação não-coaxial. As setas vermelhas representam tensores cisalhantes nas bordas opostas, produzindo rotação no sentido de aplicação dos tensores. As direções de maior encurtamento e maior estiramento são indicadas pelas letras Z e X, respectivamente.

Fonte: Modificado de Twiss & Moores, 1992.

Seguido ainda o conceito de Choukroune (2000) toda a estrutura está sujeita a mudanças, passando de um estado inicial para um final. Este percurso é denominado de deformação finita e deformação incremental (progressiva). Onde a primeira se refere à deformação mensurável nas rochas, onde se observa o estado final da rocha após a deformação, configurada por modificações, impostas por eventos sucessivos de deformação. A segunda é definida como sendo aquela, pequena deformação, que se adiciona a um determinado estágio da evolução da deformação para se obter o estágio seguinte, neste caso é necessário encontrar e analisar marcadores passivos de deformação nas rochas para se percorrer desde seu estado original até seu estado final após a deformação, sendo que cada um dos passos desse percurso a deformação é caracterizada como finita.

### 1.5.2 Transpressão e Transtensão

Os conceitos de transpressão e transtensão foram introduzidos pela primeira vez por Harland (1971) para descrever regimes tectônicos de movimentação oblíquas entre placas tectônicas.

Os regimes transpressivos e transtensivos podem ser vistos como regimes transcorrentes (caracterizados por cisalhamento simples subhorizontal) submetidos a encurtamento ou extensão (componente de cisalhamento puro) perpendicular à zona cisalhante (Sanderson & Marchini, 1984).

Segundo Tikoff & Teyssier (1994) o regime transpressional esta relacionado à convergência oblíqua de placas podendo ser diferenciado em dois tipos: (1) **predomina componente de cisalhamento puro** e (2) **predomina componente de cisalhamento simples** (Fig.7).

Em uma visão mais geológica que matemática, por exemplo, regiões que se desenvolvem com as características de deformação do primeiro tipo, favorecem o desenvolvimento de falhas de empurrão, sendo estas acompanhadas por falhas transcorrentes, que são responsáveis pela acomodação da deformação direcional. E em regiões com as características de deformação do segundo tipo, favorece o desenvolvimento de zonas de falhas transcorrentes, acompanhadas por falhas de empurrão, que acomodam a deformação por encurtamento. Sendo que em ambos os casos as falhas transcorrentes e de empurrão são formadas ao mesmo tempo em resposta ao mesmo regime de esforço.

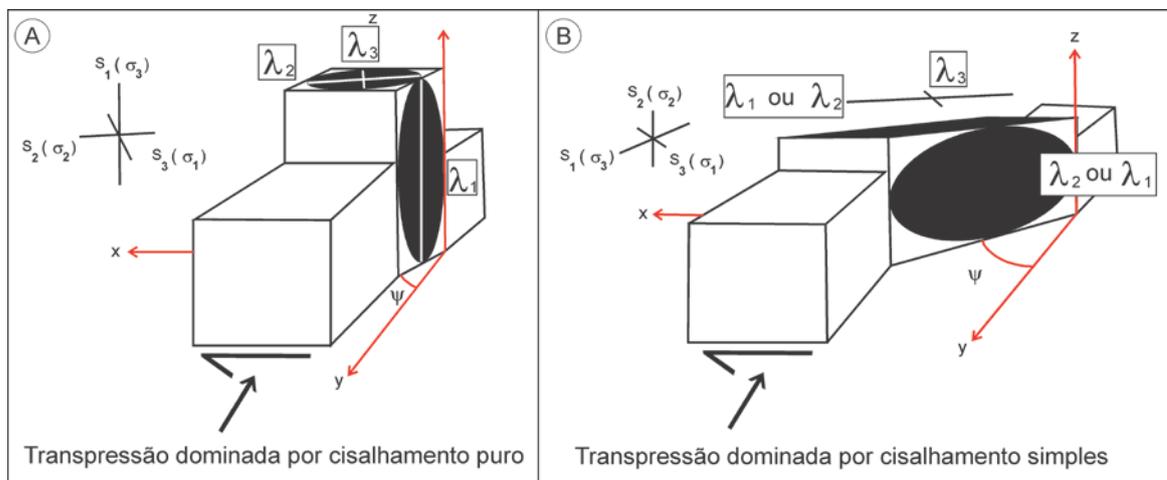


Figura 7- (A) Transpressão dominada por cisalhamento puro, a componente de cisalhamento puro domina em ambas as deformações, instantânea e finita. (B) Transpressão dominada por cisalhamento simples resulta em uma orientação aleatória dos eixos de deformação instantânea e finita, sendo que a componente instantânea de cisalhamento puro, embora menor que a componente de cisalhamento simples, é mais eficiente para acumular o *strain* finito.

Fonte: Modificado de Tikoff & Teyssier, 1994.

### 1.5.3 Dobras

São definidas por ondulações de feições planares submetidas à deformação heterogênea durante um episódio tectônico ou não (Choukroune, 2000). Podem ser descritas de acordo com a orientação de seus elementos geométricos (Fig.8) e estilo (simetria, cilíndricidade, etc.). As dobras são estruturas que ocorrem absolutamente em todas as escalas, indo da microscópica a mesoscópica.

As dobras desenham formas geométricas cônicas, cilíndricas ou curvilineares/curvilíneas, de acordo com o modo de deslocamento da geratriz responsável pela definição da geometria de sua superfície de contorno (Fig.9).

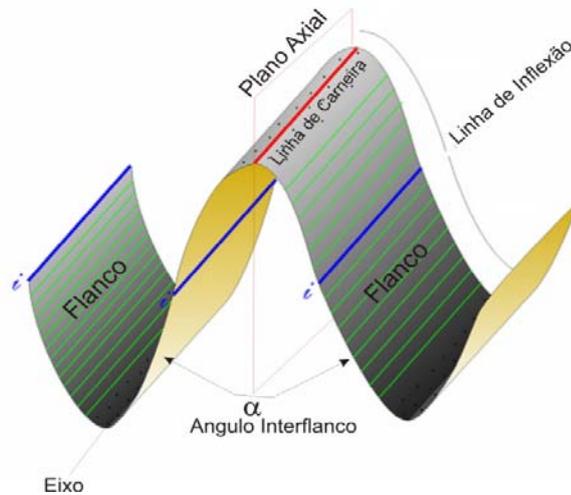


Figura 8- Principais elementos geométricos descritivos para uma dobra: *plano axial* – plano de simetria da dobra; *eixo* – linha que une os pontos de máxima curvatura da dobra; *linha de charneira* – região de maior curvatura da dobra; *flanco* – região lateral da dobra; *ângulo interflanco* – ângulo formado entre os flancos da dobra; *linha de inflexão* - região que liga duas dobras conjuntas.

Fonte: Modificado de Ramsay & Huber, 1987.

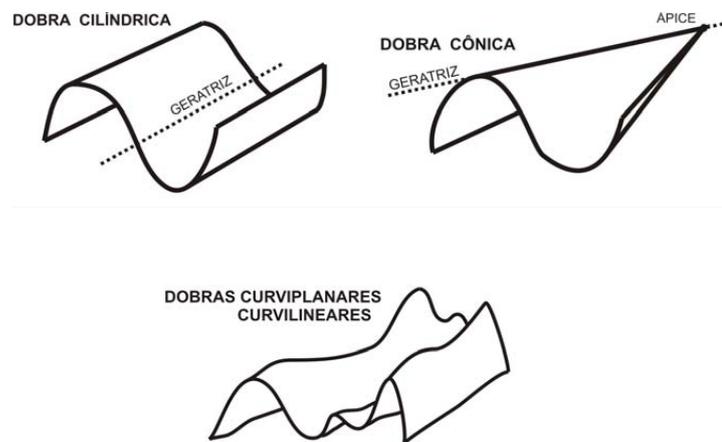


Figura 9- Dobras cilíndricas, cônicas e curvilineares/curviplanares. O movimento da geratriz de cada uma dessas dobras define as diferenças. Geratriz que se desloca paralelamente no espaço desenha dobras cilíndricas; geratriz que se desloca com um ponto fixo no espaço desenha dobras cônicas. Quando o deslocamento da geratriz é de forma irregular no espaço, desenha-se dobras curvilineares a curviplanares.

Fonte: Modificado de Ramsay & Huber, 1987.

As dobras podem ainda ser definidas quanto ao seu ângulo de abertura, visto que este aspecto é um dos mais marcantes observados. O ângulo interflanco de uma dobra pode ser usado para se estimar a quantidade de esforço compressivo o qual um estrato foi submetido para formar a dobra (Park, 1989). Seguindo a classificação de Fleuty (1964) as dobras quanto à abertura classificam-se em suave, abertas, fechadas, apertadas e isoclinais (Fig.10).

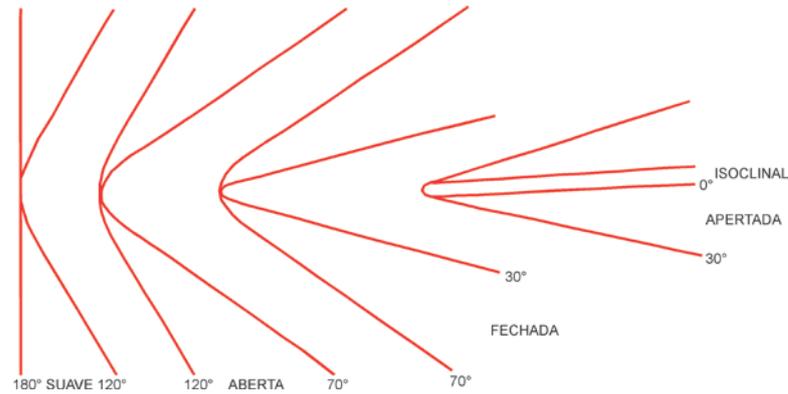


Figura 10- Classificação das dobras quanto à abertura.  
 Fonte: Modificado de Fleuty, 1964.

De acordo com Leyshon & Lisle (1996), o ângulo entre os flancos de uma dobra pode ser analisado, também através da utilização da projeção estereográfica, observando o padrão de distribuição dos pólos (Fig.11).

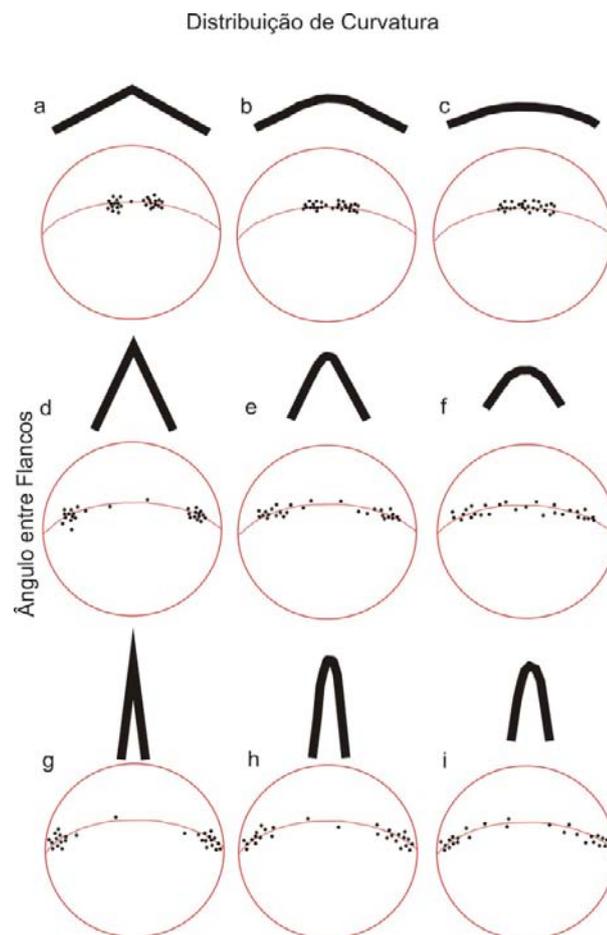


Figura 11- Diagrama de Layshon & Lisle para classificação quanto ao estilo de dobras, com base na distribuição de pólos na projeção estereográfica.

Além dessa análise, pode-se inferir utilizando a projeção estereográfica também: (1) a **tensão**: quando se tem pólos concentrados mais próximos das extremidades da guirlanda, pode-se dizer que as dobras tendem mais a ser fechadas a apertadas (Fig.11d a 11i) e com isso foram submetidas a uma tensão maior. Ao contrario quando se tem pólos mais concentrados próximos da região central da guirlanda, as dobras tendem a ser suaves a abertas (Fig.11a, 11b e 11c), sendo assim submetida a uma tensão menor. (2) **curvatura**: a curvatura de uma dobra pode ser determinada através dos padrões de distribuição dos pólos ao longo da guirlanda. Quando se tem um padrão de agrupamento dos pólos, a curvatura da dobra tende ser mais angulosa (Fig.11a, 11d e 11g), ao contrario quando os pólos possuem padrões mais dispersos ao longo da guirlanda, as dobra interpretadas possuem formas mais arredondadas (Fig.11c, 11f e 11i). (3) **assimetria**: as dobras ilustradas são simétricas, porque possuem flancos com comprimentos iguais (Fig.11). Os estereogramas idealizados correspondem a formas simétricas por apresentarem agrupamento de pólos, que são de medidas tomadas nas partes menos curvas das superfícies dobradas, ou seja, os flancos. Se as dobras são assimétricas, os dois flancos possuiriam comprimentos diferentes, então se esperaria duas concentrações de pólos no estereograma um mais pronunciado do que o outro.

As dobras podem ser classificadas também de acordo com Ramsay (1967), quanto ao ângulo de mergulho das isógonas. Este parâmetro geométrico, representado por uma linha no perfil da dobra, pode se determinado ao se encontrar na dobra dois pontos de interseção, um na base e outro no topo da camada dobrada, entre a superfície dobrada e a linha tangente que forma o mesmo ângulo em relação à linha ortogonal ao traço axial da dobra (Fig.12).

Com base nessa classificação as dobras são separadas em três grupos: **1-** Dobras com isógonas convergentes: Classe 1A, 1B e 1C; **2-** Dobras com isógonas paralelas: Classe 2; **3-** Dobras com isógonas divergentes: Classe 3.

Segundo Ramsay, as linhas de isógonas refletem geometricamente vários tipos de dobras separadas a partir de suas espessuras apicais. As dobras da classe 1A apresentam espessura apical menor que a espessura de seus flancos. As dobras da classe 1B apresentam espessura apical semelhante à espessura dos flancos. As dobras das classes 1C, classe 2 e classe 3 apresentam ápices gradativamente mais espessos (Fig.12).

A variação observada da espessura apical reflete as condições mecânicas da rocha durante o dobramento ou as condições físicas do ambiente (Ramsay & Huber, 1987).

Desta forma as dobras da classe 1A indicam baixa capacidade de fluxo material para zonas de baixa tensão (região apical) e ambiente relativamente raso. Dobras das classes 1B, 1C e 2 se desenvolvem em níveis crustais progressivamente mais profundos respectivamente,

ou tem relação com rochas menos competentes. Dobras da classe 3 estão relacionadas com processos de dobramento em níveis crustais relativamente mais profundos, ou envolve dobramento de rochas com alta plasticidade, permitindo facilmente o fluxo de material para a região do ápice.

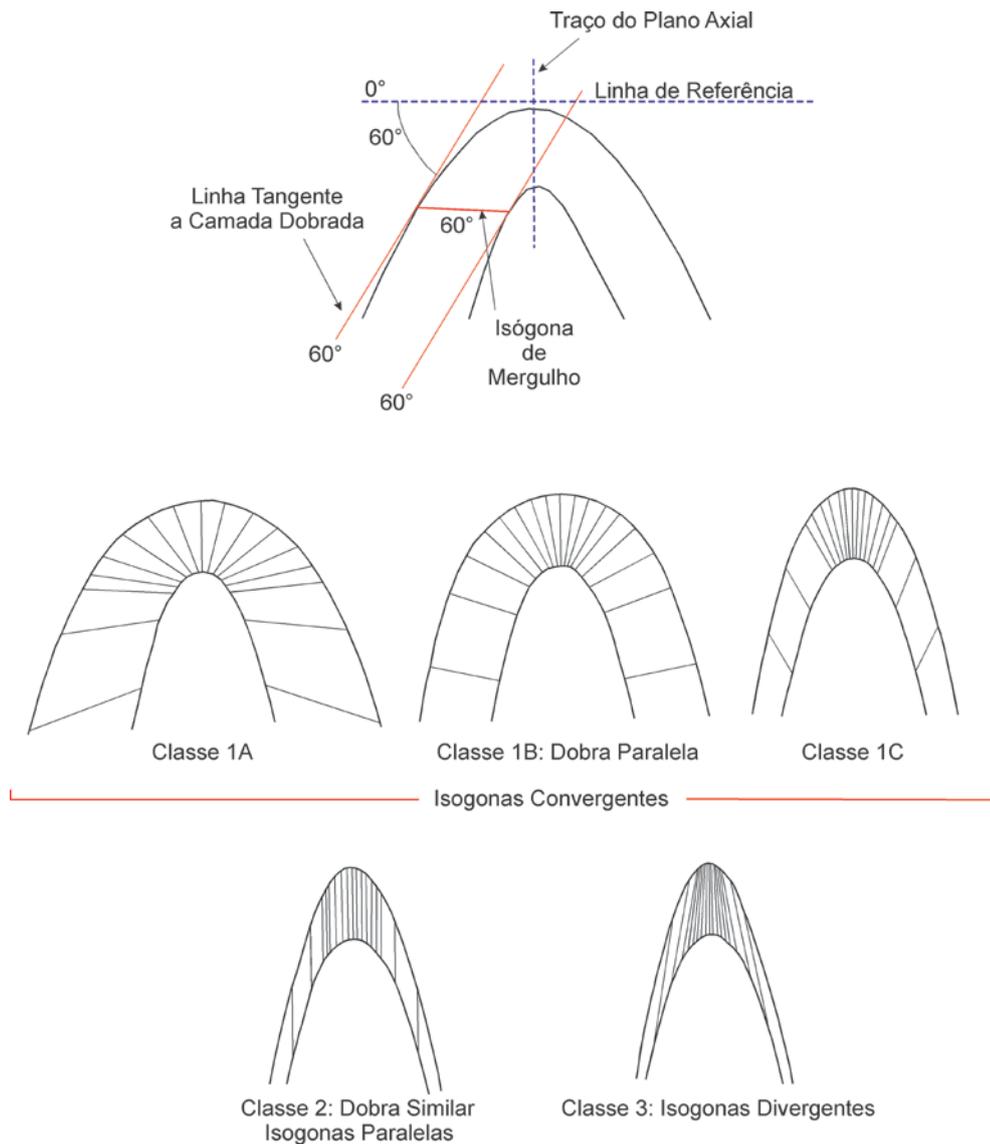


Figura 12- Classificação das dobras de acordo com o mergulho das linhas de isógonas. A figura mais ao topo ilustra melhor a definição geométrica da isógonas de mergulho. Os diferentes tipos de dobras apresentados possuem relação direta com as condições mecânicas durante o dobramento, a dobra da classe 1A representa condições mecânicas com fraca ductibilidade. O grau de ductibilidade vai aumentando progressivamente em direção a dobra da classe 3.

Fonte: Modificado de Ramsay & Huber, 1987.

### 1.5.3.1 *Kink band*

São dobras forçadas que se desenvolvem em seqüências francamente laminadas que apresentam forte anisotropia mecânica planar e acomodam um componente de encurtamento paralelo ao acamamento. São formadas em condições de temperatura e pressão baixas, comuns em domínios rúpteis (Twiss & Moores, 1992).

Uma *kink band* é caracterizada como, o flanco curto entre duas superfícies axiais, as quais são os limites da *kink bands*. Na figura 13 é mostrado *kink bands* formados por planos de cisalhamento paralelos que formam uma dobra forçada com padrão monoclinial.

### 1.5.4 Lineação

São estruturas lineares que ocorrem penetrativamente nas rochas, sob escala mesoscópica. Podem ser primárias (p.e. cristas de marcas de onda, imbricamento de seixos) ou secundárias (p.e. interseção, crenulação, mineral, estiramento), sendo neste trabalho utilizada a classificação morfológica (Fig.14) dessas estruturas sugerida por Twiss & Moores (1992).

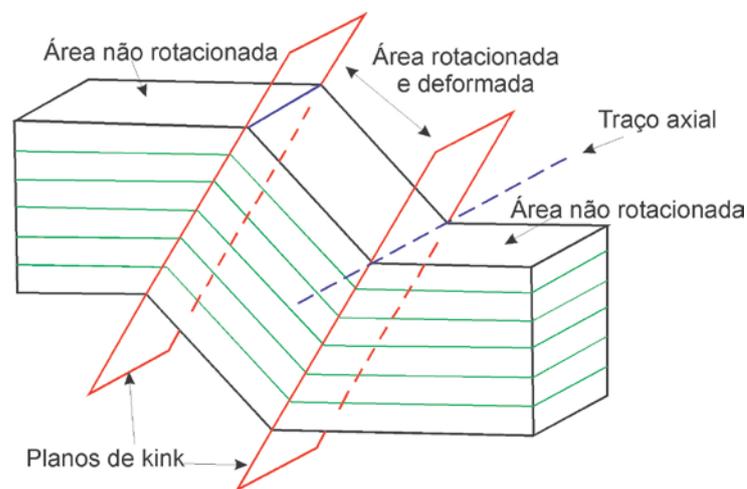


Figura 13- Geometria de uma dobra forçada com padrão *kink band* desenvolvido ao longo de planos de cisalhamento paralelos, destacados em vermelho, responsáveis pela rotação dos blocos internos que constroem a dobra tipo monoclinial.

Fonte: Modificado de Twiss & Moores, 1992.

<b>LINEAÇÕES EM ROCHAS DEFORMADAS</b>	<b>ESTRUTURAL</b>	<i>Discreta</i>	Seixos Fosseis Manchas de alteração oóides
		<i>Construtiva</i>	Linhas de carneira Linhas de intersecção Linhas de <i>boudins</i> <i>slickenlines</i> Mulions
	<b>MINERAL</b>	<i>Policristalina</i>	Bastão Minerais difusos Slickenlines Sobrecrescimento não fibroso
		<i>Grão Mineral</i>	Grãos de hábito acicular Grãos alongados Minerais fibrosos Preenchimento fibroso de veios <i>Slickenfibers</i> Sobrecrescimento fibroso

Figura 14- Esquema para classificação morfológica de lineações.

Fonte: Modificada de Twiss & Moores, 1992.

Para Hatcher (1995), qualquer estrutura que pode ser expressa como uma linha real ou imaginária é denominada de estrutura linear ou lineação. Constituem um tipo de elemento de trama, os quais podem ser penetrativos ou não penetrativos em massas rochosas.

### 1.5.5 Fraturas

São descontinuidades existentes nas rochas em decorrência da ação de um campo de tensão coaxial, não coaxial ou total. É a resposta da rocha ao esforço em domínio de profundidades relativamente baixas, em domínio litosférico rúptil.

As fraturas podem ser extensionais ou tipo I (movimento relativo perpendicular à parede das fraturas); cisalhantes tipo II (movimento relativo paralelo à superfície e perpendicular à borda das fraturas); e cisalhantes tipo III (movimento relativo paralelo às bordas da fratura), ver figura 15.

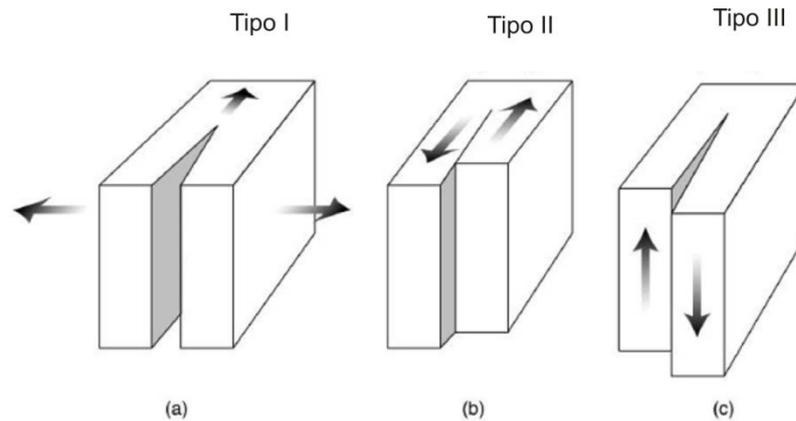


Figura 15- Ilustração dos principais tipos de fraturas. (a) Tipo I - Fratura de Extensão (ou *Tensão*) movimento relativo perpendicular ao plano da fratura; (b) Tipo II - Fratura de Cisalhamento – com deslocamento paralelo ao plano de fratura, na horizontal; e (c) Tipo III - Fratura de Cisalhamento – com deslocamento paralelo ao plano de fratura, na vertical.

Fonte: Modificado de Twiss & Moores, 1992.

### 1.5.6 Falhas

São descontinuidades mecânicas em um corpo rochoso, onde há deslocamento diferente entre blocos paralelos a descontinuidade desse mesmo corpo rochoso. As falhas podem ser classificadas quanto ao movimento dos blocos como falha normal; inversa, se esta tiver um plano de falha com valor de mergulho menor que  $40^\circ$ , é chamada de cavalgamento; direcional; oblíqua e rotacional (Fig.16).

Associadas com as falhas, na superfície de seu plano, aparecem ranhuras ocasionadas pelo atrito de fragmentos e pó de rocha gerado durante o fraturamento, chamadas de estrias de falhas. Essas feições, como elementos lineares são indicativos do deslocamento relativo entre os blocos (Ramsay & Huber, 1987).

Quando há fluidos percolantes no plano de falha, e havendo a cristalização destes durante o movimento dos blocos, forma-se uma placa com conjuntos de minerais aciculares cuja orientação acompanha a direção de deslocamento dos blocos. Tem-se neste caso a presença de *slickensides* (plano) com respectivos *slickenlines* (minerais aciculares ou fibrosos que compõem o *slickensides*). Os *slickensides* são formados geralmente por minerais de baixa temperatura de cristalização, como calcita, epídoto, clorita e mesmo quartzo (Twiss & Moores, 1992).

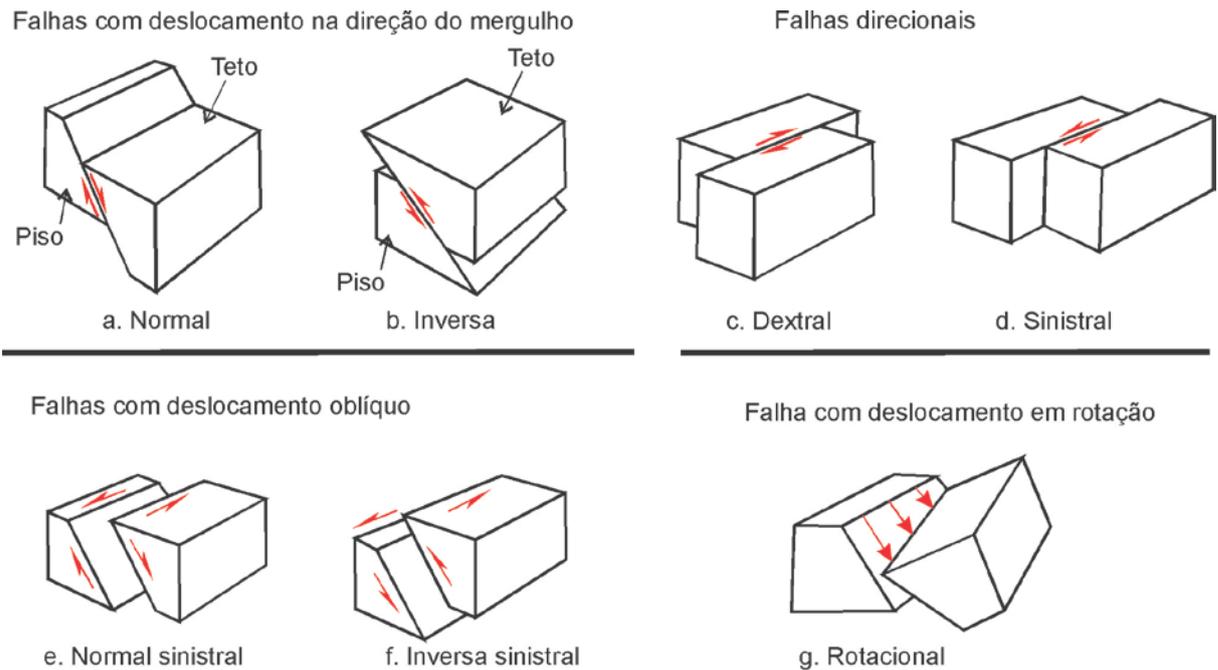


Figura 16- Classificação de falhas com base no movimento relativo entre blocos adjacentes. a) falha normal; b) falha inversa; c) e d) falhas direcionais dextral e sinistral; e) e f) falhas oblíquas normal e inversa com movimentação sinistral e g) falha rotacional.

Fonte: Modificado de Costa *et al.* 1992.

Em sistemas de colisão oblíqua (transpressão) as falhas inversas quando associadas entre si, desenham leques imbricados de cavalgamento e duplexes. Esses sistemas acomodam a componente de convergência oblíqua através de movimentos simultâneos ao longo das falhas em estruturas separadas, caracterizando a movimentação particionada desse sistema (Barnes *et al.*, 2005).

O leque imbricado de cavalgamento (Fig.17) é um sistema de falhas inversas cujos elementos geométricos mais expressivos são:

(1) Falha mestra (*décollement*) – é a falha basal, a qual organiza o arranjo das falhas secundárias.

(2) *Splays* – são falhas secundárias convergentes a falha mestra. Podem ser classificadas em relação ao seu posicionamento e geometria, em: *splay* isolado ou simples – *splay* secundário projetado a partir da falha mestra; *splays* divergentes – *subsplay* projetado de um *splay* isolado; *splay* de conexão – *splay* que liga dois ou mais *splays* simples; *splay* de rejuntamento – *susplay* divergente de um *splay* secundário.

(3) Terminação em *splay* (rabo de cavalo) – é caracterizada por falhas secundárias curtas que se propagam a partir terminação da falha mestra.

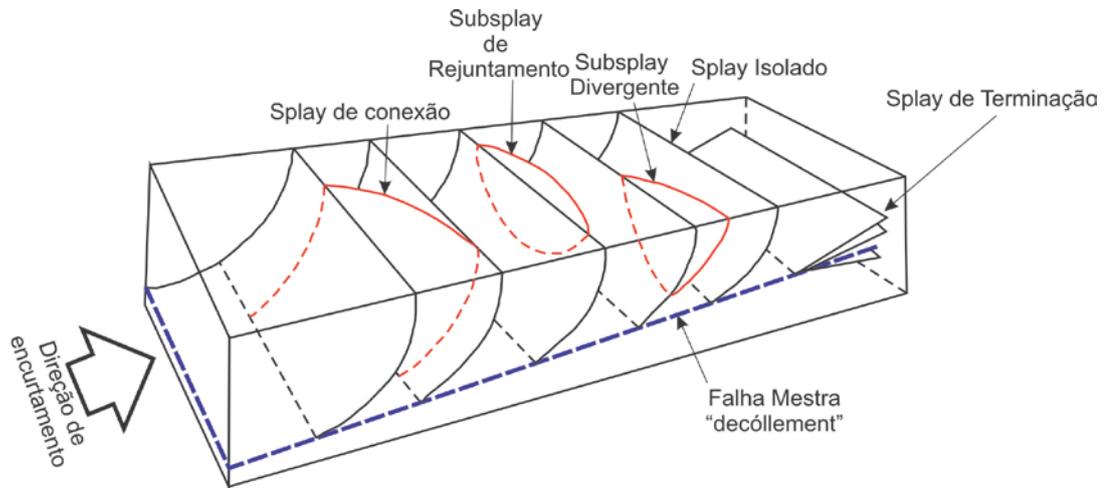


Figura 17- Bloco diagrama com os principais tipos de *splays* associados a um sistema de cavalgamento.

(4) Duplex – Correspondem a arranjos de falhas onde individualizam duas falhas de baixo ângulo, uma na base e outra no topo, chamadas de cavalgamento de base (*floor thrust*) e cavalgamento de topo (*roof thrust*), respectivamente (Fig.18). Estas falhas são conectadas por *splays* intermediários, formando fatias de rochas limitadas por falhas, chamadas de *horses*.

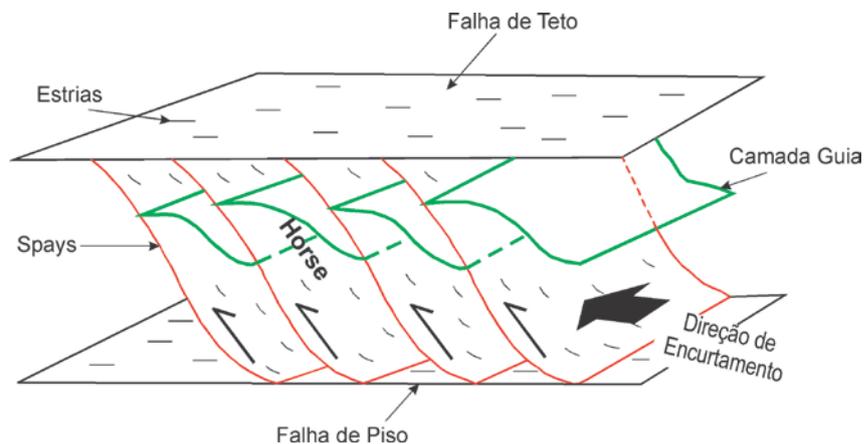


Figura 18- Duplex de cavalgamento. O plano em verde representa uma camada deformada pela seqüência de cavalgamentos em *splays*, controlados por duas falhas, uma de teto e outra de piso. Cada bloco encerrado no esquema representa um *horse*. As estrias possuem orientação paralela à direção de encurtamento.

(5) Falhas de separação (*tear fault*) – são falhas tardias, paralelas a subparalelas à direção de transporte tectônico, são responsáveis pela compartimentação de blocos sob

encurtamento (Fig.19), são falhas com caráter cinemático direcional a oblíquo fortemente direcional.

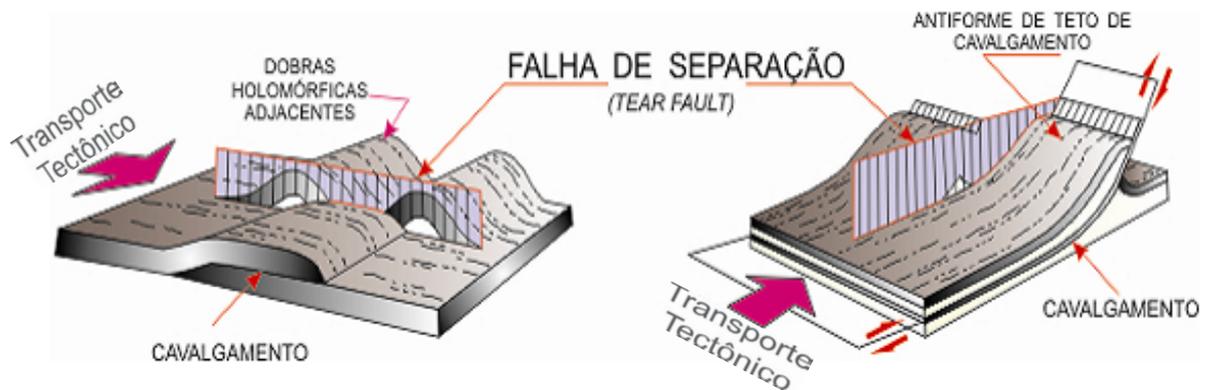


Figura 19- Falhas de separação, responsáveis compartimentação de blocos em regimes de cavalgamentos e dobramentos, por encurtamento em regiões de colisão.

(6) Rampas – são falhas de baixo ângulo que formam “degraus” quando aumentam abruptamente seus ângulos de mergulho (Fig.20).

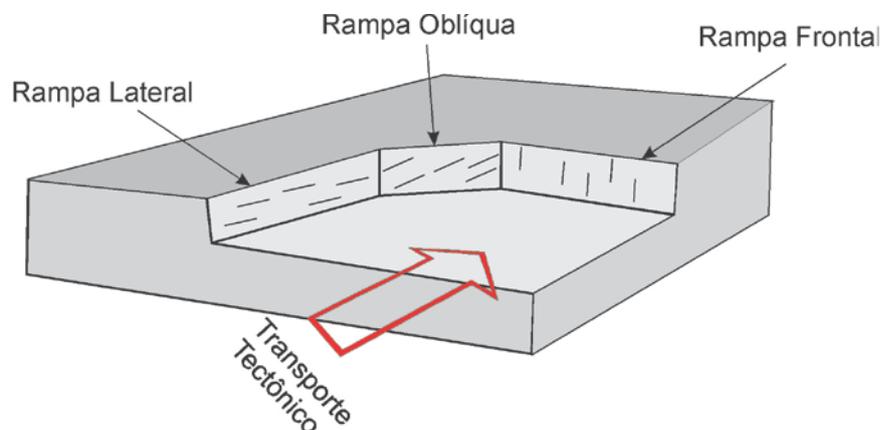


Figura 20- Falhas de cavalgamento classificadas de acordo com a direção do transporte tectônico, em: Rampas laterais estão dispostas na direção paralela ao transporte tectônico, rampas oblíquas, dispostas obliquamente a direção do transporte tectônico, enquanto que rampas frontais estão em alto ângulo ou perpendiculares á esta. A figura mostra a geometria do bloco do piso do cavalgamento, tendo sido removido o bloco do teto, para melhor visualização.

(7) *Nappes* – são grandes dobras que se desenvolvem em regiões de cavalgamento onde há deslocamento a grande distância, de massa por translação horizontal (Fig.21). O material rochoso pode ser submetido a transformações metamórficas de alto grau, envolvendo altas temperaturas e pressões variáveis, e nele ocorrem translações de unidades geológicas em

todas as profundidades. A deformação das rochas que constituem as *nappes* está ligada ao seu deslocamento, podendo ser muito importante ou nula. Se os limites das *nappes* são descontinuidades cisalhantes, deve-se esperar que neles a deformação seja fortemente não-coaxial, exceto no caso da translação rígida (Choukroune, 2000).

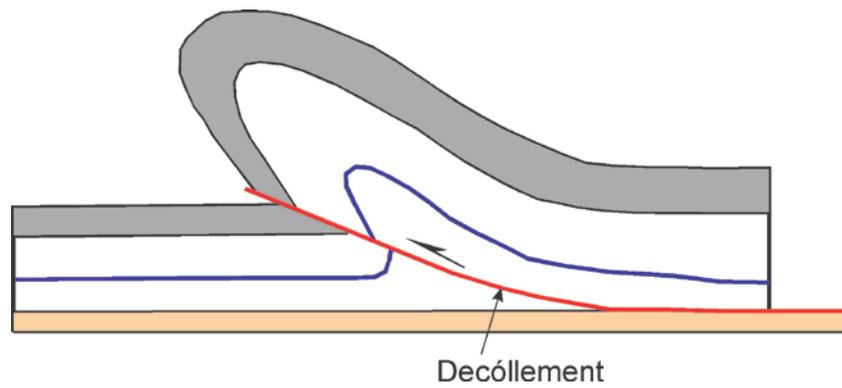


Figura 21- Falha de cavalgamento formando uma *nappe*, cuja característica principal é o grande deslocamento horizontal de seqüências de rochas.

---

## 2 CONTEXTO GEOLÓGICO

### 2.1 SÍNTESE DO CARATER TECTÔNOSTRUTURAL

#### 2.1.1 Província Tocantins

A Província Tocantins é uma entidade geotectônica, que apresenta direção geral norte-sul com cerca de 2.000 km de comprimento e 800 km de largura, corresponde a uma orogênia neoproterozóica, de dupla vergência estrutural (Almeida *et al.* 1977, Almeida, 1981, Almeida, 1984). Esta Província situa-se na região central do Brasil e integra o sistema Brasileiro/Pan-Africano, sendo seu embasamento composto por terrenos arqueanos e paleoproterozóicos, anteriormente atribuídos ao Maciço de Goiás (Almeida, 1967). A Província Tocantins, de acordo com Almeida (1977), constitui um sistema de orógenos brasileiros, caracterizados por cinturões de dobramentos e empurrões, resultante de processos de convergência e colisão de três blocos continentais (Fig.22): a oeste pelo Cráton Amazônico, a leste pelo Cráton do São Francisco-Congo e ao sul pelo Cráton Paranapanema ou Rio de La Plata, sendo seus limites norte e sul encoberto por depósitos fanerozóicos da bacia do Parnaíba e da bacia do Paraná respectivamente.

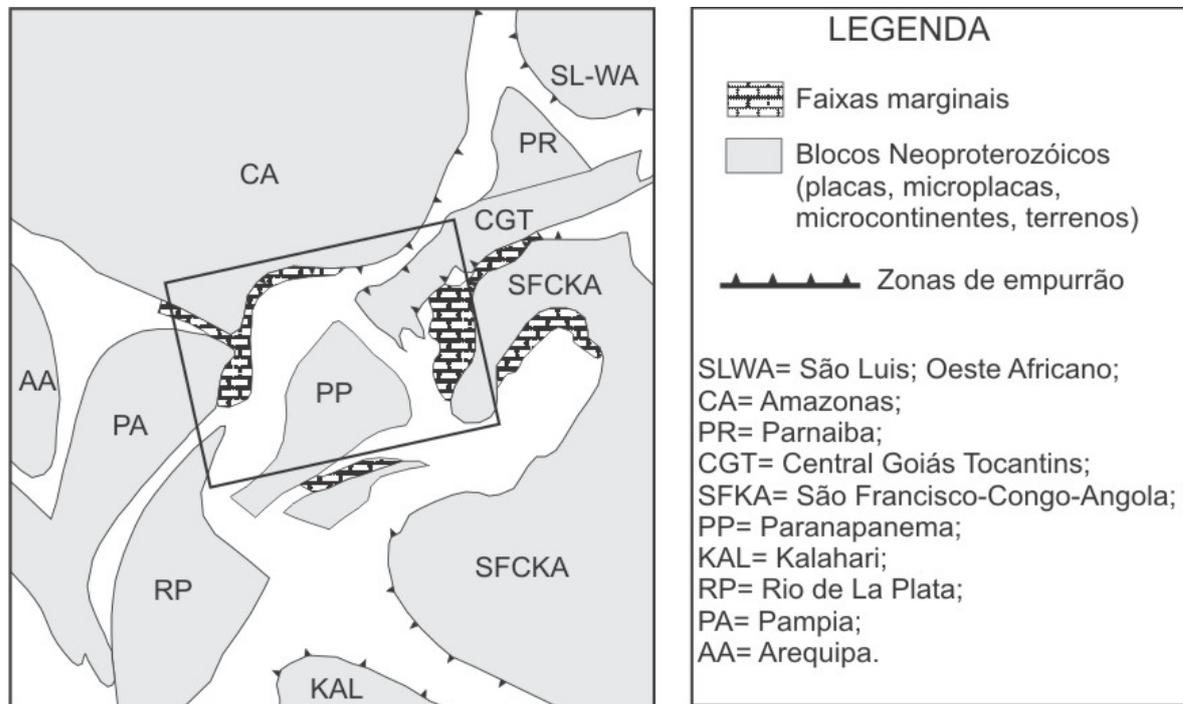


Figura 22- Esboço paleogeográfico situando a província Tocantins durante o fecho do ciclo Brasiliano-Pan Africano, mostrando os principais blocos continentais.

Fonte: Modificado de Almeida *et al.* 2000.

De acordo com Pimentel & Fuck (1992); Fuck *et al.* (1994) e Trompette, 1994 a Província Tocantins é formada por quatro orógenos (Fig.23), denominados de Faixa Brasília, Paraguai e Araguaia, Arco Magmático de Goiás (dividido em duas seqüências: Arco Mara Rosa na porção norte e Arco de Arenópolis porção sul), sendo de acordo com Pimentel & Fuck (1987) formado pela convergência do Cráton Amazônico e de um conjunto de microplacas, representado pelo Maciço de Goiás.

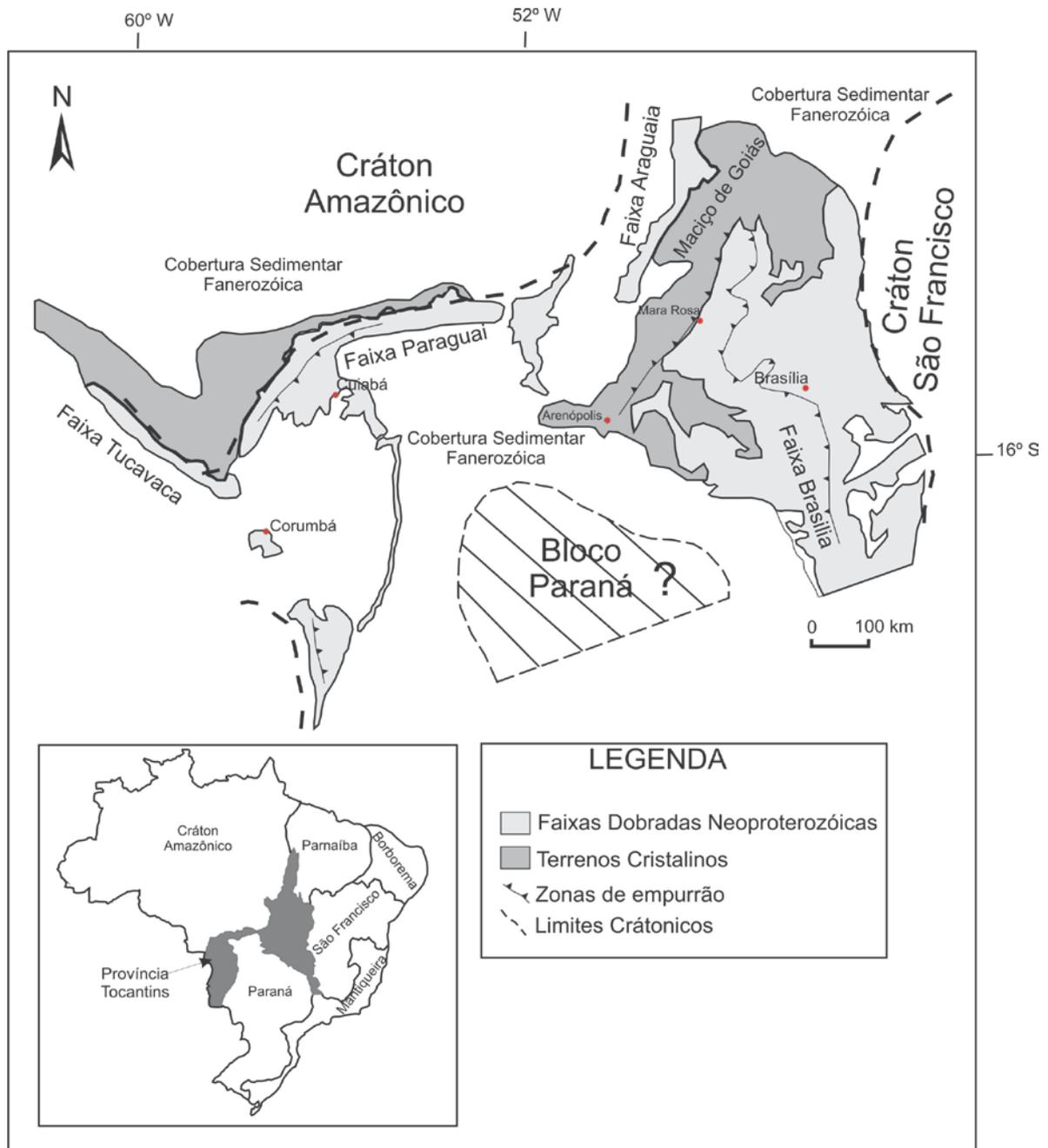


Figura 23- Mapa geológico regional da Província Tocantins, destacando seus principais orógenos neoproterozóicos.

Fonte: Modificado de Pimentel & Fuck, 1993.

A evolução desses orógenos envolve uma história pré-orogênica marcada inicialmente por uma sedimentação de seqüências terrígenas e carbonáticas em ambientes plataformais; e, depois, pela geração de crosta oceânica, seguida pelo desenvolvimento de terrenos do tipo arco-de-ilhas e magmatismo associado no estágio orogênico acrescionário. Na fase colisional, essas experimentaram metamorfismo, deformação e amalgamação de diferentes terrenos às margens continentais. Essas faixas exibem uma evolução similar à das faixas orogênicas modernas, geradas por meio de mecanismos de tectônica de placas (Trompette, 1994).

### 2.1.2 Faixa Paraguai

Anteriormente referida como Faixa Paraguai-Araguai (Almeida, 1965), posteriormente, devido a descontinuidade geográfica e datações radiométricas (Hasui *et al.* 1980), levaram Silva *et al.* (1974) e Almeida (1974,1984,1985) à divisão dessa extensa faixa orogênica em duas: (1) a Faixa Araguaia na borda leste do Cráton Amazônico e (2) a Faixa Paraguai, na borda sul. Segundo Alvarenga *et al.* (2000), esta faixa apresenta idade deposicional de 600-540 Ma e exhibe zonação sedimentar, tectônica e metamórfica.

A Faixa Paraguai, é caracterizada litologicamente por uma seqüência de rochas metassedimentares depositadas na borda sul do Cráton Amazonas e leste do Bloco Rio Apa, deformadas entre 550-500 Ma, com magmatismo granítico pós-orogênico associado (Suíte São Vicente) e intrusões alcalinas (Almeida, 1984). Sua extensão é de aproximadamente 1.200 km de comprimento que se estende desde a região do Rio das Mortes no Mato Grosso, passando pela região de Cuiabá, onde inflete para direção norte-sul e se prolonga até Corumbá e, daí, para a Serra da Bodoquena, no Estado do Mato grosso do Sul.

De acordo com Litherland *et al.* (1986), um ramo da Faixa Paraguai com direção WNW-ESE se estende desde Corumbá até a Bolívia, sendo este ramo conhecido como Cinturão Tucavaca. Este se mostra como uma grande estrutura sinclinal em território Boliviano, sendo recentemente interpretado como um aulacógeno (Fig.24), em contraste com as concepções que consideravam a existência de um cinturão dobrado Brasileiro-Pan-Africano distinto, isolando o Cráton Amazônico do Bloco Rio Apa (Trompette 1994).

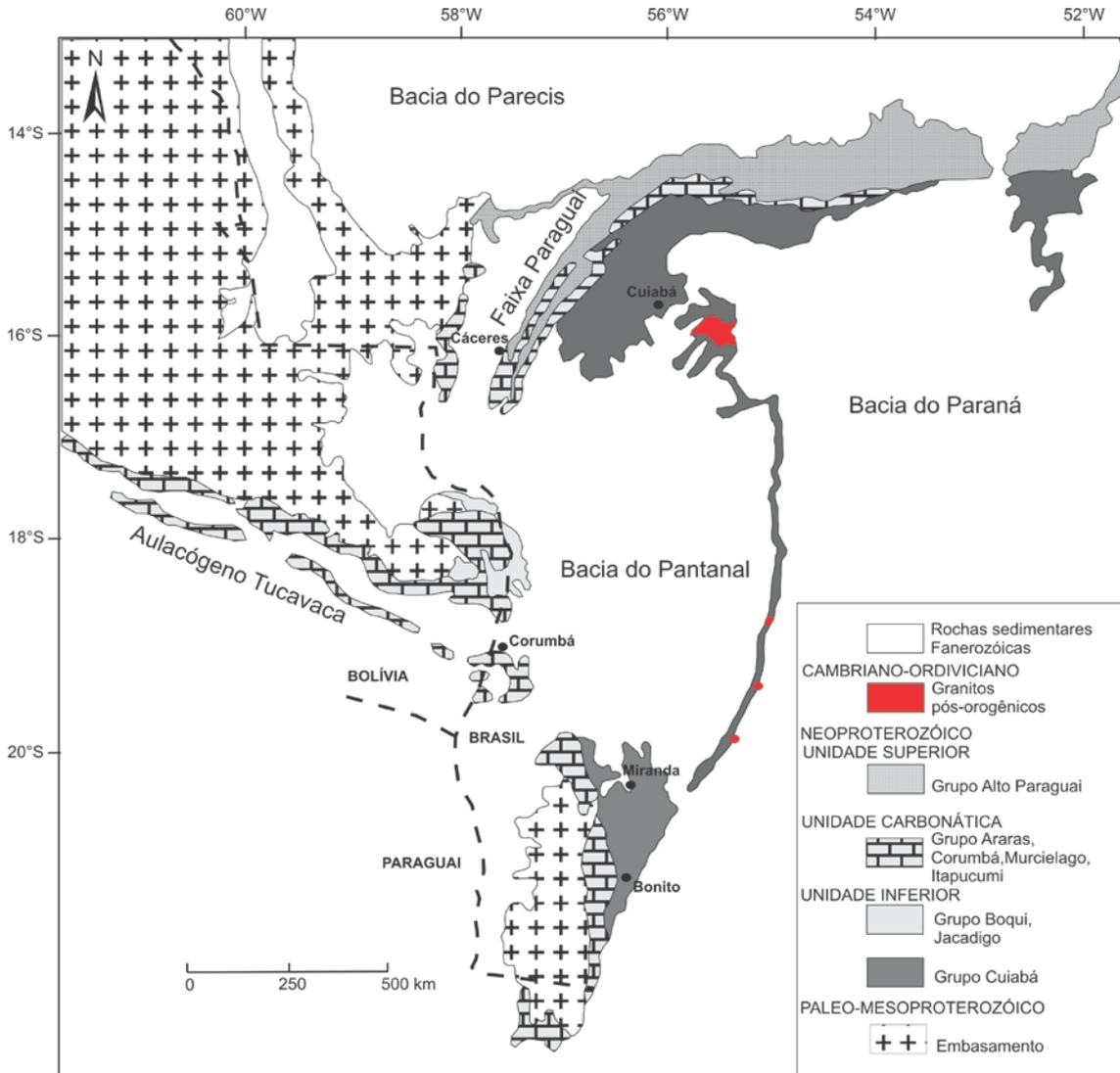


Figura 24- Mapa geológico da Faixa Paraguai no Brasil e de seu ramo o Cinturão Tucavaca na Bolívia interpretado como um alaucógeno  
Fonte: Modificado de Tokashiki & Saes, 2008.

Alvarenga (1988, 1990) descreveu a Faixa Paraguai como um cinturão de dobramentos polifásicos afetado pelo Ciclo Brasileiro e constituído por metassedimentos dobrados e metamorfizados, que em direção ao Cráton Amazônico passam progressivamente a coberturas sedimentares em parte contemporâneas e estruturalmente onduladas, falhadas, mas não metamorfizadas. Suas características estruturais regionais são a forma de um grande arco convexo em direção ao Cráton Amazônico. Possui intensa deformação linear, com falhas inversas e empurrões, dobras isoclinais e recumbentes, escassos episódios de vulcanismo e de plutões graníticos em suas zonas internas (Almeida 1984, Alvarenga 1990, Alvarenga & Trompette 1993).

Segundo Almeida (1984), três eventos tectônicos afetaram a Faixa Paraguai, considerados fases distintas do Ciclo Brasileiro.

A primeira fase desenvolveu-se com o metamorfismo regional, originando grandes dobras holomórficas, com isoclinais assimétricas, recumbentes, e os principais lineamentos observados. A segunda fase produziu novos dobramentos holomórficos, mantendo as isoclinais assimétricas, recumbentes, assim como os principais lineamentos. A terceira fase, menos intensa, desenvolveu a clivagem de crenulação nas rochas mais plásticas.

Segundo Pinho *et al.* (2003), as rochas da Faixa Paraguai sofreram deformação entre 500-560 Ma (Orogênese Brasileira) e foram afetadas por magmatismo granítico pós-orogênético (Suíte São Vicente) de idade  $504 \pm 5$  Ma. Alvarenga & Trompette (1993) usando os índices de cristalinidade da illita, determinaram a evolução metamórfica dessas rochas, identificando quatro episódios sucessivos de deformação progressiva para a faixa, sendo que as três primeiras fases são quase coaxiais com direção NE-SW e o quarto episódio apresenta direção NW-SE.

A Faixa Paraguai, no âmbito de seu contexto geodinâmico, é tema controverso, tendo-se sugerido duas hipóteses para sua evolução. A primeira defendida por Almeida (1984), onde as características litológicas, estruturais e metamórficas do Grupo Cuiabá são compatíveis com bacia do tipo miogeossinclinal, possivelmente passando a condições eugeossinclinais na área encoberta hoje pela Bacia do Paraná. A segunda defendida por Alvarenga & Trompette (1992), sugere que a sedimentação do Grupo Cuiabá teve evolução lateral e seus equivalentes cratônicos são compatíveis com o desenvolvimento de uma margem passiva na borda oeste de um oceano brasileiro, ou acumulação em borda de um aulacógeno/rift continental.

De acordo com Lacerda Filho *et al.* (2001) a Faixa Paraguai pode ser dividida em dois domínios principais. O primeiro corresponde a um domínio de Margem Passiva, apresentando rochas remanescentes de crosta oceânica e o outro domínio correspondente a uma seqüência típica de Bacia de Ante-País, onde, o domínio de Margem Passiva é marcado por uma seqüência de rochas sedimentares, na qual, a base apresenta sedimentos químicos e camadas de filitos carbonosos, indicando ambiente redutor profundo, sugerindo uma posição de talude e distal da margem da plataforma, sendo este domínio corresponde ao Grupo Cuiabá. O domínio de Bacia de Ante-País é representado por uma seqüência siliciclástica, na base, que encobre a plataforma carbonática. As rochas desta seqüência foram associadas ao Grupo Alto Paraguai e são constituídas predominantemente por arenitos com estratificação cruzada e arcósios finos a grossos (Formação Raizama) e por folhelhos vermelhos, siltitos e arcósios,

correspondentes a Formação Diamantino. Datações radiométricas Rb-Sr das rochas deste domínio forneceram idade de  $568 \pm 20$  Ma que foi interpretada como a idade da diagênese (Bonhomme *et al.* 1982).

### 2.1.3 Domínios Tectônicos da Faixa Paraguai

A Faixa de Dobramentos Paraguai foi subdividida inicialmente por Almeida (1984) em três zonas estruturais: (1) Brasilides Metamórficas; (2) Brasilides não Metamórficas e (3) Coberturas Brasileiras. Essas foram renomeadas por Alvarenga (1988) e Alvarenga & Trompette (1992) respectivamente como: (1) Zona Estrutural Interna, (2) Zona Estrutural Externa e (3) Coberturas Sedimentares de Plataforma, sendo posteriormente denominados por Ruiz *et al.* (1999) como Domínio Tectônico das Coberturas de Antepaís, Domínio Tectônico Externo e Domínio Tectônico Interno (Fig.25).

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

O *Domínio Tectônico Externo* é formado pelas rochas das mesmas formações e grupo mencionadas anteriormente, devido à natureza pelítica, psamítica e dolomítica dessas unidades, somados os efeitos dos dobramentos e falhamentos longitudinais que as afetaram durante a Orogênese Brasileira, apresentam cordões serranos por dezenas de quilômetros de extensão. Este domínio apresenta como característica um sistema linear de dobramentos, subparalelos a borda do antepaís e extensas falhas inversas ou de empurrão, denotando o conjunto dessas deformações uma vergênica dirigida para o antepaís. As dobras em escala regional são inúmeras e sucessivas, com seus eixos paralelos a configuração arqueada da borda do cráton. Completa esse quadro deformacional o desenvolvimento de sistemas de falhas transcorrentes, associadas às dobras regionais.

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

As rochas dos grupos Cuiabá e Nova Xavantina apresentam uma evolução estrutural do tipo polifásica, evidenciada pelo registro de três (Luz *et al.*, 1980) ou quatro fases de

deformação (Alvarenga, 1990). A fase D1, a mais importante no rearranjo tectônico, é responsável pelo desenho das principais dobras regionais, que são inversas ou recumbentes e associam-se às zonas de cavalgamento de baixo a médio mergulho, descrevendo expressivos transportes crustais para sudeste ou sul, em direção oposta ao Craton Amazônico. A foliação S1 é penetrativa, mostrando direções que variam conforme o traçado curvilíneo do cinturão, de N para NEE. Falhas direcionais do tipo transcorrentes e veios de quartzo auríferos, ambos ortogonais ao *trend* da Faixa Paraguai, são correlacionados à fase D1. A fase D2, menos intensa, provoca redobramentos assimétricos e clivagens de crenulação plano-axial (S2), com sentidos de mergulhos variando de E até S. A fase D3 caracteriza-se pela formação de dobras abertas e sanfonadas, com traço axial perpendicular ao *trend* do cinturão.

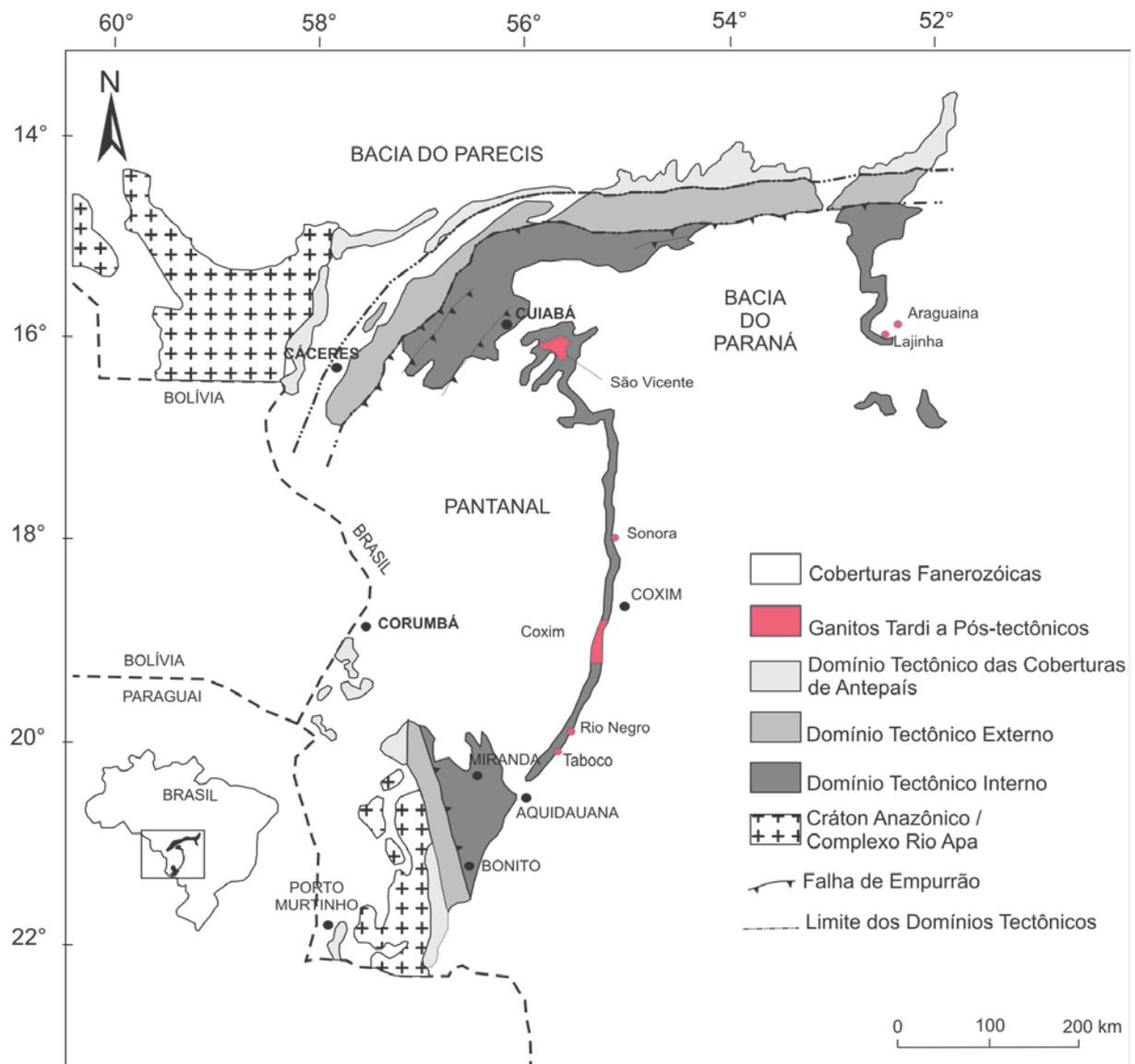


Figura 25- Mapa esquemático da Faixa Paraguai dividida em domínios tectônicos.

Fonte: Modificado de Alvarenga *et al.* 2000.

### 2.1.4 Estratigrafia das Rochas do Segmento Setentrional da Faixa Paraguai

A Faixa Paraguai no seu segmento setentrional (Fig.26) apresenta exposições de rochas dos Grupos Cuiabá, Araras e Alto Paraguai. O Grupo Araras, mencionado por alguns autores como “formação” pertencente ao Grupo Corumbá, sendo neste trabalho adotada a denominação de grupo conforme sugerido inicialmente por Almeida (1984).

Os grupos Corumbá e Araras são formados predominantemente por rochas carbonáticas, com seus conteúdos litológicos, paleontológicos e assinaturas isotópicas de C diferentes. Ambas as unidades carbonáticas assentam-se sobre diamictitos da Formação Puga (considerados como produto da glaciação Marinoan, encerrada há cerca de 630 Ma) através de típicas capas carbonáticas, onde o Grupo Corumbá se diferencia por apresentar fósseis *metazoários* (*Cloudina* e *Corumbella*) e rochas fosfáticas (Boggiani, 1998).

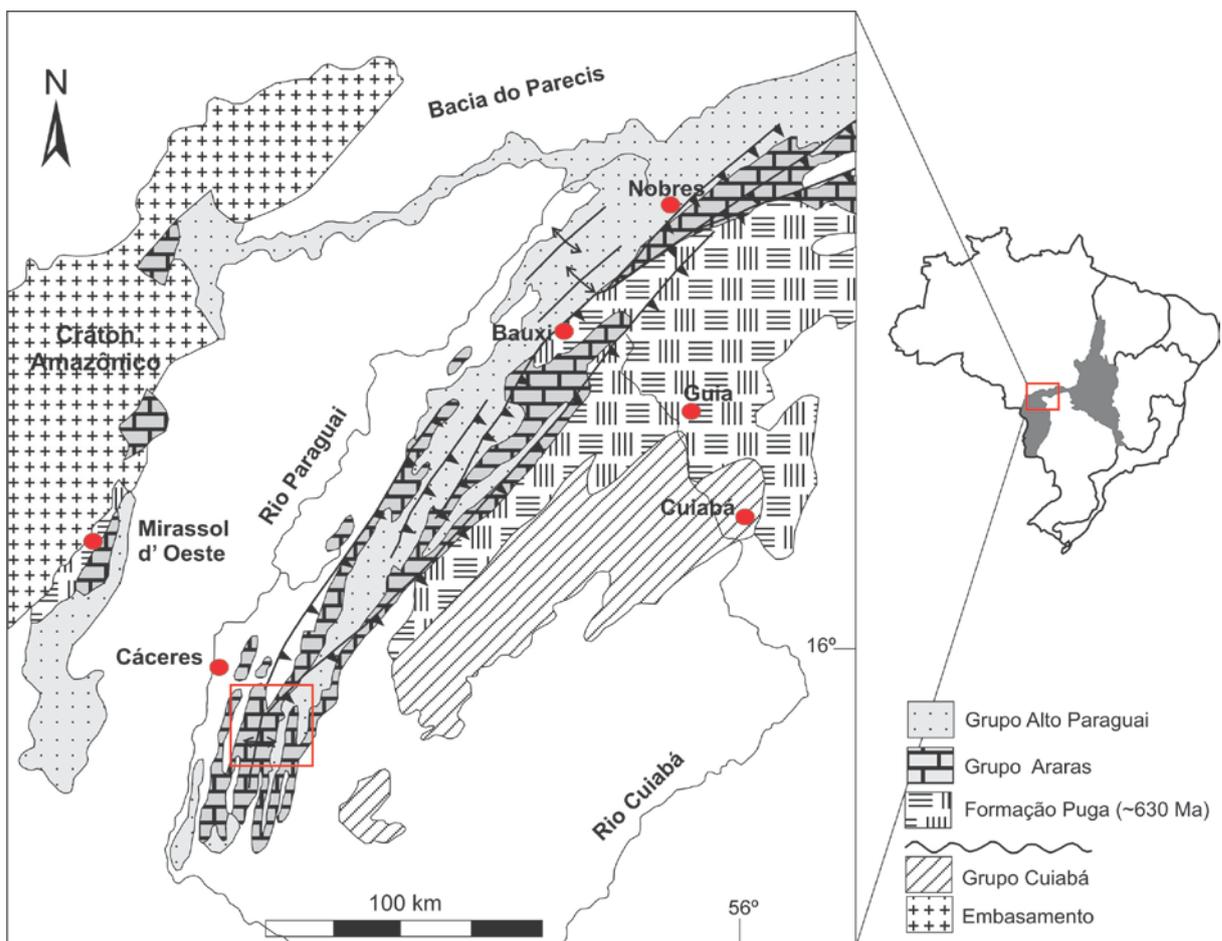


Figura 26- Mapa geológico do segmento setentrional da Faixa Paraguai, identificando os grupos estratigráficos e elementos estruturais.

Fonte: Modificado de Ricomini et al. 2007.

#### 2.1.4.1 Grupo Cuiabá

O Grupo Cuiabá é formado, da base para o topo, por pelitos ricos em matéria orgânica e dolomitos sobrepostos por sedimentos glaciomarinhos e turbidíticos, como diamictitos, conglomerados, arenitos e folhelhos (Alvarenga & Trompette, 1992). Esta sucessão grada lateralmente para as formações Puga e Bauxi.

O Grupo Cuiabá apresenta-se dobrado e exhibe paragêneses minerais de baixo grau metamórfico. É composto por filitos com intercalações de quartzitos, metagrauvas, metaconglomerados, metaparaconglomerados e raras ocorrências de metacalcário e filitos calcíferos (Alvarenga, 1984). A idade mínima para a deposição dos sedimentos originais é dada pela intrusão de corpos graníticos (Granito São Vicente) datados em aproximadamente 500 Ma (Almeida & Mantovani, 1975).

O Grupo Cuiabá constitui-se de uma expressiva associação de rochas sedimentares, metamorfizados em grau baixo, no máximo alcançando a zona da biotita, na fácies xisto-verde. Coube a Luz *et al.* (1980) a principal tentativa de individualizar as principais unidades que compõem este grupo, identificando, ao todo, oito subunidades. Os litotipos dominantes são metarenitos, metarcóseos, metadiamictitos, filitos sericíticos, metamargas, metacalcários, filitos carbonosos e formações ferríferas.

#### 2.1.4.2 Formação Puga

A Formação Puga é composta principalmente por diamictitos glaciais depositados na área cratônica (Ribeiro Filho *et al.*, 1975). Embora dados geocronológicos inexistam, estes depósitos glaciais são amplamente relacionados à Glaciação Marinoana (Nogueira, 2003; Trindade *et al.*, 2003; Alvarenga *et al.*, 2004).

Na base, pode conter localmente intercalações de arenitos, siltitos e folhelhos e, no topo, mostra intercalações de margas e calcários. As interdigitações indicam o contato transicional com a Formação Bauxi e rochas do Grupo Araras, respectivamente. Sua espessura parece ser superior a 320m, sendo o ambiente de sedimentação glácio-fluvial e glaciomarinho.

#### 2.1.4.3 Grupo Araras

O Grupo Araras (Fig.27) é constituído por quatro formações (Nogueira & Riccomini, 2006) da base para o topo: 1) Formação Mirassol d'Oeste, que consiste de dolomitos finos de

coloração rosada, estromatólitos e dolomitos pelóidais, interpretada como plataforma rasa com base sobreposta diretamente ao diamictito da Formação Puga, onde o contato é brusco e lateralmente irregular e ondulado, com deformações plásticas atribuídas a sismicidade induzida por *rebound* pós-glacial e que representam o registro de uma rápida mudança de condições glaciais para de efeito estufa. Esta unidade é interpretada como uma capa dolomítica (Nogueira, 2003) depositada logo após a glaciação Puga, correlata ao episódio Marinoano, tratando-se de um importante marco estratigráfico global por ser à base do período Ediacarano na região 2) Formação Guia, é constituída por calcários finos betuminosos, folhelhos betuminosos, pelitos vermelhos e *cementstones* com leques de cristais de calcita (pseudomorfos de aragonita) e laminação plana, interrompida localmente por brechas e estruturas de deformação, 3) Formação Serra do Quilombo, é composta predominantemente por brechas com cimento dolomíticos e/ou com matriz intercaladas com dolomitos finos e dolomitos arenosos com estratificação cruzada *hummocky*, interpretada como depósitos de plataforma moderadamente rasa a profunda afetada por sismos e tempestades, e 4) Formação Nobres composta por dolomito, arenito e pelitos com níveis de sílex. em dolomitos finos, dolomitos oolíticos subordinados e estromatólitos, além de dolomitos arenosos, brechas, ritmitos arenito/pelito e arenitos que são interpretados como depósitos de planície de maré/*sabkha*.

#### 2.1.4.4 Grupo Alto Paraguai

O Grupo Alto Paraguai (Fig.27) é formado por rochas predominantemente siliciclásticas, sendo dividido em três formações da base para o topo: 1) Formação Raizama, constituída por arenitos e pelitos, 2) Formação Sepotuba, que consiste de pelitos, folhelhos e arenitos, e 3) Formação Diamantino, constituída por ritmitos vermelhos, arenitos finos e conglomerados. Estas unidades são interpretadas como relacionadas a depósitos glácio-marinhos, de plataforma carbonática, litorâneos, lacustre e deltaico.

Os depósitos siliciclásticos do Grupo Alto Paraguai sucederam a deposição carbonática do Grupo Araras e se relacionam diretamente com áreas-fonte associadas aos blocos soerguidos a sul do cráton, que produziram abundante influxo de terrígenos (Nogueira 2003, Nogueira & Riccomini 2006).

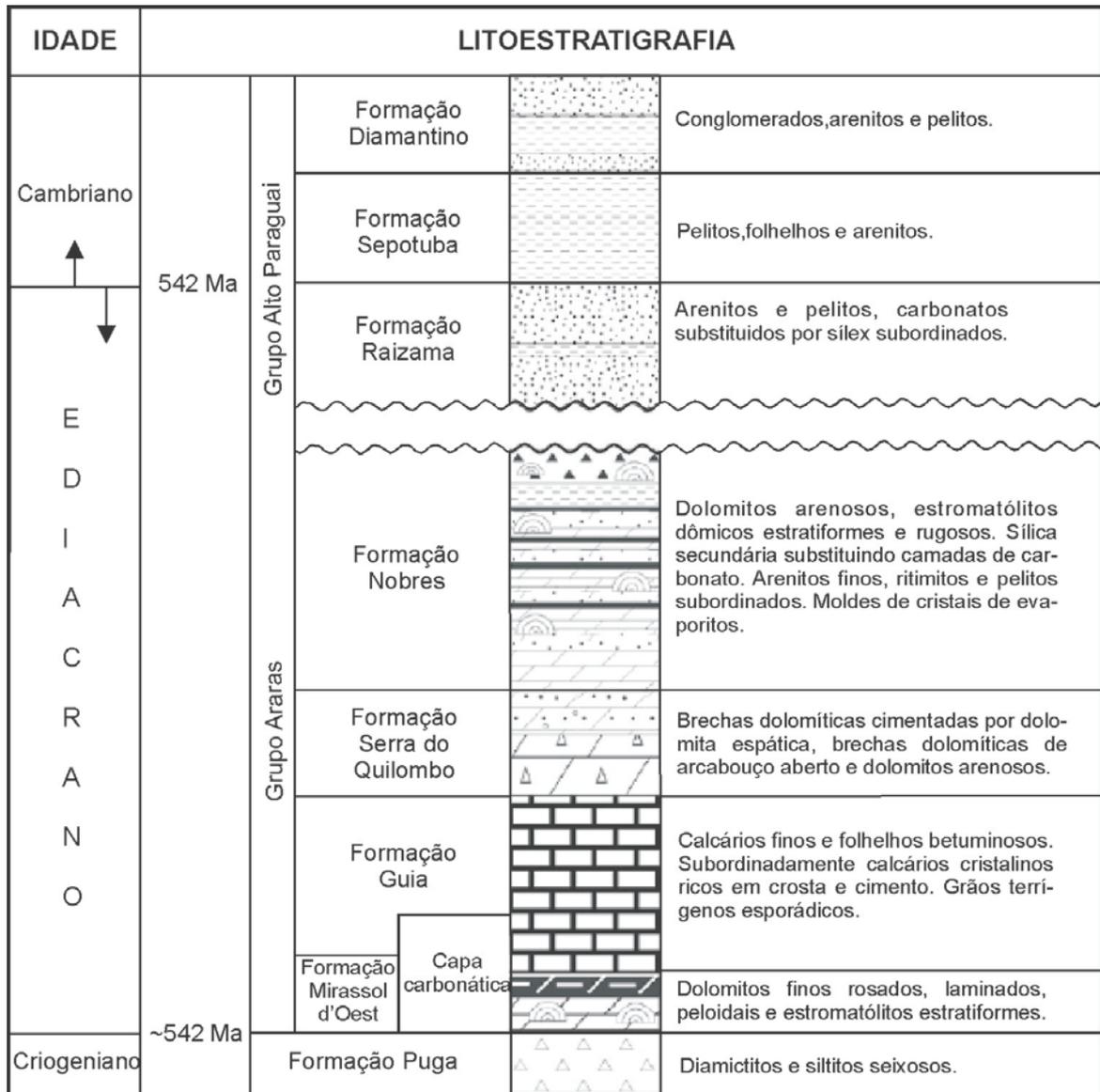


Figura 27- Coluna estratigráfica do segmento setentrional da Faixa Paraguai, ressaltando os grupos Araras e Alto Paraguai.

Fonte: Modificado de Nogueira & Riccomini 2006.

### 3 ANÁLISE DE IMAGEM DA SRTM

#### 3.1 APRESENTAÇÃO

Os resultados obtidos a partir da interpretação visual de imagem SRTM (*Shuttle Radar Topography Mission* - Missão Topográfica de Radar Transportado) da região estudada (Fig.28), permitiram confeccionar mapas de lineamentos de relevo e drenagem, sendo estes, se tornando uma importante ferramenta de apoio ao mapeamento estrutural.

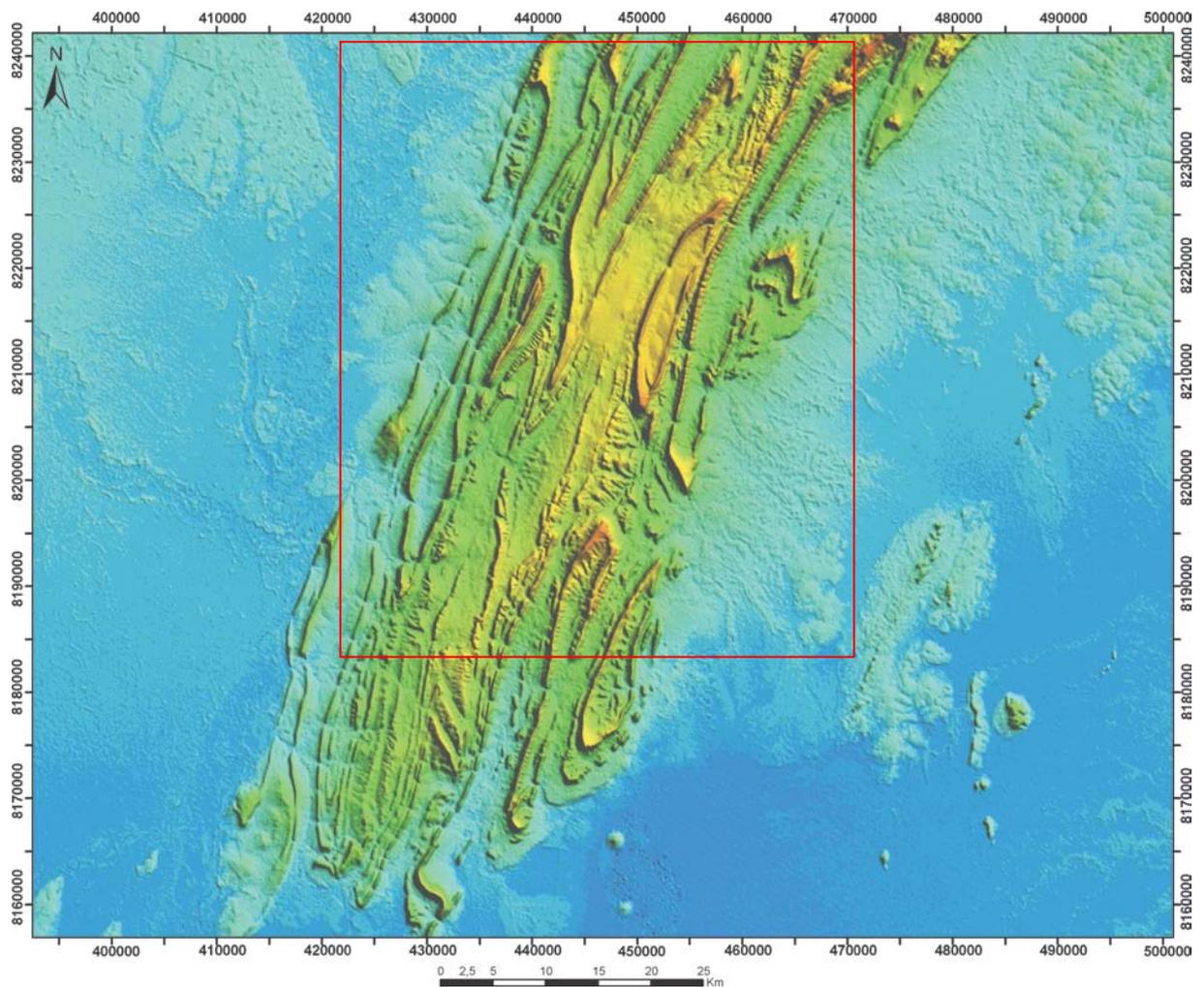


Figura 28- Imagem SRTM-3 RGB da porção sul do segmento setentrional da Faixa Paraguai usada para identificação dos principais traços estruturais em escala regional da área estudada, identificada pelo polígono vermelho indicado.

O estudo utilizou imagens SRTM-3 em formato *tiff*, em composição colorida (RBG) com uma resolução horizontal de 90 metros, analisadas nas escalas 1:350.000, 1:100.000 e 1:60.000 empregando-se a metodologia proposta por Veneziani & Dos Anjos (1982) para sua interpretação (ver detalhes na Metodologia).

A imagem SRTM foi escolhida para esse tipo de estudo por fazer parte de um conjunto de imagens de radar, com sensores de visada vertical e lateral, capazes de reproduzir um modelo digital do terreno (MDT), a partir de valores de altitude do nível do solo, e representar em três dimensões espaciais o relevo, latitude, longitude e altitude (x, y, z).

O uso das imagens SRTM tem se tornado cada vez mais freqüente em estudos geológicos, em particular da Geologia Estrutural, para análises do relevo e seus agentes modificadores, e em especial na elaboração de mapas estruturais que auxiliaram no entendimento das estruturas geológicas em escala regional.

A descrição, caracterização e interpretação dos resultados obtidos a partir da análise destes elementos, juntamente com os demais fornecidos pelos sensores, será discutida nos tópicos seguintes.

## 3.2 LEITURA E ANÁLISE DE IMAGEM DE RADAR (SRTM)

### 3.2.1 Lineamentos de Relevo

Os principais elementos texturais de relevo identificados correspondem a lineamentos de relevo (linhas de cristas), representados por traços retilíneos e/ou curvilíneos, observados nos padrões da imagem SRTM.

Os lineamentos na porção mais ao centro do mapa mostram-se fortemente organizados, exibindo uma disposição ordenada de forma curvilínea predominante, com uma alta densidade e com seus limites bem definidos em relação aos lineamentos mais externos que se mostram moderadamente estruturados, com uma disposição retilínea e baixa densidade (Fig.29).

Com base nos padrão de arranjo estrutural e densidade dos lineamentos de relevo observados, pode-se separar o mapa em duas zonas homólogas:

Zona homóloga 1 – formada por conjuntos de lineamentos longos e curtos, onde os mais longos possuem traços mais contínuos e sinuosos a curvos, com uma orientação preferencial **NE-SW**. Exibem comprimentos variando entre 8 e 25 km, densidade moderada, espaçamento irregular entre os traços e distribuição homogênea. O conjunto de lineamentos mais curtos por sua vez apresenta traços mais segmentados e retilíneos (por vezes suavemente

curvos). Possuem também orientação preferencial **NE-SW** e secundariamente **NW-SE**. Tem comprimentos que variam de 1 a 7 km, distribuídos com densidade moderada a alta (na porção sul da zona homóloga), espaçados de forma irregular e distribuídos de forma heterogênea.

Zona homóloga 2 – também formada por conjuntos de lineamentos longos e curtos, onde os longos possuem traços contínuos e retilíneos com orientação preferencial **NE-SW** e secundária **NW-SE**. Seus comprimentos variam entre 5 até 18 km, possuem densidade baixa, espaçamento irregular entre os traços e distribuição heterogênea. O conjunto de lineamentos mais curtos apresentam traços contínuos e retilíneos com um padrão de orientação tridirecional: **NE-SW**, **NW-SE** e **N-S**. Estes mostram-se com comprimentos que variam de 1 até 4 km, distribuídos com densidade baixa, espaçados de forma irregular e distribuídos de forma heterogênea.

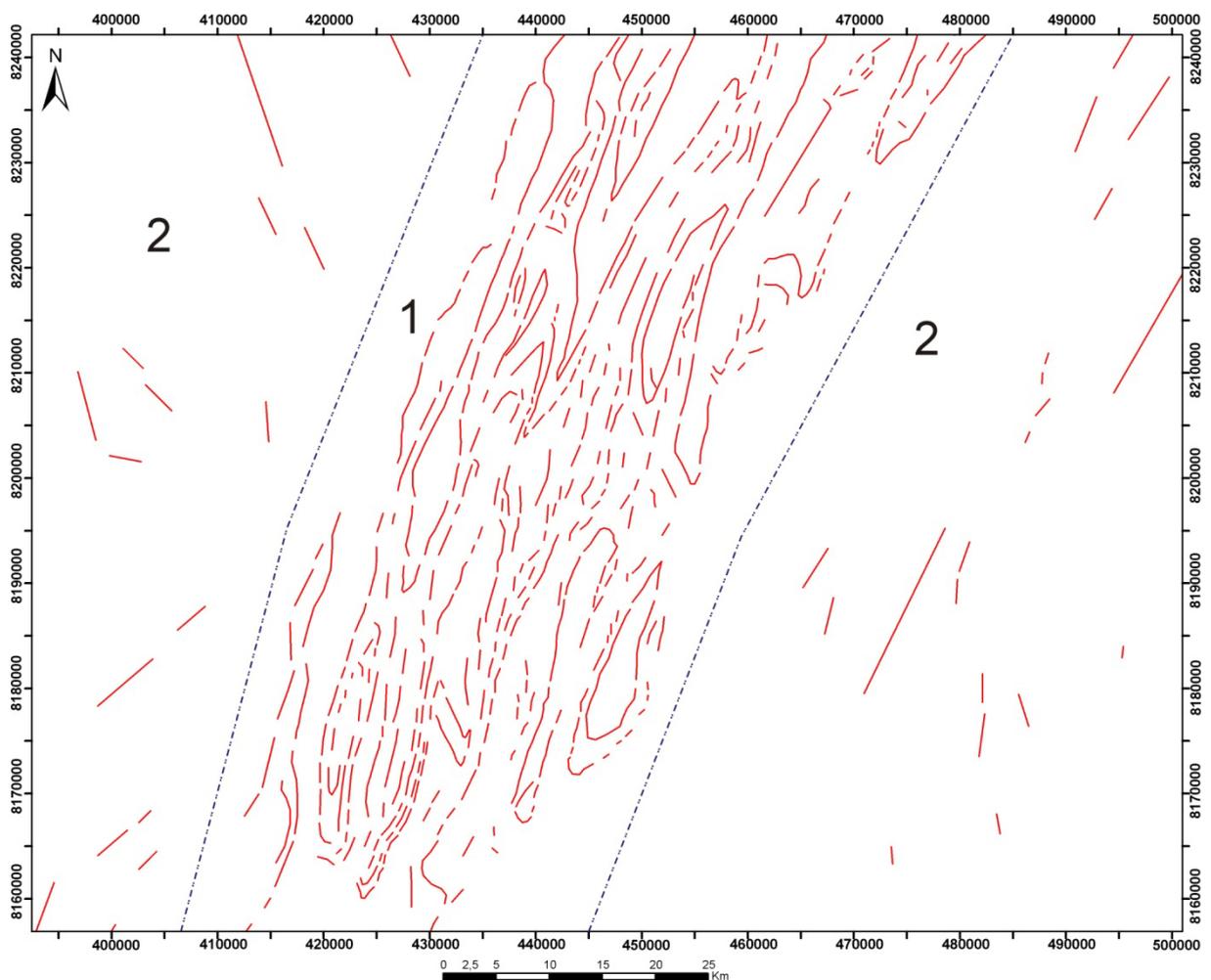


Figura 29- Mapa dos principais lineamentos de relevo da porção sul do segmento setentrional da Faixa Paraguai, dividido em duas zonas homólogas (linha em azul tracejada separa as zonas), separadas a partir da análise das imagens de sensores SRTM.

### 3.2.2 Lineamento de Drenagem

Os lineamentos de drenagem são os elementos texturais menos expressivos observados na imagem SRTM, porém, possuem grande importância para o entendimento geológico, e principalmente estrutural da área estudada.

Esses lineamentos na porção central do mapa (Fig.30) apresentam densidade alta, com grau de estruturação de moderado a alto, mostrando disposição de forma retilínea e com limites bem definidos em relação aos lineamentos de drenagem mais externos que possuem baixa densidade, mostram estruturação baixa a moderada e estão dispostos de forma retilínea.

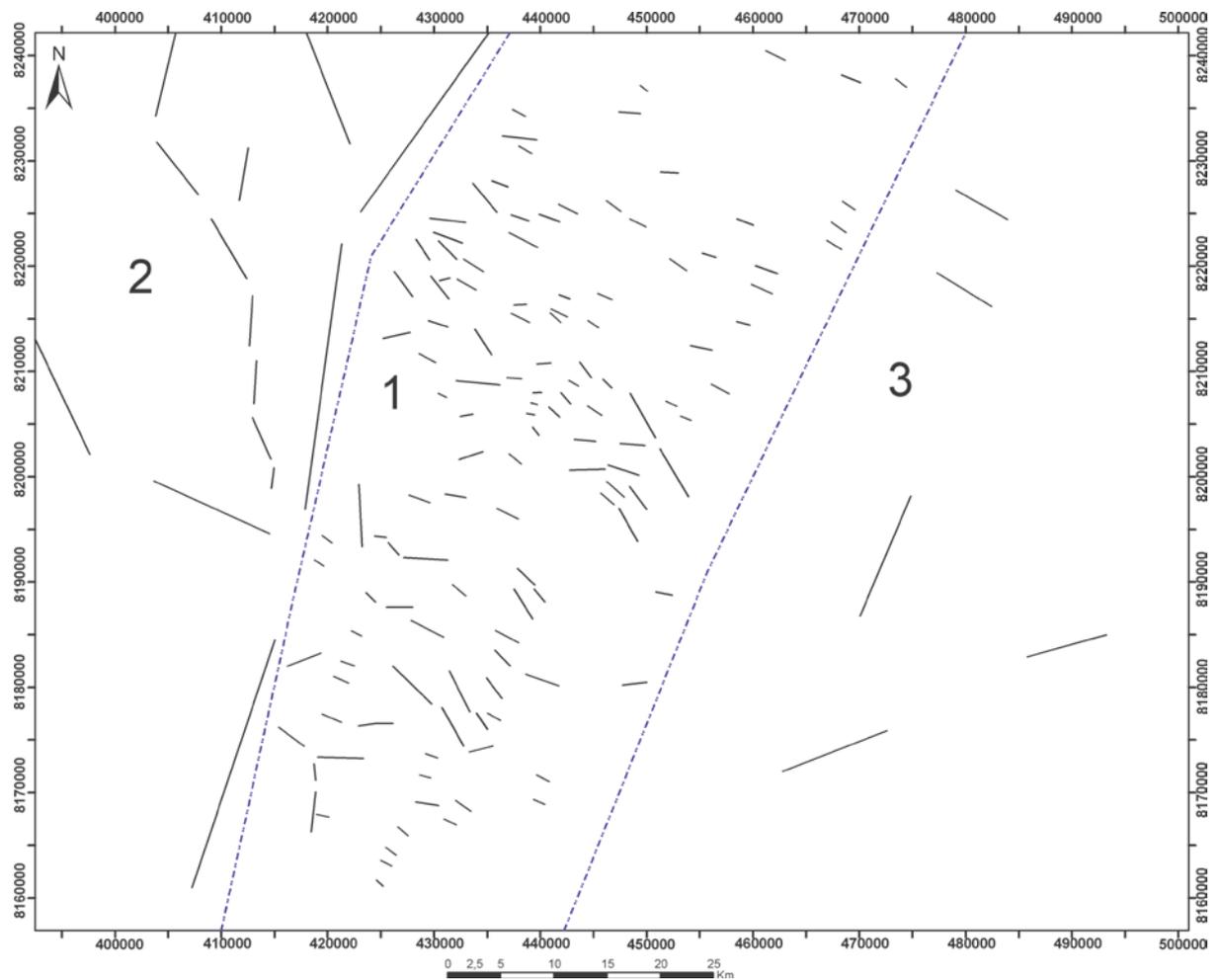


Figura 30- Mapa dos principais lineamentos de drenagem em escala regional da porção sul do segmento setentrional da Faixa Paraguai, agrupados em três zonas homólogas (linha em azul tracejada separa as zonas), separadas a partir das análises das imagens de sensores SRTM.

Em síntese os lineamentos possuem um padrão de orientação tridirecional: **NW-SE**, **NE-SW** e **N-S**. Diferentemente do mapa de lineamentos de relevo, o mapa de lineamentos de drenagem foi dividido em zonas homólogas, baseando-se nos padrões de densidade desses lineamentos, pelo fato de apresentarem uma única disposição estrutural de forma retilínea.

Com base nesse critério alcançou-se a individualização de três zonas homólogas, descritas a seguir:

Zona homóloga 1 – é formada por conjuntos de lineamentos curtos (dominantes) e longos, com traços contínuos e retilíneos. Os lineamentos mais longos possuem orientação preferencial na direção **NW-SE** e secundariamente **NE-SW**. Exibem comprimentos variando entre 4 até 7 km, densidade moderada a baixa, espaçamento irregular, distribuição heterogênea, com fraca estruturação e assimetria. O conjunto de lineamento mais curto apresenta traços contínuos e retilíneos, possuem também orientação preferencial na direção **NW-SE** e secundária na direção **NE-SW**. Mostram-se com comprimentos que variam de 1 até 3 km, com densidade moderada a alta (da porção central a norte), com espaçamento irregular, distribuídos de forma heterogênea, estruturação moderada e assimetria fraca.

Zona homóloga 2 – é constituída por conjuntos de lineamentos muito longos a longos representados por traços contínuos e retilíneos com, onde o primeiro conjunto apresenta uma orientação preferencial na direção **NE-SW** e secundária na direção **NW-SE**. Mostram comprimentos entre 10 e 28 km, baixa densidade, espaçamento irregular, distribuição heterogênea, estruturação e assimetria fraca. O segundo apresenta orientação preferencial **N-S** e secundariamente **NW-SE**, com comprimentos entre 6 e 8 km, densidade baixa, espaçamento irregular, distribuição heterogênea, estruturação e assimetria fraca.

Zona homóloga 3 – formada por lineamentos longos retilíneos e contínuos com comprimentos entre 7 e 13 km, orientação preferencial **NE-SW** e secundariamente **NW-SE**, possuem baixa densidade, seus espaçamentos são irregulares, estão distribuídos de forma homogênea, apresentam estruturação moderada e uma assimetria fraca.

### 3.2.3 Relação Geométrica, Cinemática e Temporal dos Lineamentos Observados

Com base na análise dos lineamentos extraídos a partir da interpretação das imagens de radar, pode-se avançar nas seguintes considerações acerca da relação geométrica, cinemática e temporal desses traços estruturais (Fig.31). Esta relação será discutida de forma detalhada a seguir:

Quanto ao padrão geométrico desses lineamentos, os traços sinuosos e curvos identificados somente na zona homóloga 1 de relevo, desenham estruturas de forma elíptica bem definida e/ou alongadas dispostas paralelamente e alinhadas seguindo a direção predominante **NE-SW**.

Em relação aos lineamentos de drenagem identificados no mapa, estes desenham estruturas de forma retilíneas com um padrão de orientação preferencial **NW-SE**, observadas principalmente na zona homóloga 1 de drenagem.

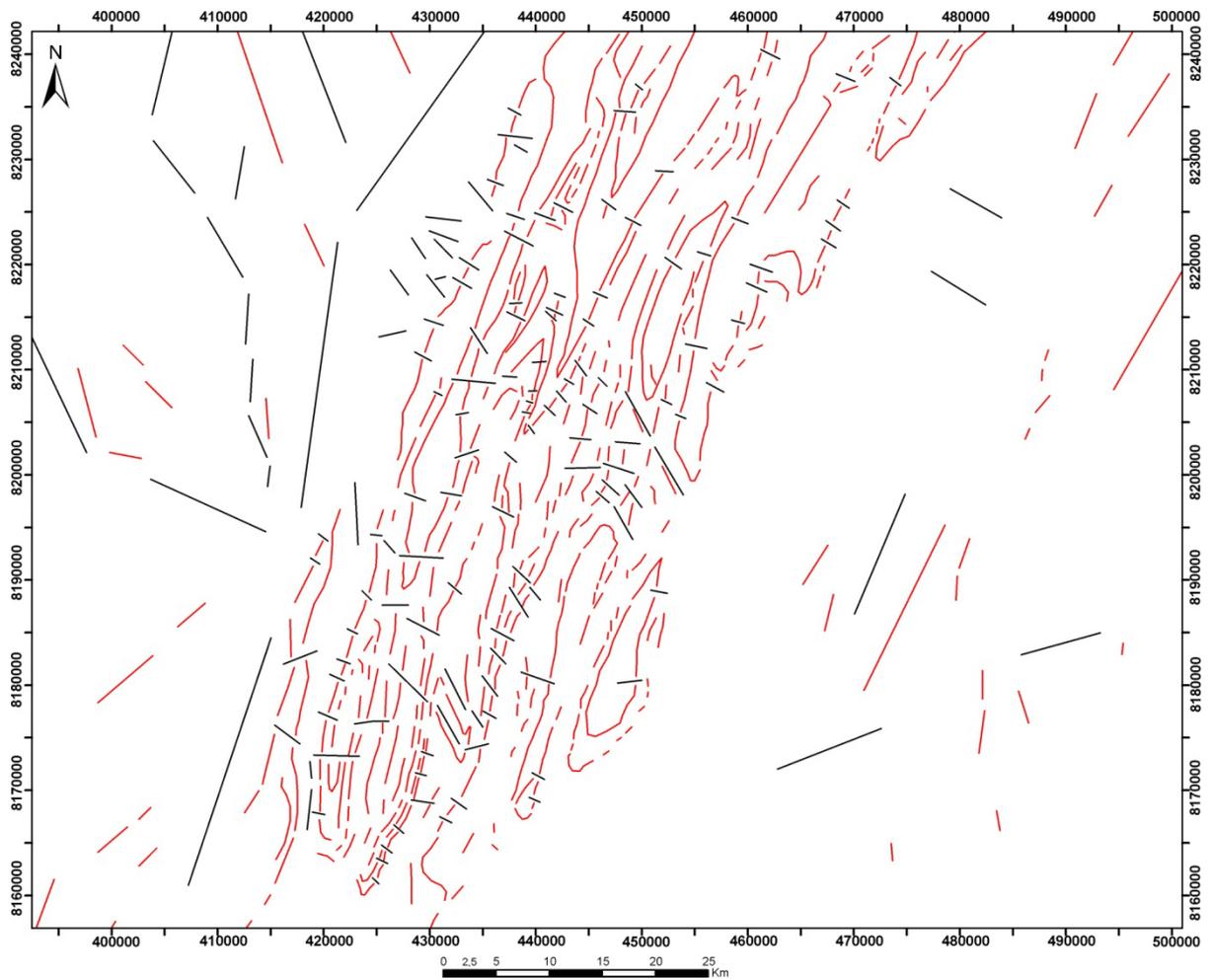


Figura 31- Mapa integrado de lineamentos de relevo (vermelho) e drenagem (preto) identificados a partir de imagens de sensores SRTM.

Quanto à relação cinemática, os lineamentos de relevo, na porção central, estão truncados pelos de drenagem, sendo que estes deslocamentos, por sua vez, não estão claros nessa escala, não podendo assim, estabelecendo uma relação cinemática entre esses traços estruturais.

Em relação à ordem temporal, pode-se dizer que os lineamentos de drenagem, como mencionados anteriormente, truncaram os lineamentos de relevo, onde esta relação de ordem estrutural e temporal é observada apenas na região central do mapa. Podendo assim os lineamentos de drenagem serem relacionados a um episódio de deformação rúptil posterior a arquitetura dos lineamentos de relevo.

### 3.2.4 Discussões Sobre os Dados Apresentados

A partir da análise dos mapas de lineamentos, foram reconhecidos e identificados conjuntos de lineamentos de relevo e drenagem orientados nas direções **NE-SW**, **NW-SE** e com menor expressão na direção **N-S**.

Esses conjuntos de lineamentos são relativamente densos e estruturados na porção central do mapa, devido essa área se mostrar fortemente deformada. Esses lineamentos são em geral representados por traços contínuos e segmentados, retilíneos e curvos, por vezes anastomóticos. Essa variação das formas desses traços estruturais pode estar relacionada ao fator plasticidade das rochas, no momento em que os esforços tectônicos atuaram. Com isso rochas com diferentes graus de plasticidade apresentarão comportamentos diferentes em relação aos esforços compressionais as quais foram submetidas.

Neste contexto regional, os corpos elípticos e alongados observados representam dobras holomórficas condizente com a história tectônica que atuou na faixa de dobramento. A geometria dessas dobras se assemelha àquelas observadas em outras faixas de dobramentos como, por exemplo, a Faixa Apalachiana, onde as seqüências supracrustais exibem morfologia semelhante.

Os traços estruturais, identificados como segmentos retilíneos nos *trend NW-SE*, predominante e **NE-SW** representam feições rúpteis regionais. Sendo no campo esse padrão de orientação foi confirmado nas fraturas e falhas observadas nos afloramentos. Vale ressaltar que os esses traços estruturais na porção central do mapa, estão predominantemente orientados segundo as principais direções de *strain* que atuaram para a formação das dobras nesta porção da faixa.

Esta disposição geométrica sugere que os principais traços tectônicos regionais podem ser correlacionados às estruturas e tramas mesoscópicas, em termos de atitude e organização espacial.

## 4 GEOLOGIA DA ÁREA MAPEADA

### 4.1 APRESENTAÇÃO

As descrições das rochas mapeadas durante as duas campanhas de campo realizadas na região de Cáceres (MT), foram agrupadas nas unidades sedimentares, a saber: Formação Puga, Grupo Araras: Formação Guia, Serra do quilombo e Nobres e Grupo Alto Paraguai: Formação Raizama e Diamantino.

A área de estudo está situada na porção sul do segmento setentrional da Faixa Paraguai, sendo suas rochas inseridas em um contexto de cinturão de dobramentos Neoproterozóico.

Na área estudada durante o mapeamento geológico observou-se rochas clásticas e químicas aflorantes em frentes de lavra na mina Emal-Camil, em cortes de estradas e pontos ao longo das encostas das serras. Tais rochas, em escala de afloramento, refletem a deformação por dobramento observada em escala regional.

### 4.2 UNIDADES SEDIMENTARES AFLORANTES E MAPEADAS NA ÁREA DE ESTUDO

#### 4.2.1 Formação Puga

A Formação Puga aflora na porção central da área. É composta essencialmente por diamictitos. Na base, contem localmente intercalações de arenitos, siltitos e folhelhos e, no topo, mostra intercalações de margas e calcários. Sua espessura é superior a 320m, sendo o ambiente de sedimentação glácio-fluvial e glaciomarinho.

O diamictito é uma rocha sedimentar maciça com clastos polimíticos estriados de dimensões variadas, dispersos em uma matriz siltico-argilosa. Os clastos são angulosos predominantemente de arenito com dimensões que variam de 5 mm a 7 cm no local observado (Fig.32). A matriz possui uma coloração avermelhada, se mostra estruturada com uma leve laminação, em decorrência da história de deformação da qual a região faz parte.

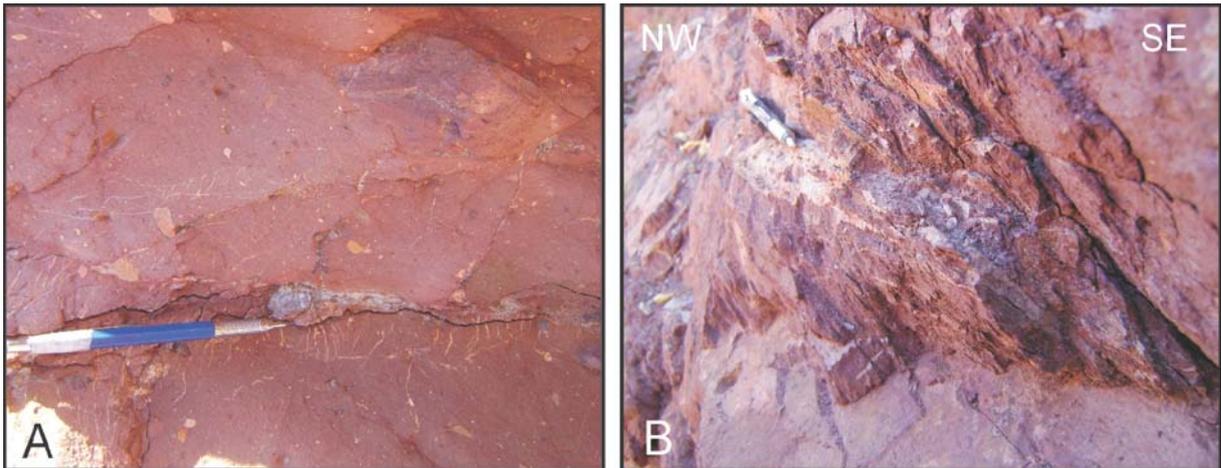


Figura 32- (A) aspecto do diamictito com matriz de coloração vermelha com clastos de arenitos angulosos (Ponto 174) e (B) detalhe da laminação (70°/110°) observada no diamictito (Ponto 174).

#### 4.2.2 Formação Guia

A Formação Guia em sua camada mais basal é formada por pelitos vermelhos com até 10 cm de espessura, recobertos por calcários finos, cinzentos a pretos (Fig.33) e betuminosos, que formam camadas de 10 a 20 cm de espessura, com lâminas de folhelho, formando uma sucessão de dezenas de metros, lateralmente contínuas por centenas de metros. Grãos terrígenos (quartzo, feldspato, mica e minerais pesados), subarredondados, de tamanho silte a areia fina, ocorrem disseminados ou concentrados na base das camadas, localmente constituindo acamamento gradacional. Faixas milimétricas de calcário impregnadas por betume que preenche porosidade intercrystalina alternam-se com o micrito e crostas calcíticas, fornecendo um padrão visual listrado ao carbonato, com tonalidades claras e escuras Nogueira *et al.* (2001).

As camadas de calcário fino e folhelho do topo da Formação Guia alcançam espessuras de até 3m, muitas vezes forma ritmitos. A abundância de planos de estilolitização paralelos ao acamamento muitas vezes forma pseudo-estratificação.

Camadas deformadas se intercalam com camadas sem perturbação e estruturas com diferentes estilos de deformação (rúptil e plástica) podem ser atribuídas a eventos de choques sísmicos (Kahle 2002). Processos de dissolução por pressão resultaram na formação da pseudo-estratificação e a intensa dolomitização heterogênea afetou pacotes métricos de calcários finos comuns à base e porções do topo da Formação Guia.



Figura 33- (A) e (B) calcário de coloração cinza escura cortados por veios *gash*, observados nas paredes das bancadas na mina Emal-Camil (Pontos 98 e 95), (C) afloramento próximo das encostas com calcário de coloração cinza claro (Ponto 187) e (D) detalhe da laminação observada nos calcários da Formação Guia (Ponto 187).

#### 4.2.3 Formação Serra do Quilombo

A Formação Serra do Quilombo é marcada por intenso fraturamento nos dolomitos associados com brechas cimentadas por dolomita. As brechas formam acumulações descontínuas, com espessuras de 2 m até mais de 30 m, se intercalam com dolomito fino laminado (Fig.34).

A parte superior da Formação Serra do Quilombo apresenta camadas com espessuras centimétricas a métricas de dolomito grosso (dolomito cristalino). Os dolomitos grossos arenosos (dolomito cristalino arenoso) com estruturas internas gradam para camadas de brechas. Esta passagem lateral é dada por camadas fraturadas, que se desarticulam e formam pacotes métricos de brechas. Os clastos são de dolomito grosso arenoso e, subordinadamente, de calcário fino preto, com tamanhos que variam de seixo até matacão.

Os dolomitos finos representam deposição de baixa energia, abaixo da base de ondas de tempestade, em plataforma carbonática.

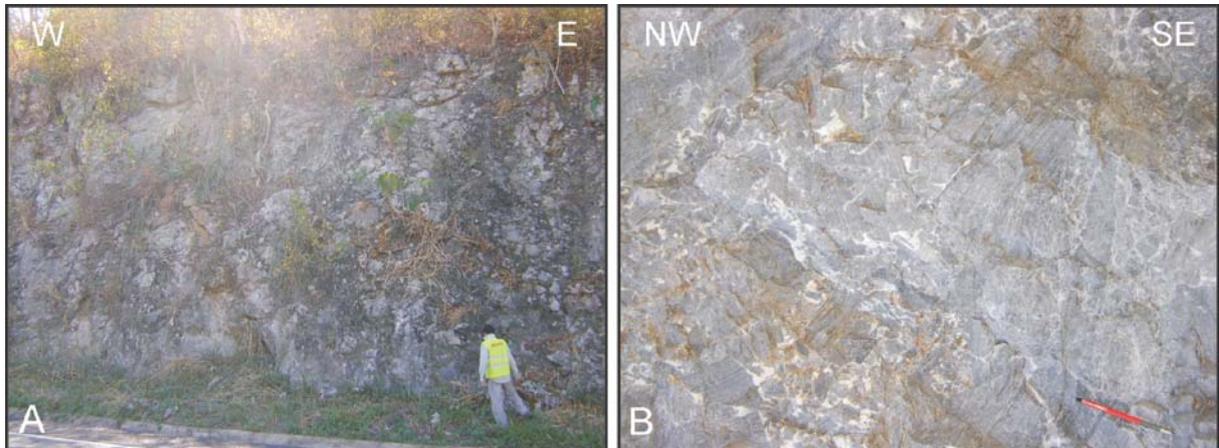


Figura 34- (A) Afloramento de corte de estrada ao longo da BR-070, mostrando a dimensão dos corredores com dolomito brechado (Ponto 145) e (B) Foto em parede, mostrando em detalhe o aspecto do dolomito brechado, observado na mina Emal-Camil (Ponto 05).

#### 4.2.4 Formação Nobres

A Formação Nobres está organizada em ciclos métricos tabulares, lateralmente contínuos por centenas de metros, sendo o seu contato com a Formação Serra do Quilombo irregular e marcado pela ocorrência de brechas e arenitos com clastos tabulares de micrito e gretas de contração.

A parte inferior da Formação Nobres é marcada pela predominância de ciclos formados por: dolomito fino e dolomito arenoso e brecha intraclástica dolomítica. O dolomito fino forma camadas maciças ou laminadas de até 5 m de espessura, cuja base desenvolve um contato brusco com o ciclo subjacente, enquanto que a passagem superior para os dolomitos arenosos com camadas enterolíticas é geralmente transicional. O dolomito arenoso apresenta cristais finos a grossos associados a grãos terrígenos e intraclastos tabulares de dolomito fino de até 3 cm de comprimento. Dolomitos arenosos com acamamento heterolítico, formado por laminações onduladas e deformadas, formam pacotes de até 4 m de espessura (Fig.35).

A porção superior da Formação Nobres é formada por: dolomito fino e subordinadamente dolomito oolítico na base; e dolomito fino com estromatólitos, dolomito arenoso e brecha com intraclastos na parte superior.

A frequência de acamamento heterolítico, indica alternância de processos trativos e de suspensão, associado com brechas intraformacionais, níveis com gretas de ressecção,

nódulos de sílex e moldes, interpretados como cristais de evaporitos, indicam eventos de exposição subaérea, num ambiente hipersalino a misto, característico da zona de intermaré superior a supramaré (Nogueira & Riccomini, 2006). Estas condições climáticas prevaleceram durante o início da deposição siliciclástica da Formação Raizama que apresenta depósitos de maré e tempestades em clima tropical (Nogueira & Riccomini 2004).



Figura 35- (A) Afloramento de dolomito fino com textura cárcica (Ponto 282), (B) dolomito com acamamento entrolítico, observado nas paredes das bancadas na mina Emal-Camil (Ponto 16), (C) e (D) foto mostrando o dolomito oolítico (Ponto 270), (E) nódulos de sílex entre as laminações dos dolomitos (Ponto 155) e (F) aspecto do acamamento heterolítico nos dolomitos arenosos (Ponto 140).

#### 4.2.5 Formação Raizama

A Formação Raizama tem sua melhor exposição ao longo da Província Serrana, onde configura relevos alongados e contínuos por dezenas de quilômetros, alguns dos quais com topos que atingem altitudes da ordem de 700m.

A espessura total desta formação pode alcançar 1.600m. Compõe-se, predominantemente, de arenitos quartzosos (ortoquartzitos), contendo intercalações de siltitos e argilitos micáceos, este podendo constituir camadas desde milimétricas até duas dezenas de metros, que são mais comuns na passagem transicional para a Formação Sepotuba. A alternância de camadas de folhelhos e siltitos, com de arenitos finos bem mais resistentes, próximo à zona de transição para os folhelhos Sepotuba, provoca o aparecimento de estruturas sedimentares em forma de “costelas” (Almeida, 1984). O ambiente de deposição é marinho costeiro, de águas rasas sujeitas a correntes, com subambientes mais calmos, onde acumulam pelitos (Fig.36).



Figura 36- (A) Acamamento de arenito com mergulho baixo (Ponto 264), (B) detalhe da estratificação cruzada observada no arenito (Ponto 149), (C) foto mostrando a intercalação pelito-arenito (Ponto 300) e (D) marcas de ondas simétricas “costelas” em arenitos (Ponto 127).

#### 4.2.6 Formação Diamantino

A Formação Diamantino tem suas principais áreas de distribuição na região que bordeja a porção sudeste do Planalto do Parecis. Mais além, ocorrem em trechos da Serra do Roncador e da borda da Depressão do Araguaia até a altura do paralelo de São Félix do Araguaia. A sua vasta distribuição distingue-a como a mais extensa do Grupo Alto Paraguai, atingindo o interior cratônico. Sua espessura também é a maior, pois segundo estimativas pode alcançar 2.500 m.

Os componentes essenciais são arcóseos. Na porção basal contêm diversas intercalações de camadas de siltitos e folhelhos micáceos, com espessuras variáveis, indicando uma modificação gradual das condições ambientais marinhas para continentais. São observados na porção mais ao topo níveis conglomeráticos (Fig.37). Os arcóseos Diamantino representam os depósitos continentais que encerram a sedimentação na Faixa Paraguai, antes dos episódios tardios da Orogênese Brasileira que dobrou todo o conjunto que constitui o Grupo Alto Paraguai.

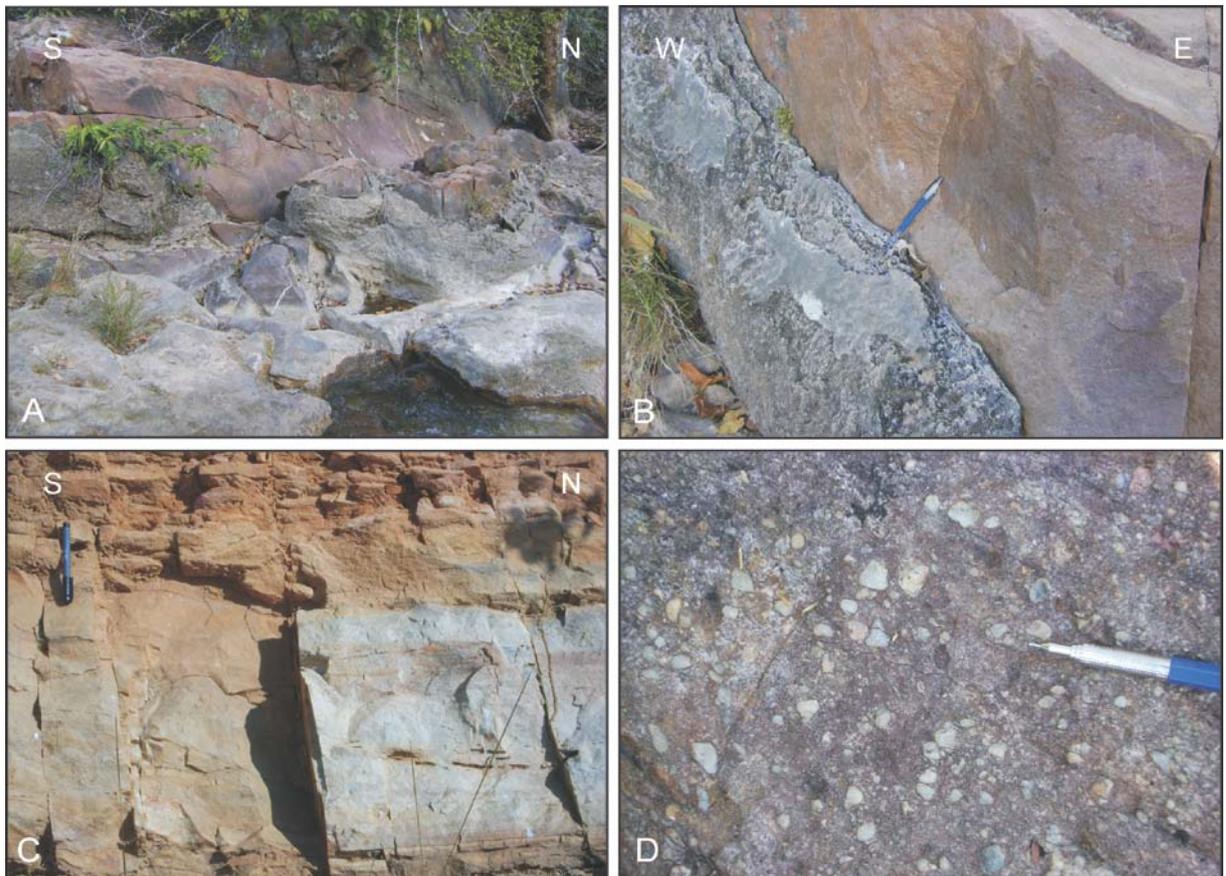


Figura 37- (A) e (B) afloramento de beira de rio mostrando os arenitos arcóseos de coloração rosa em virtude do feldspato potássico (Ponto 227), (C) arenito fino intercalado com pelitos (Ponto 315), e (D) conglomerado com seixos variando de 2 mm a 1 cm (Ponto 263).

## 5 ANÁLISE GEOMÉTRICA E CINEMÁTICA

### 5.1 APRESENTAÇÃO

Neste capítulo estão enfocados particularmente os aspectos estruturais observados nas rochas carbonáticas e siliciclásticas da região em estudo, anteriormente apresentadas no capítulo 4. Essas rochas estão expostas em afloramentos ao longo das encostas das serras, em corte de estradas e em duas frentes de minas, inseridas nas seqüências dobradas e falhadas do segmento setentrional da Faixa Paraguai.

Os dados obtidos neste trabalho foram coletados durante duas campanhas de campo; a primeira, com duração de 5 dias (30 de julho a 03 agosto de 2009) e a segunda com duração de 20 dias (22 de julho a 10 de agosto de 2010). Durante o mapeamento foi priorizado o estudo em detalhe dos elementos tectônicos planares e lineares presentes nas rochas e seus indicadores cinemáticos, através da análise geométrica e cinemática dessas estruturas deformacionais.

O estudo da geometria e posicionamento espacial dos elementos tectônicos, em conjunto, possibilitou a elaboração da análise geométrica, sendo esta uma parte importante no levantamento estrutural, e passo crucial para se alcançar posteriormente a análise cinemática, onde se busca o entendimento dos movimentos das massas rochosas, em diferentes escalas, responsáveis pela arquitetura da faixa.

As principais estruturas tectônicas observadas e analisadas nas rochas foram às dobras, lineações em menor proporção, *tension gash*, fraturas, falhas, dobras em estilo *kink bands* e brechas.

Ressalta-se que as estruturas predominantes nas rochas em estudo são aquelas de origens sedimentares primárias destacando-se a estratificação plano-paralela, com variações entre as escalas centimétricas a métricas, mostrando-se desde subhorizontais até subverticais e, secundariamente, a estratificação cruzada tipo tabular.

A seguir serão apresentados os resultados do levantamento estrutural desenvolvido com a descrição detalhada das estruturas observadas na área mapeada.

## 5.2 PRINCIPAIS ESTRUTURAS SEDIMENTARES PRIMÁRIAS E TECTÔNICAS

A área de estudo onde foi realizado o mapeamento estrutural, como mencionado anteriormente engloba afloramentos em minas, em cortes de estradas e nas encostas das serras, sendo as descrições dessas estruturas feitas partindo das minas para o restante na área.

### 5.2.1 Análise Geométrica das Estruturas nas Frentes de Minas

A mina da Emal-Camil é um dos locais com melhores exposições de rochas na área. Estas minas estão localizadas em um antiforme (Fig.38), mais precisamente no ápice (mina 1) e flanco (mina 2).

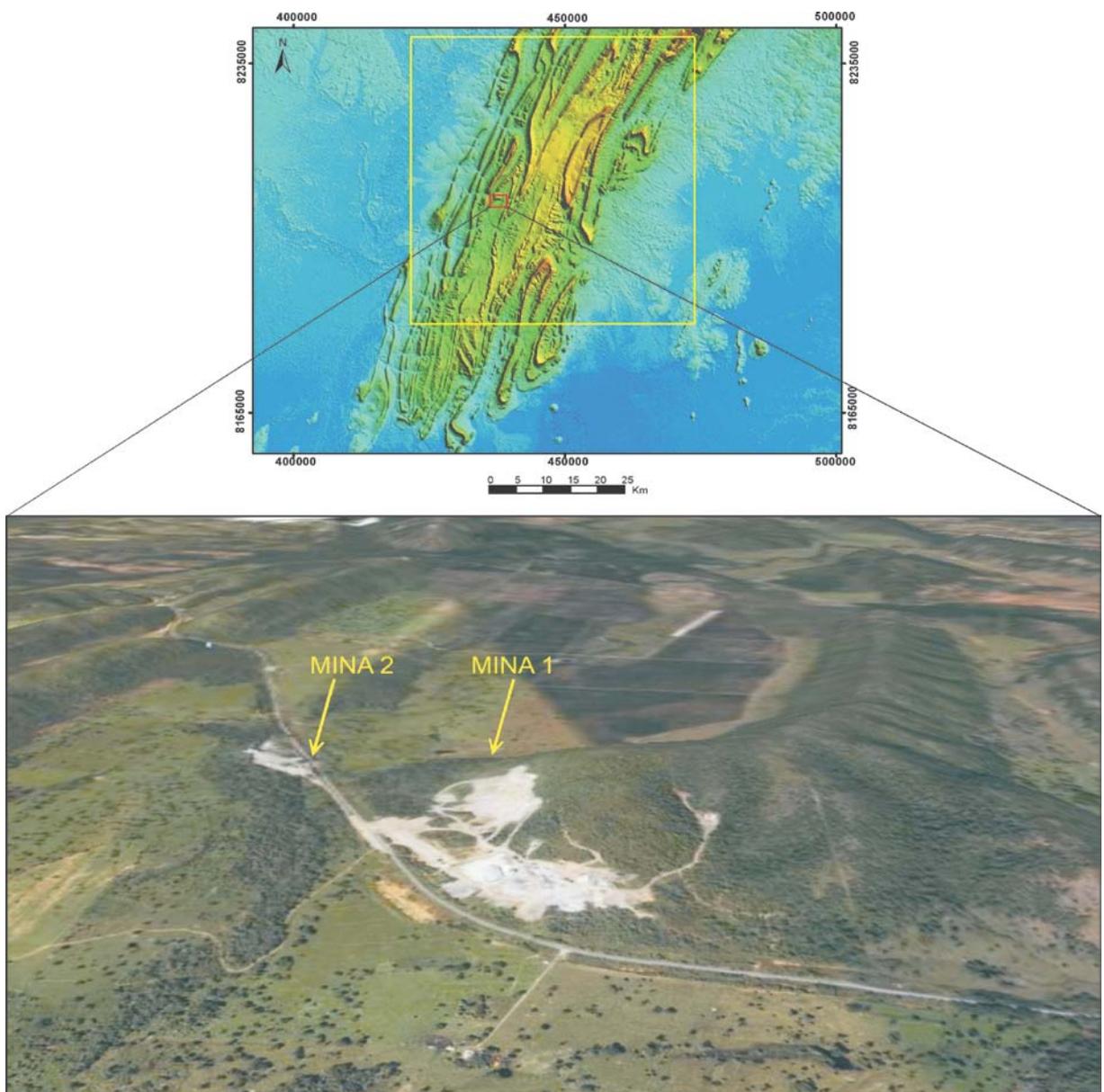


Figura 38- Imagem extraída do Google Earth, localizando as duas minas estudadas, referidas no texto. Visada de norte para sul.

### 5.2.1.1 Mina 1

Na Mina 1 (Fig.39) foram observadas estruturas como **acamamento plano-paralelo, dobras flexurais (abertas e suaves) e arrasto, falhas, fraturas e brechas**. Nesta mina foram confeccionadas duas seções estruturais com aproximadamente 50 m de comprimento cada uma. Nelas observa-se o domínio de rochas carbonáticas (dolomitos). As principais estruturas tectônicas encontradas referem-se a elementos de trama dúctil e trama rúptil (predominante).



Figura 39- Mina 1, com aproximadamente 300 m de comprimento e 25 m de altura, cuja rocha dominante é o dolomito.

### Acamamento

Na Mina 1 o acamamento dominante é do tipo plano-paralelo observado com maior frequência nas rochas da Formação Nobres (Fig.41). Esta estrutura primária apresenta espessuras centimétricas (10 a 50 cm) observados em rocha dolomítica, por vezes deformados, formando dobras atectônicas enterolíticas (Fig.42). Na porção mais ao sul da mina mostram-se levemente ondulados (Formação Serra do Quilombo). Possuem orientação, predominantemente, NW-SE, com planos que apresentam mergulhos baixos ( $05^{\circ}$  a  $25^{\circ}$ ) a moderados ( $30^{\circ}$  a  $50^{\circ}$ ) na sua maioria para o quadrante NE (Fig. 43).

O acamamento observado na Formação Nobres apresenta uma trajetória regular com direção NE/SW. Diferentemente na Formação Serra do Quilombo o acamamento não apresenta um padrão regular. Essa desorganização da trajetória é em decorrência do forte fraturamento condicionados em setores separados por falhas de alto ângulo com um padrão anastomosado (Fig40).

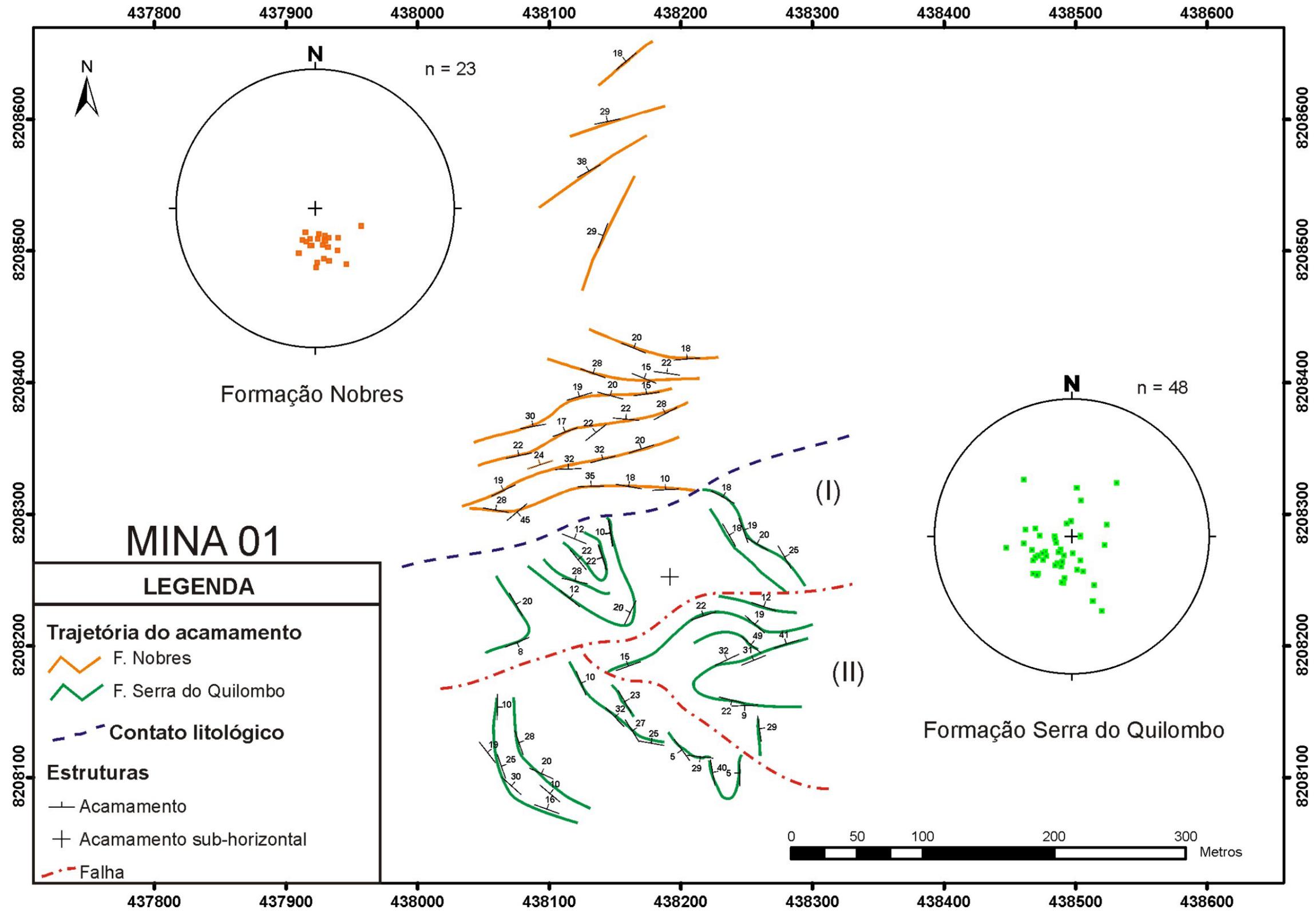


Figura 40- Linhas de trajetória do acamamento da Formação Serra do Quilombo (linhas verdes) e Formação Nobres (linhas laranjadas) observadas no mapa estrutural da Mina 01, o contato entre as formações é indicado pela linha tracejada em azul e as falhas em linhas tracejadas e pontilhadas em vermelho.

Entre esses setores, dois se destacam por apresentar trajetória de acamamento desenhando dobras assimétricas apertadas com caimento de eixos rasos. No setor (I) observar-se sinforme com cimento de eixo para NW e no setor (II) antiforme com cimento de eixo para NE.



Figura 41- Acamamento plano-paralelo bem definido observado nos dolomitos da Formação Nobres (Ponto 82).

---



Figura 42- Detalhe das dobras atectônicas enterolíticas nos dolomitos da Formação Nobres. (Ponto 16).

---

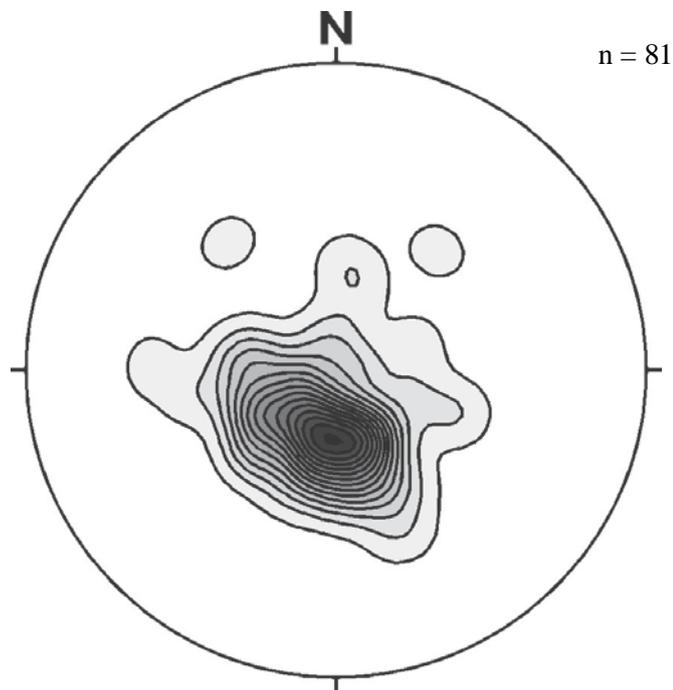


Figura 43- Distribuição dos pólos de 81 planos de acamamento medidos na Mina 1, com concentração máxima no quadrante SE, mas distribuído estatisticamente ao longo da direção NW-SE. Esta situação indica a presença de planos com mergulho para o quadrante NE (*Rede de Schmidt-Lambert, hemisfério inferior*).

### Dobras

As dobras observadas na Mina 1 variam de escalas centimétricas a métricas. Na sua maioria são flexurais, podendo classificá-las quanto a sua abertura do ângulo entre os flancos como abertas (Fig.44) e suaves (Fig.45). São geralmente assimétricas com eixos com caimentos baixos a moderados para os quadrantes NW e NE (Fig.46), com vergência de SE para NW.

As dobras de arrasto tardias observadas nas laminações do dolomito da Formação Serra do Quilombo são de escala centimétrica, com geometria em “S”. Representam dobras de segunda ordem e se formam por cisalhamento no interior das dobras maiores (Fig. 45).

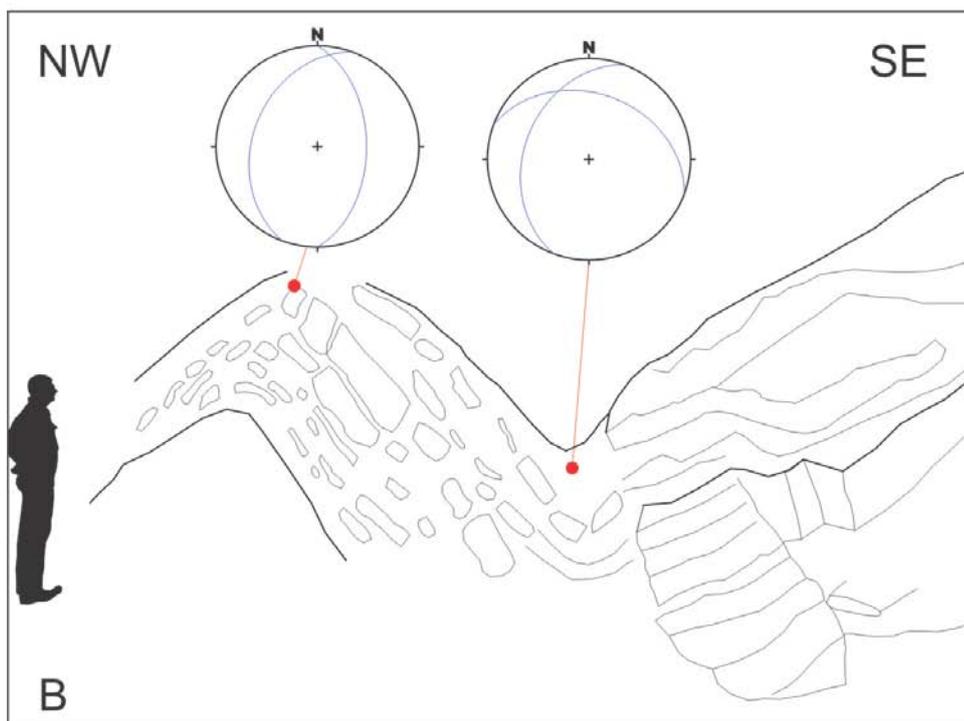


Figura 44- (A) Antiforme e sinforme abertos nos dolomitos da Formação Nobres na mina 1 (Ponto RF). (B) Figura esquemática da foto acima, destacando a geometria dessas dobras com estereogramas posicionando espacialmente seus flancos e eixos com caimento baixo.

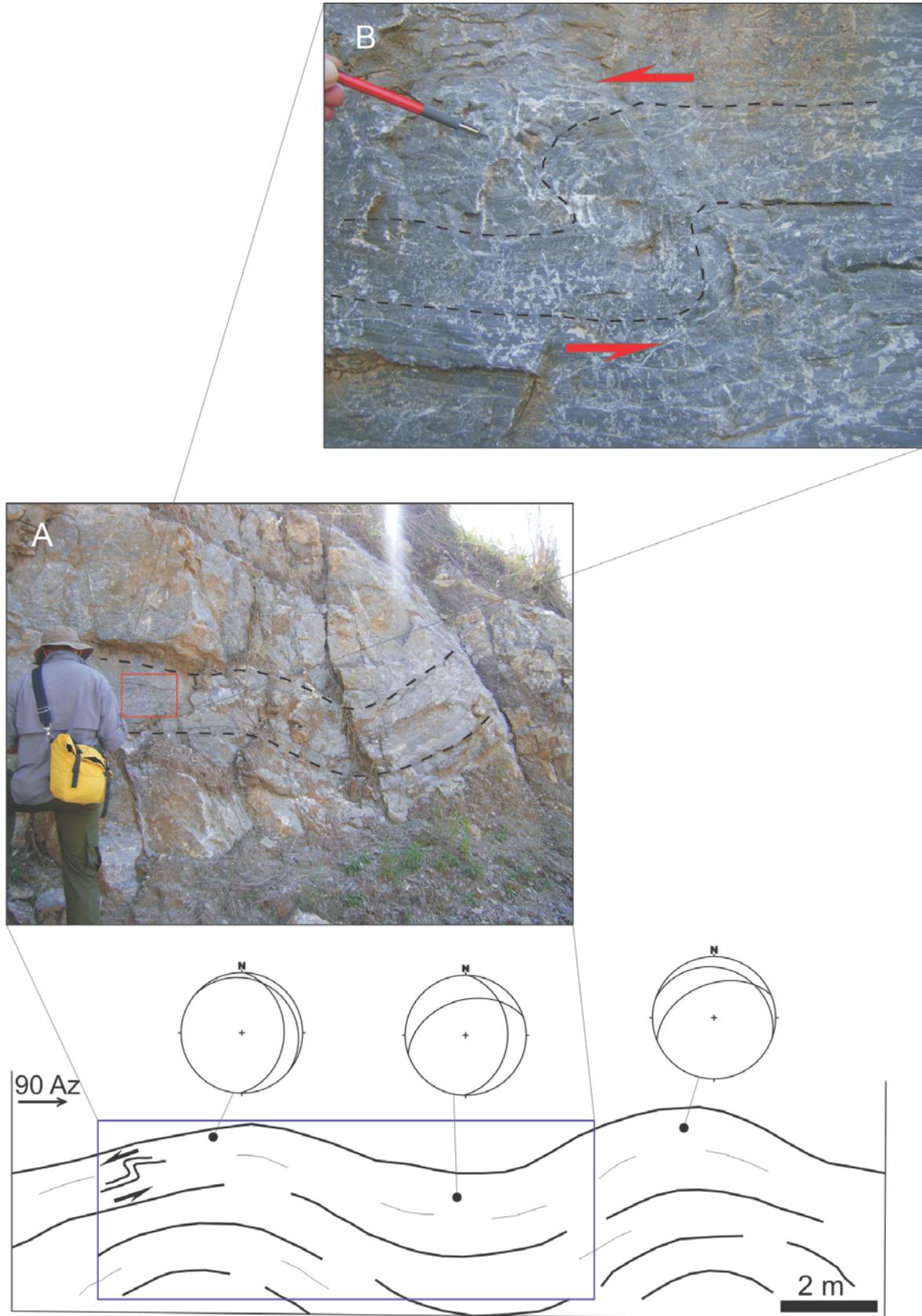


Figura 45- Perfil esquemático mostrando a geometria das dobras suaves identificadas na Mina 1 e posicionamento espacial de seus eixos e flancos. (A) Foto ressaltando a dobra suave observada nos dolomitos. (B) Foto mostrando em detalhe a dobra tardia de arrasto com geometria em “S” (Ponto 69).

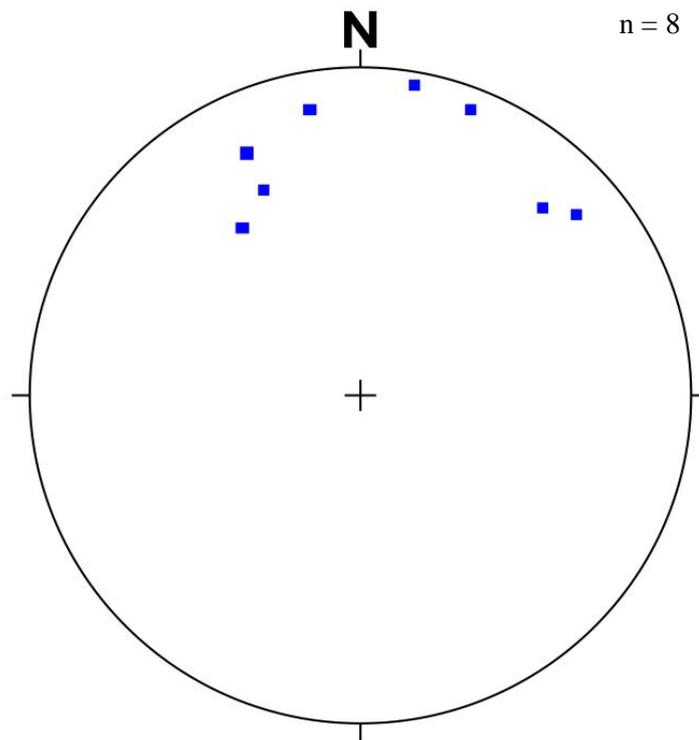


Figura 46- Atitude dos eixos das dobras mesoscópicas observadas nas rochas da Mina 1 (*Rede de Schmidt-Lambert, hemisfério inferior*).

### Falhas

As falhas observadas na mina são predominantemente do tipo inversa oblíqua, e representam descontinuidades que, assim como as fraturas, marcam a fase rúptil tardia da deformação na área. Possuem mergulhos em torno de  $68^\circ$  para o quadrante SW, onde estão contidas estrias com caimento em torno de  $40^\circ$  para o quadrante SW (Fig.47).

### Fraturas

As fraturas apresentam-se quase sempre subverticais e são observadas em vários locais da mina na forma de feixes (Fig.49), obedecendo a um padrão descontínuo, com diferentes escalas de espaçamento, variando de centímetros a metros. Possuem direções principais NW-SE e NE-SW (Fig.48), formando-se um ângulo entre estas de  $70^\circ$ . Quando possível medir seus mergulhos, esses estão para NW (dominante), NE e SE.

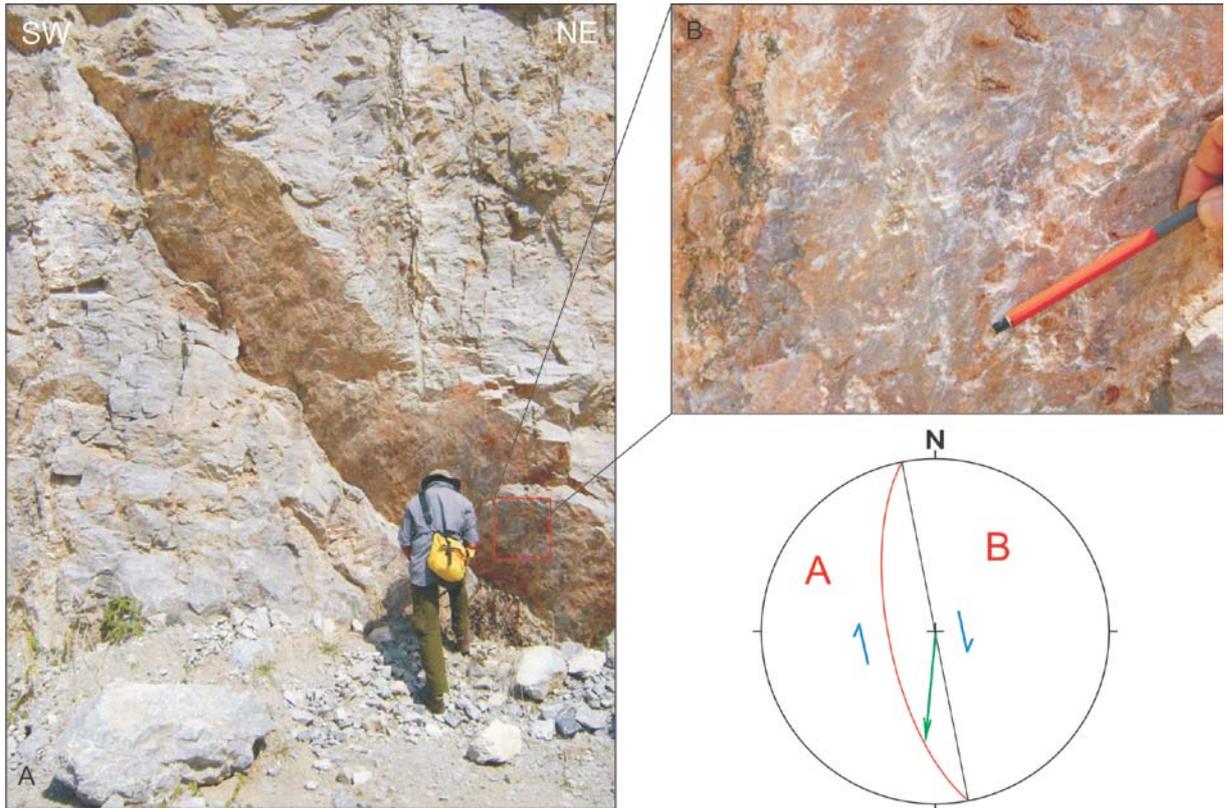


Figura 47- (A) Falha inversa oblíqua de alto ângulo observada em dolomito com atitude  $68^{\circ}/259^{\circ}$  Az, com cinemática dextral (Ponto 77). (B) Estria de falha com caimento  $40^{\circ}/185^{\circ}$  Az.

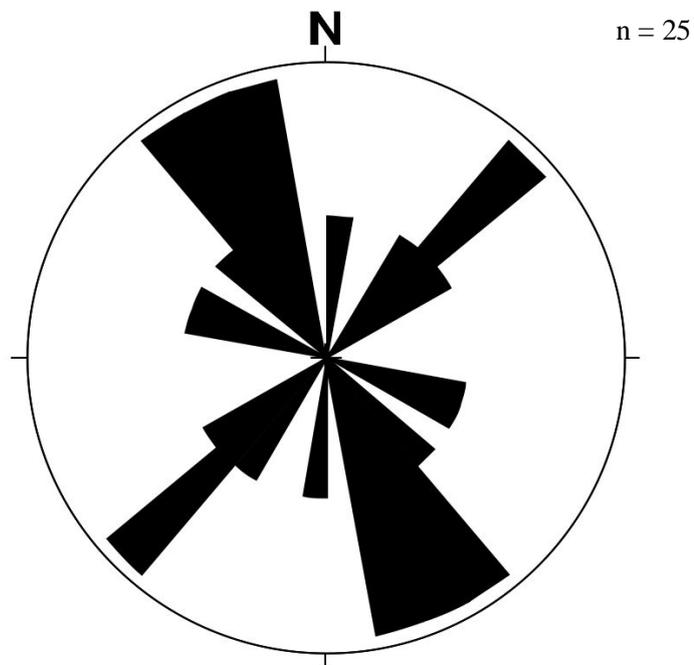


Figura 48- Direções das famílias de fraturas observadas na Mina 1. Essas possuem maior concentração de medidas na direção NW-SE, com um ângulo entre estas de  $70^{\circ}$ .

## Brechas

As brechas encontradas na mina são observadas notadamente em dolomitos da Formação Serra do Quilombo. Possuem clastos com tamanhos que variam de centimétricos a métricos, com formas angulosas. Estas brechas estão dispostas em zonas métricas a decimétricas, onde entre essas zonas o acamamento apresenta-se com um padrão ondulado (Fig.49).

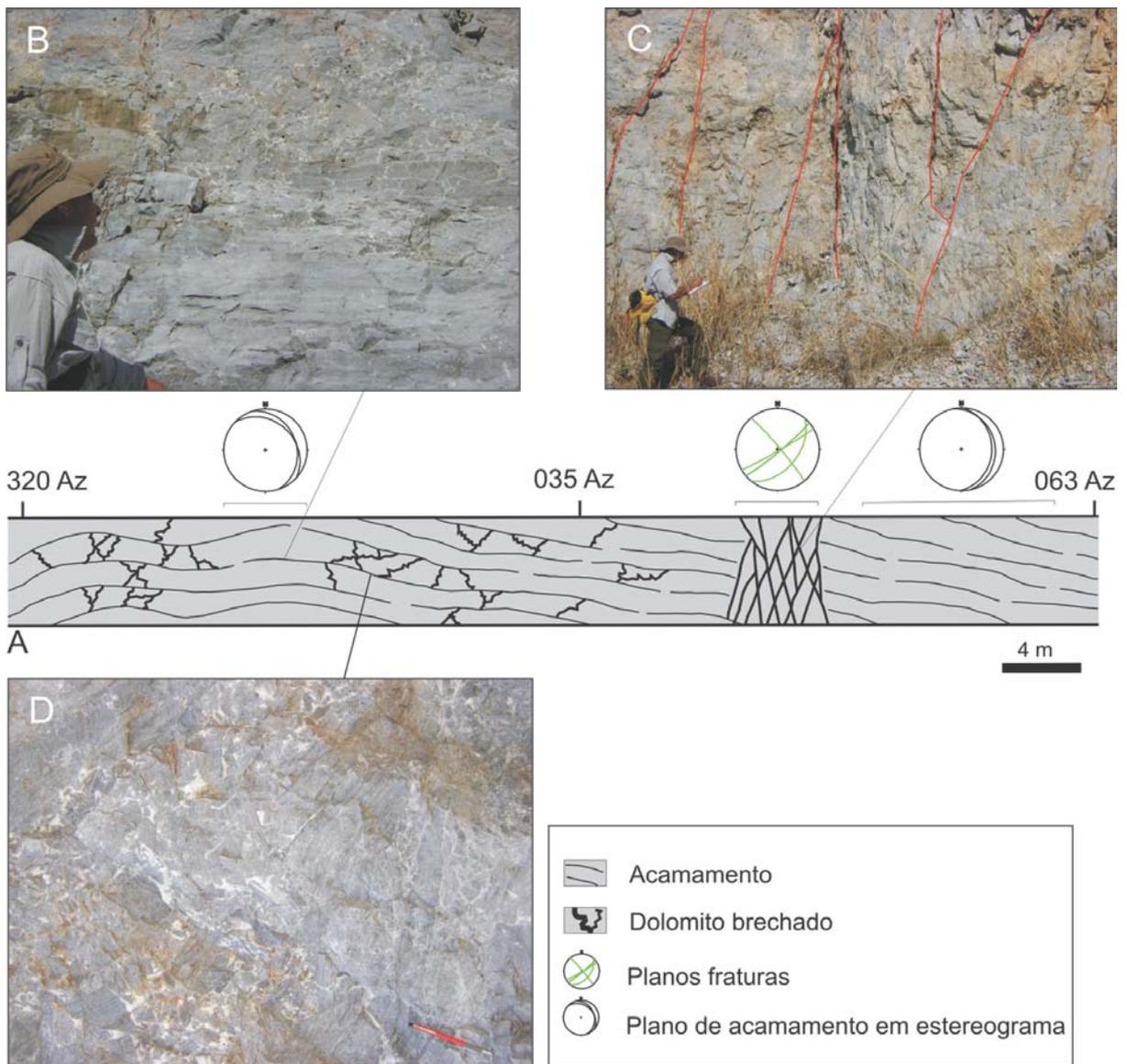


Figura 49- (A) Seção exibindo o comportamento ondulado do acamamento observado nos dolomitos brechados da Formação Serra do Quilombo na Mina 1. (B) Foto mostrando o acamamento ondulado e levemente brechado (Ponto 04). (C) Foto mostrando as zonas de fraturamento (Ponto 06). (D) Foto mostrando o aspecto das brechas dolomíticas (Ponto 05).

### 5.2.1.2 Mina 2

A Mina 2 (Fig.50) esta localizada aproximadamente a 400 m da Mina 1 seguindo em direção a sudeste. As principais estruturas observadas foram o **acamamento plano-paralelo**, **fraturas**, veios em *tension gashes* e **lineações de estiramento mineral**. Em toda a mina é predominante o calcário fino de coloração cinza escuro da Formação Guia. Igualmente na Mina 1 há o domínio de elementos tectônicos de trama rúptil em relação aos de trama dúctil.



Figura 50- Mina 2, com aproximadamente 200 m de comprimento e 14 m de altura, cuja rocha dominante é o calcário fino.

#### Acamamento

O acamamento nesta mina é predominantemente plano-paralelo com camadas de espessuras centimétricas (08 a 42 cm). Possui orientação, predominantemente, NE-SW, com planos que apresentam mergulhos altos ( $61^\circ$  a  $82^\circ$ ) a subverticais ( $84^\circ$  a  $88^\circ$ ) com mergulho dominante para o quadrante NW (Fig.51).

#### Lineação

A lineação observada na mina corresponde a do tipo **estiramento mineral** desenvolvida em cristais de calcita. São estruturas que se encontram contidas nos plano dos calcários laminados de modo penetrativo (Fig.52). As linhas possuem caimentos baixos (em média  $20^\circ$ ) para o quadrante NE (Fig.53).

A direção média dos planos dos acamamentos ( $10^\circ$  Az ou  $190^\circ$  Az), onde estão contidas as lineações (máxima concentração  $21^\circ/020^\circ$  Az), permite determinar um valor de *rake* igual a  $16^\circ$  (Fig.53).

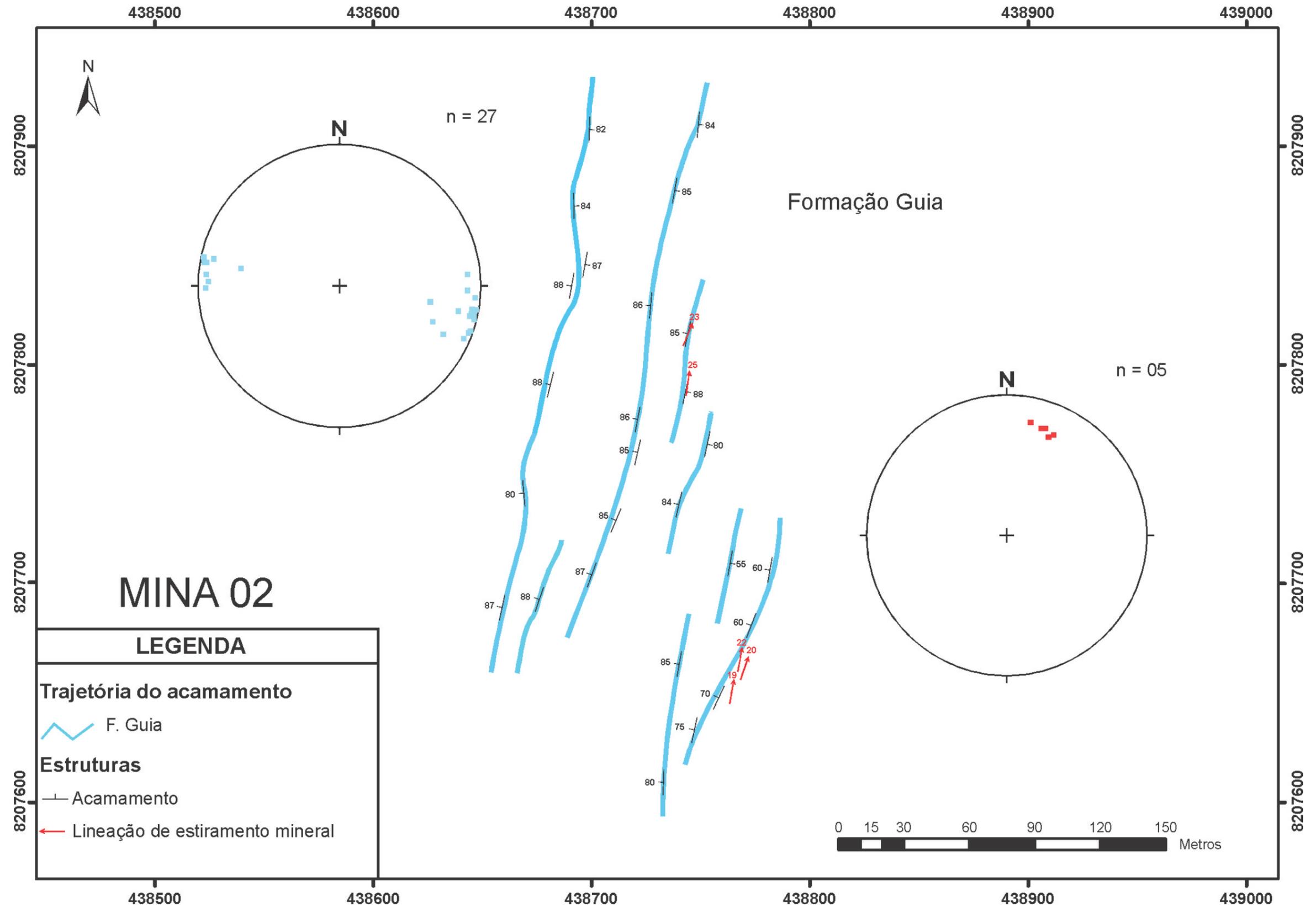


Figura 51- Linhas de trajetória do acamamento da Formação Guia (linhas azuis) e as lineações de estiramento mineral (em vermelho) observadas no mapa estrutural da Mina 02.



Figura 52- Lineações de estiramento mineral desenvolvidas pela elongação de cristais de calcita, observadas nos planos de acamamento dos calcários na Mina 2 (Ponto 96).

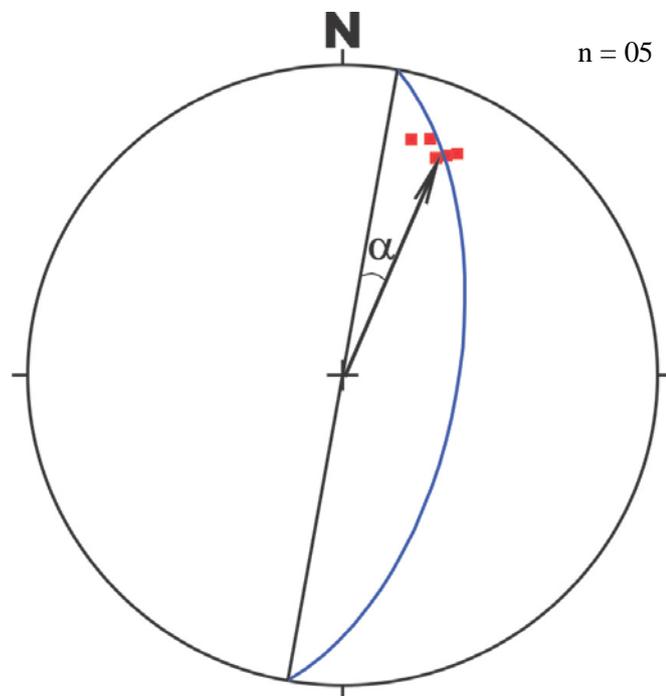


Figura 53- Estereograma com plano médio (em azul) dos acamamentos ( $10^\circ$  Az), concentração máxima das linhas em posição  $22^\circ/020^\circ$  Az, com um *rake* de  $\bullet = 16^\circ$ .

### Tension gash

As fraturas de tensão do tipo *tension gash* observadas nos calcários finos da mina representam descontinuidades abertas em arranjo escalonado (*en echelon*), preenchidas por calcita durante sua abertura e discordantes as camadas subverticais (Fig.54). Estas fendas de tensão mostram-se com aspecto sigmóide resultante da rotação rígida relacionada à deformação por cisalhamento simples. Sendo essas fraturas comuns nas regiões de flanco de dobras.

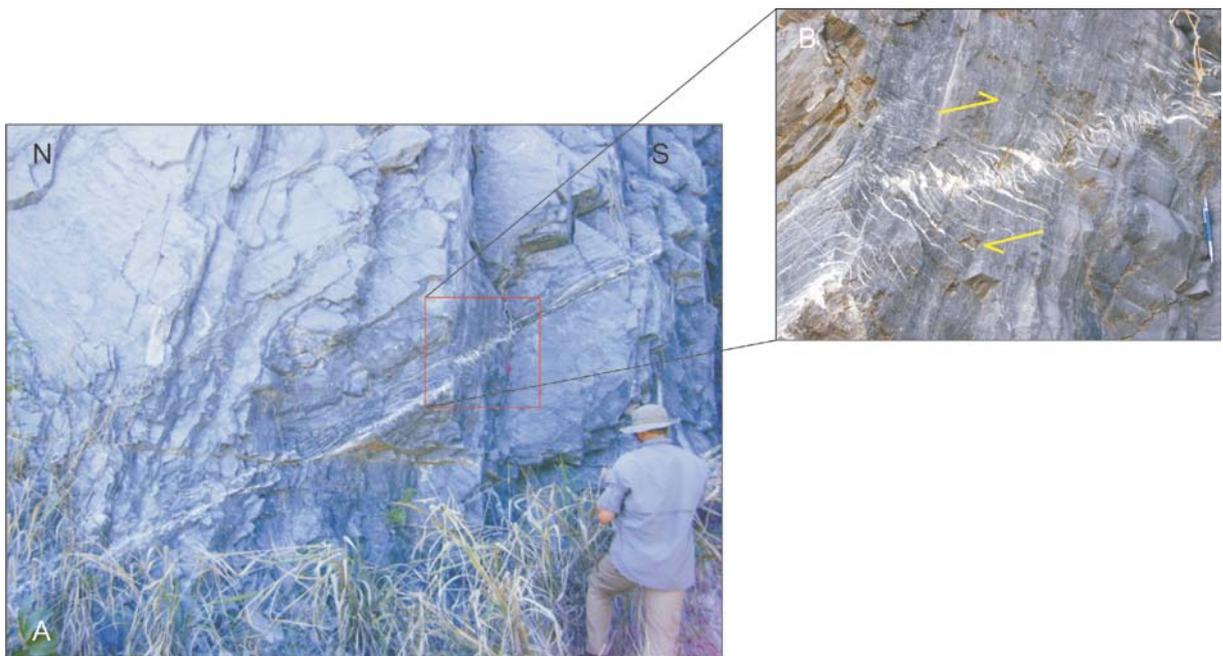


Figura 54- (A) Calcário fino de coloração cinza escura, com fraturas tipo *tension gash* discordantes as camadas subverticais (Ponto 97); (B) Detalhe dos *tension gash* com organização geométrica do tipo escalonada.

### 5.2.2 Análise Geométrica das Estruturas Distribuídas na Área

Neste tópico estão descritas as principais estruturas observadas no restante da área mapeada, sendo feita uma abordagem detalhada nos aspectos geométricos dessas estruturas, a fim de comparar seus arranjos espacial com os das estruturas observadas nas minas, permitindo assim, mais a frente, uma análise cinemática e um entendimento maior do quadro estrutural da porção sul do segmento setentrional da faixa.

As principais estruturas observadas em escala de afloramento foram **acamamento plano-paralelo**, **estratificação cruzada tipo tabular**, **dobras flexurais (apertadas e abertas)**, **dobras forçadas (*kink bands*)**, **falhas**, **fraturas**, ***tension gash***, **estilolitos e brechas**.

A seguir é apresentada a descrição detalhada das estruturas e tramas observadas nas rochas estudadas.

### Acamamento

O acamamento plano-paralelo é a estrutura dominante em toda área. É observado nas rochas clásticas (principalmente) e nas rochas calcárias (Fig.55). Secundariamente são observados pontualmente estratificação cruzada tipo tabular nos arenitos da formação Raizama (Fig.56), entre outras estruturas primárias descritas nos próximos parágrafos. As acamadas apresentam espessuras que vão de centimétricas a métricas, com orientação, dominante, NE-SW, em média apresentam-se com planos com mergulhos indo de moderados ( $41^\circ$  a  $57^\circ$ ) a altos ( $65^\circ$  a  $80^\circ$ ), na sua maioria para o quadrante SE, em decorrência da maior coleta de medidas nas abas leste das megadobras, em virtude da facilidade em se chegar aos afloramentos. Estatisticamente os pólos desenham uma falsa assimetria (Fig.57), com guirlanda que acompanha o padrão das dobras repartidas observadas em imagem SRTM. A exceção são os acamamentos medidos em arenitos na serra do Mangaval que se apresenta com mergulhos subhorizontais ( $04^\circ$  a  $06^\circ$ ) a baixos ( $10^\circ$  a  $22^\circ$ ), com direção NW-SE (Fig.56).



Figura 55- (A) Acamamento plano-paralelo com atitude  $64^\circ/110^\circ$  Az observado em arenito de granulação fina (Ponto 168); (B) Laminação plano-paralela com atitude  $58^\circ/130^\circ$  Az em calcário (Ponto 185); (C) Acamamento plano-paralelo com atitude  $78^\circ/103^\circ$  Az em arenito (Ponto 163) e (D) Laminação plano-paralela com atitude  $51^\circ/110^\circ$  Az em calcário (Ponto 298).

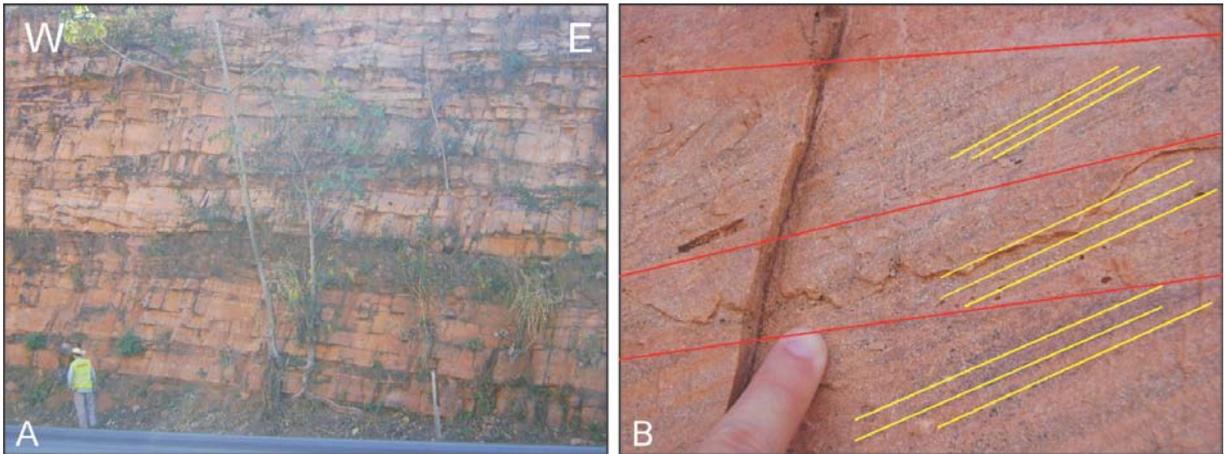


Figura 56- (A) Acamamento plano-paralelo com atitude 10°/020° Az em arenito na Serra do Mangaval (Ponto 151) e (B) Estratificação cruzada tipo tabular observada em arenito na Serra do Mangaval (Ponto 150).

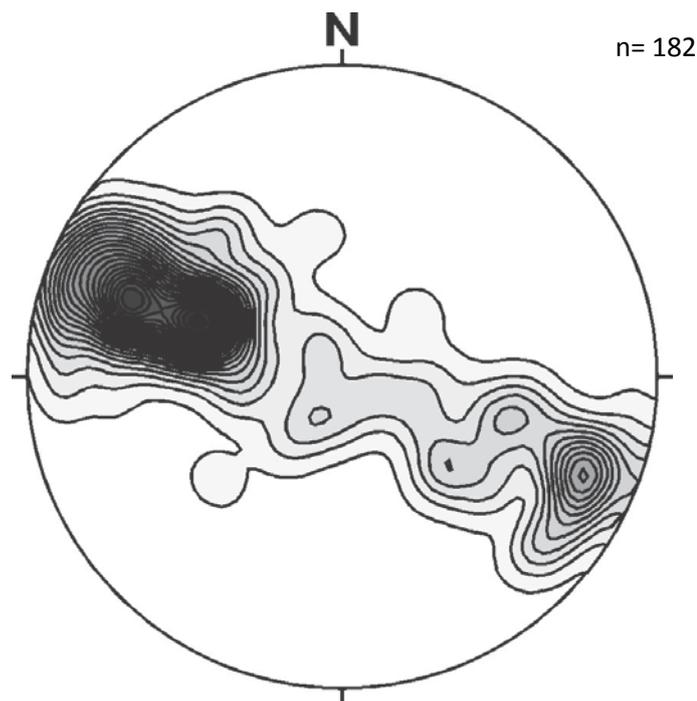


Figura 57- Diagrama de contorno de pólos do acamamento observado na área desenhando uma guirlanda, com concentração dominante dos mergulhos dos planos para o quadrante SE, refletindo uma assimetria aparente, devido à maior coleta de medidas em abas lestes das megadobras (*Rede de Schmidt-Lambert, hemisfério inferior*).

## Dobras

Essas estruturas em escala mesoscópica foram pouco observadas em toda a área estudada. São caracterizadas por arqueamentos desenhados por planos de acamamento, sendo desenvolvidas principalmente nos arenitos da Formação Raizama e calcários da Formação Guia.

As dobras quanto ao seu estilo, foram caracterizadas em dois tipos: (1) **dobras flexurais** e, (2) **dobras forçadas (kink bands)**.

As **dobras flexurais** ocorrem em escalas centimétricas a métricas, desenvolvidas em rochas areníticas em vários pontos da área mapeada. Quanto ao ângulo de abertura entre os flancos podem ser classificadas como abertas e apertadas, com ângulos de 120° a 70° e 70° a 30° respectivamente.

As dobras abertas se apresentam em escalas métricas, exibindo eixos com caimentos baixos de 10° (Fig.58) e 22° (Fig.59) para os quadrantes NE e SE, respectivamente. Apresentam uma vergência de SE para NW.

Através do estereograma da figura 59 B, é possível observar o padrão da distribuição dos pólos ao longo da guirlanda e classificá-la quanto a sua abertura com base no diagrama de Layshon & Lisle, explicado no tópico 1.5, no capítulo I.

As dobras apertadas ocorrem em escala centimétrica, com eixos exibindo caimentos baixos (em média 20°) para o quadrante SW, apresentando uma vergência de SE para NW (Fig.60).

As **dobras forçadas (kink bands)** estão fortemente condicionadas à característica laminada das rochas calcárias. São caracterizadas por flancos retos e charneiras angulosas, ocorrendo em escalas centimétricas.

Essas dobras são desenhadas por elementos de trama rúptil (fraturas), que se desenvolvem em pares conjugados paralelos e cruzados truncando as laminações das rochas calcárias, configurando assim os *kink bands* (Fig.61).

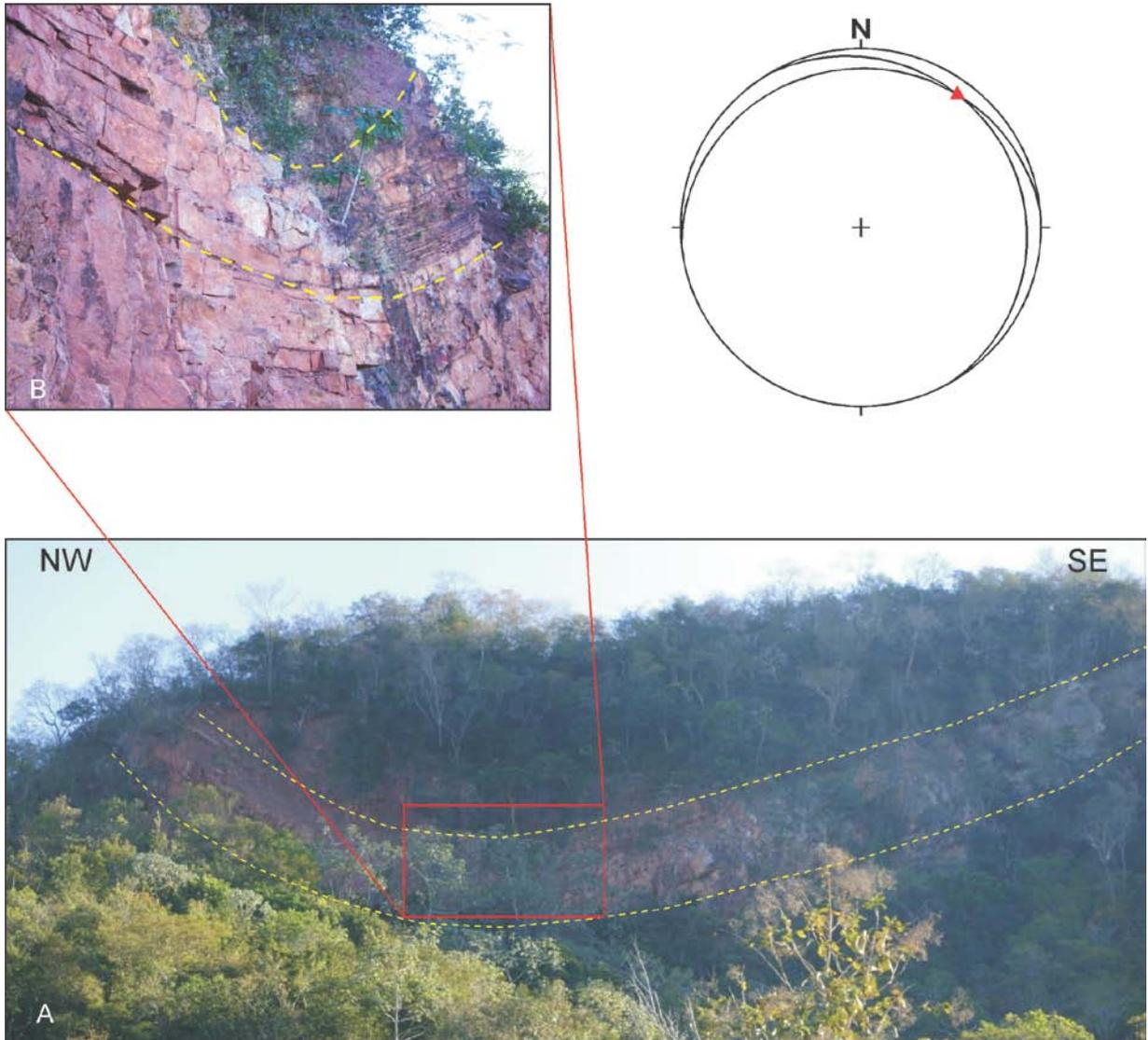


Figura 58- (A) Geometria de uma dobra flexural aberta observada em rocha arenítica da Formação Raizama e (B) Detalhe da dobra aberta observada, cujo eixo possui um caimento baixo de  $10^\circ$  para o quadrante NE (Ponto 308).

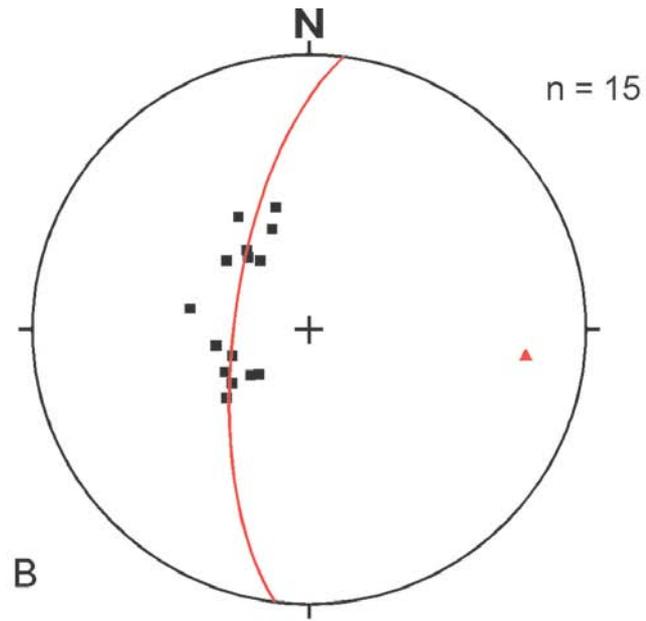


Figura 59- (A) Dobra flexural aberta observada em arenito da Formação Raizama próximo ao contato com a Formação Nobres (Ponto 124). (B) Estereograma de pólos dos planos medidos nos flancos da dobra, com distribuição dos pólos desenhando uma guirlanda, com caimento de eixo de  $22^\circ$  para o quadrante SE.

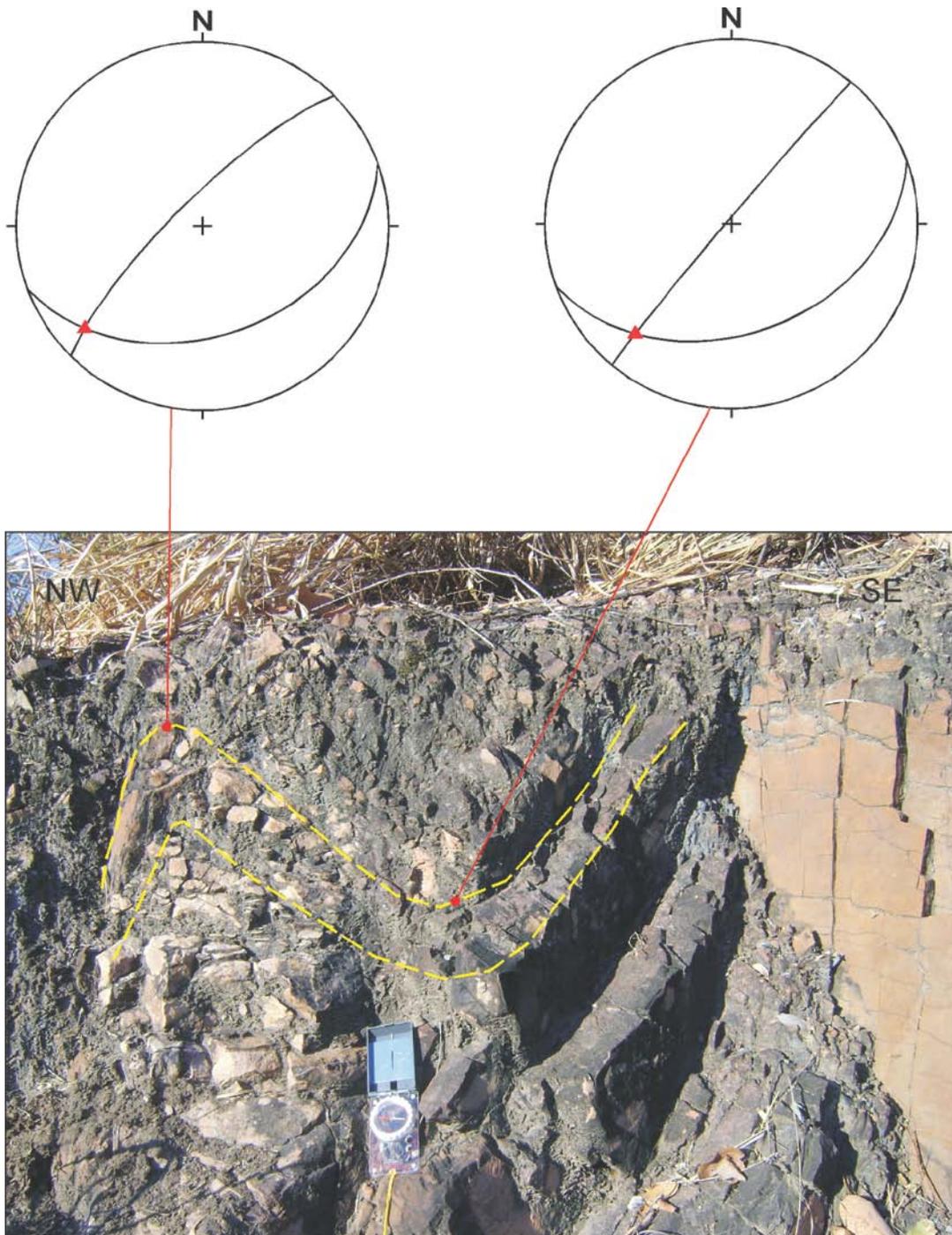


Figura 60- Antiforme/sinforme apertados com eixos com baixo caimento ( $19^{\circ}/228^{\circ}$  Az e  $22^{\circ}/218^{\circ}$  Az, respectivamente), observados em arenito da Formação Raizama (Ponto 134).

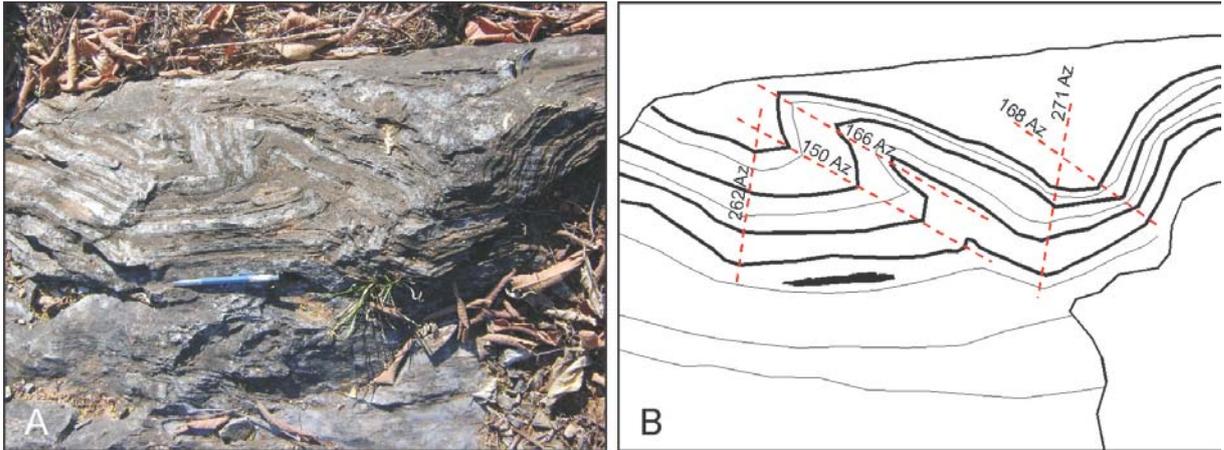


Figura 61- (A) Dobras em *kink band* desenvolvidos em calcários laminados da Formação Guia. (B) Figura esquemática, destacando a geometria dos *kinks bands* (Ponto 295).

### Falhas

As falhas observadas na área têm caráter predominante direcional oblíqua e direcional. Essas estruturas são elementos característicos da deformação descontínua, evidenciados nos arenitos. Ocorrem em escalas centimétricas a métricas, com movimentações dextrais. As falhas direcionais em geral, apresentam deslocamentos de poucos centímetros, deslocando veios de quartzo. Possuem direções  $005^\circ$  Az (Fig.62) e  $015^\circ$  Az (Fig.63).

A falha direcional oblíqua possui atitude  $69^\circ/280^\circ$ , apresentando uma componente dextral estabelecida em seu plano onde estão contidas estrias com caimento em torno de  $14^\circ$  para o quadrante SW (Fig.64).

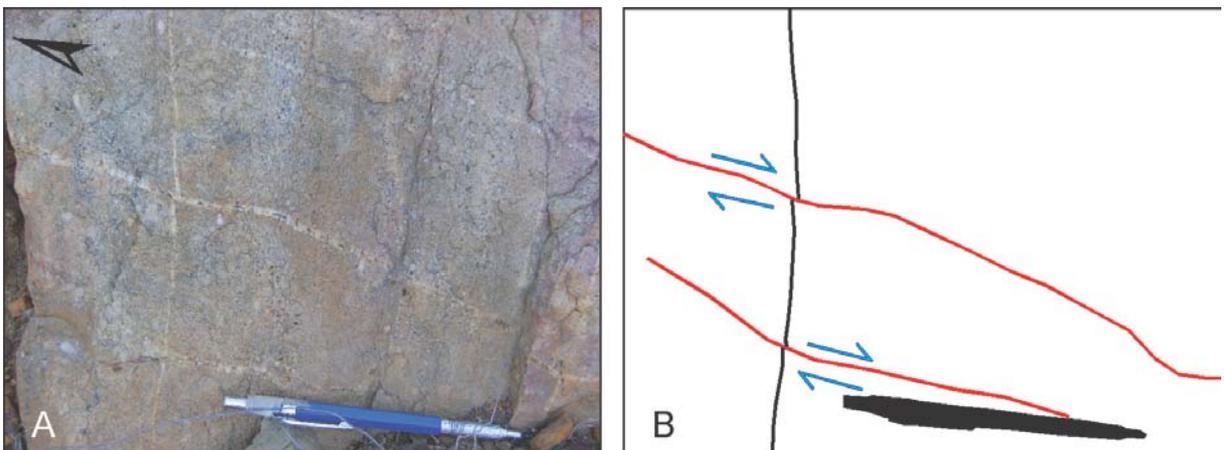


Figura 62- (A) Foto no piso mostrando falhas direcionais centimétricas deslocando vênulas de quartzo, observadas em arenito. (B) Figura esquemática destacando a geometria e cinemática das falhas direcionais (Ponto 237).

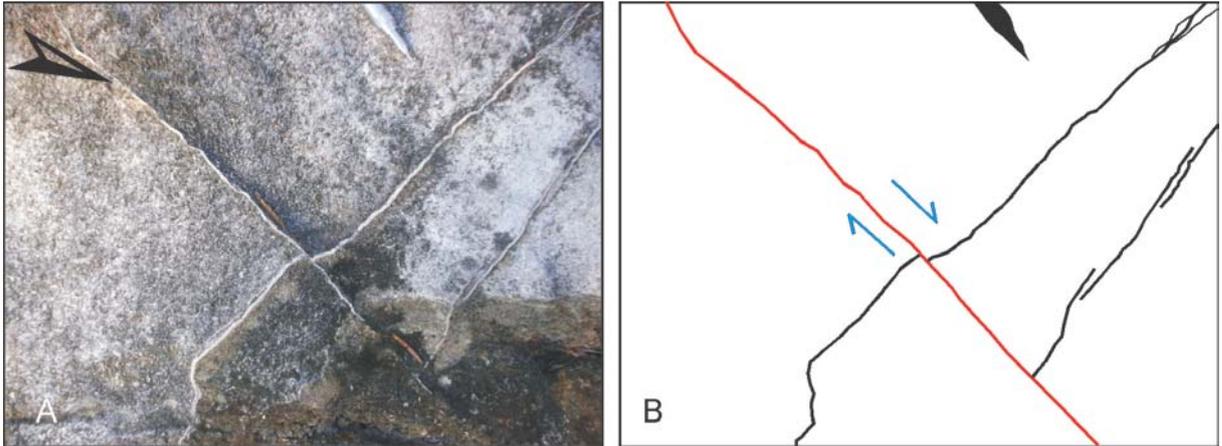


Figura 63- (A) Falha direcional centimétrica deslocando vênulas de quartzo, observadas em piso no arenito. (B) Figura esquemática mostrando uma movimentação dextral (Ponto 246).

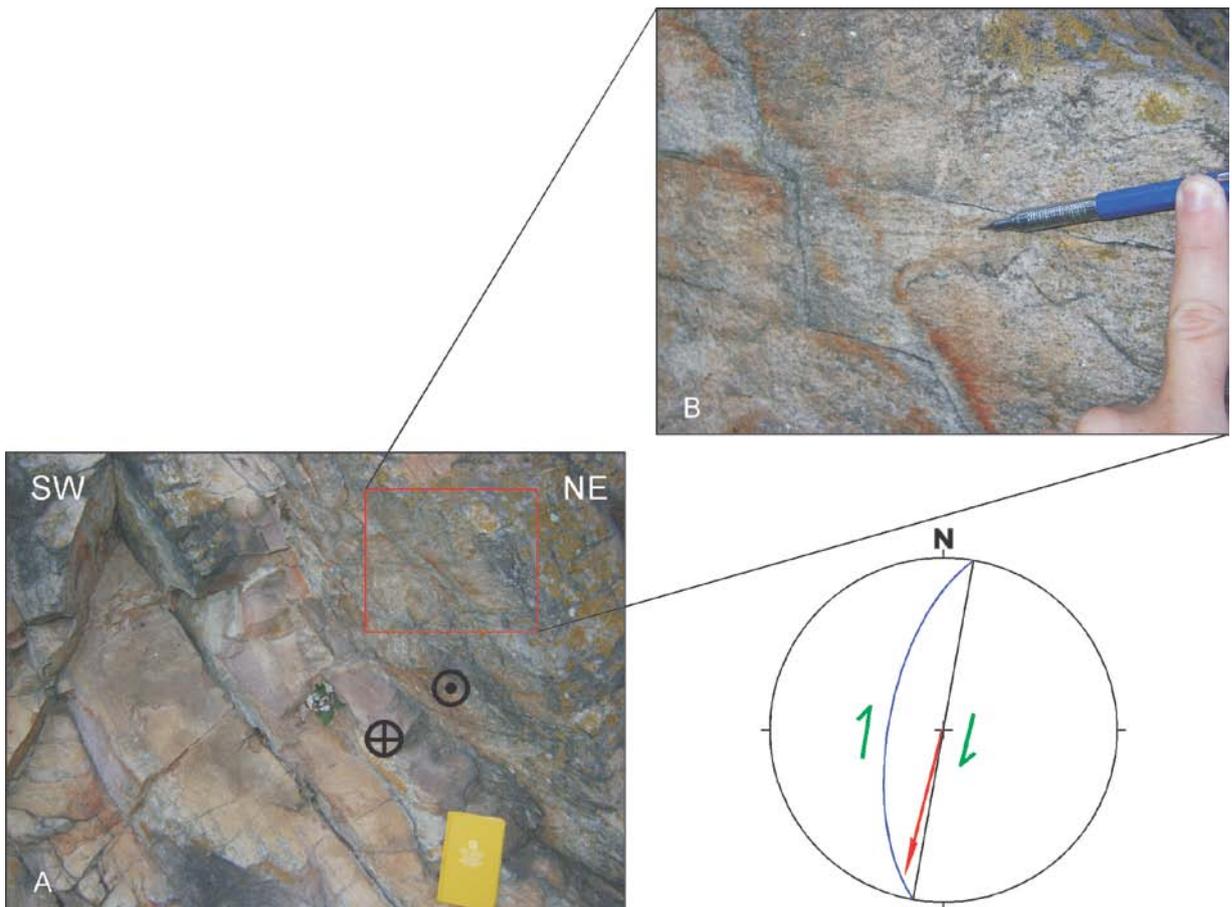


Figura 64- (A) Falha direcional oblíqua (inversa) com deslocamento indicado, observada em arenito. (B) Foto mostrando em detalhe estrias de falha com caimento baixo ( $14^\circ$ ) para o quadrante SW, indicando uma cinemática dextral (Ponto 136).

## Fraturas

As fraturas são os elementos de trama rúptil mais expressivos em toda a área mapeada e, juntamente com as falhas são os principais indicadores da deformação descontínua aqui apresentados. Esses elementos mostram-se predominantemente com padrões subverticais em escalas que vão de centimétricas a métricas na forma de feixes paralelos ou ortogonais (Fig.65). Possuem direções NW/SE (principalmente) NE/SW (Fig.66).

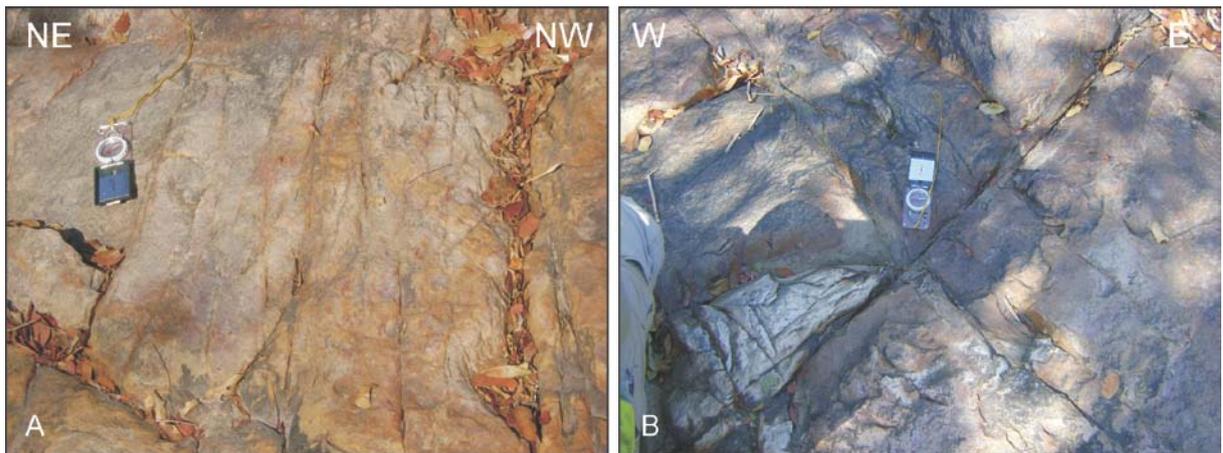


Figura 65- Fraturas subverticais em piso observadas em arenitos da Formação Raizama. (A) Fraturas paralelas com dimensões métricas e direção  $030^{\circ}\text{Az}$ . (Ponto 287) e (B) Fraturas ortogonais com direções  $040^{\circ}\text{Az}$  e  $120^{\circ}\text{Az}$  (Ponto 286).

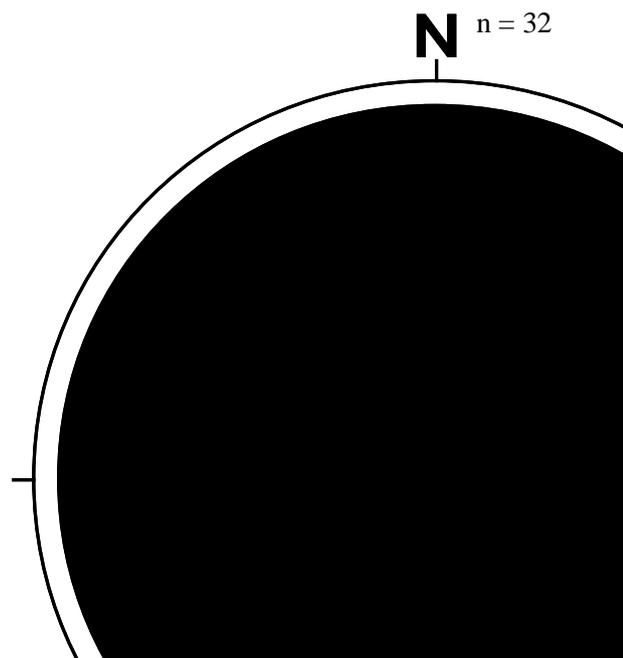


Figura 66- Diagrama de roseta mostrando as direções das famílias de fraturas observadas. Notar a maior frequência de estruturas na direção NW/SE, aproximadamente E/W.

As fraturas observadas na sua maioria são descontinuidades abertas (na ordem de milímetros). Em alguns pontos na área essas descontinuidades mostram-se geralmente preenchidas por minerais neoformados durante a sua abertura progressiva. Onde estas apresentam-se com estilos estruturais variados, tais como: *tension gash* e *estilolitos*. Descritas a seguir:

As *tension gash* são fraturas de tensão preenchidas (provavelmente por sílica) identificadas nos arenitos e pelitos em alguns pontos da área. Apresentam-se na sua maioria com forma isolada ou repartida de maneira homogênea, sendo que em alguns pontos (Fig.67) é possível observar essas fendas juntamente com fraturas formando par cisalhante, facilitando assim a orientação, de forma mais precisa, dos eixos principais da deformação.

Em alguns casos observados, essas fendas apresentam uma geometria organizada de maneira escalonada com formas amendoadas retilíneas em arenitos (Fig.68 B, C e D). Em rochas com matriz mais fina e laminada essas fraturas mostraram-se com forma de sigmóide devido ao cisalhamento simples atuante, estabelecendo uma assimetria com componente cinemático sinistral (Fig.68 A).

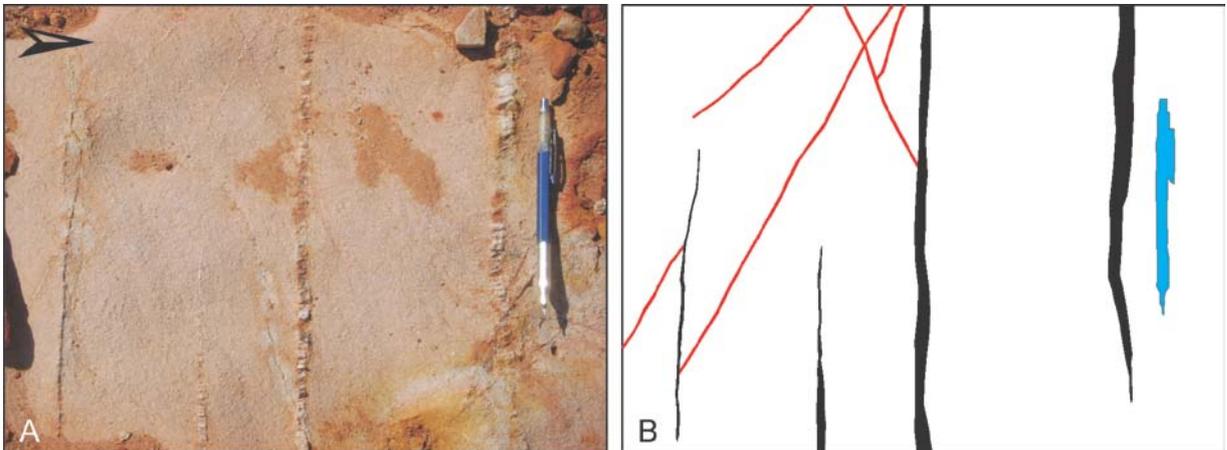


Figura 67- (A) *Tension gashes* paralelos com tamanhos centimétricos preenchidos por sílica, observados em arenitos. (B) Figura esquemática destacando a geometria retilínea e paralelas dos *tension gashes* juntamente com fraturas formando par cisalhante, indicando a direção de maior tensão (Ponto 318).

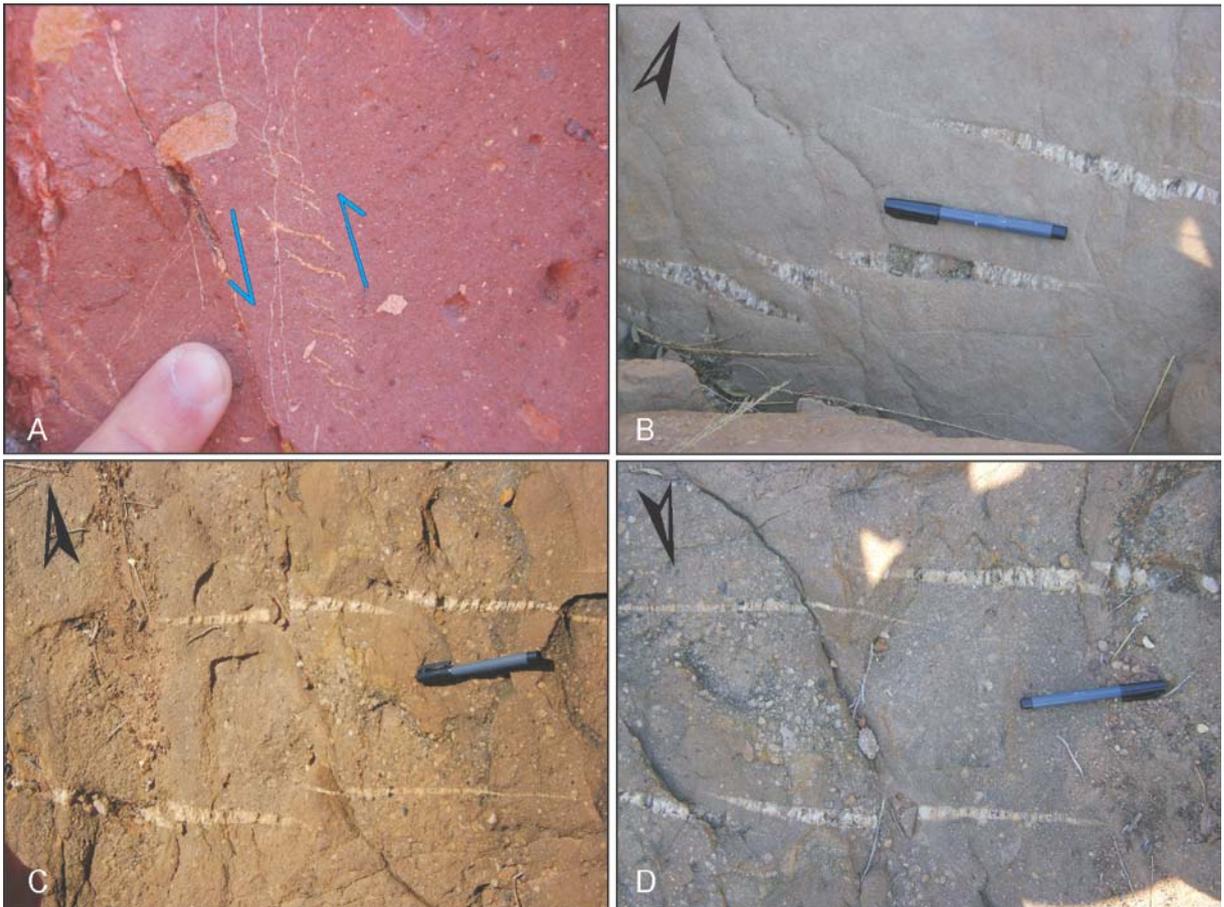


Figura 68- (A) *Tension gash* com aspecto sigmóide mostrando cinemática sinistral, observado em diamictito (Ponto 174); (B); (C) e (D) *Tension gash* com organização escalonada em forma de amêndoas retilíneas preenchidos por sílica (Ponto 264).

Os **estilolitos** são descontinuidades que diferentemente dos *tension gash*, que foram identificados em rochas carbonáticas e siliciclásticas, os estilolitos foram observados somente nas rochas carbonáticas, e com maior frequência nos calcários finamente laminados da Formação Guia. Essas estruturas formam picos que geralmente fazem um ângulo alto com o plano estilolítico médio (Fig.69).

Os estilolitos observados são preenchidos por calcita e/ou dolomita, proveniente da dissolução por pressão da rocha carbonática. Esta dissolução foi gerada devido à rocha ter sido submetida a um período de deformação compressional, que de certa maneira favoreceu a dissolução diferencial ao longo da superfície tensionada.

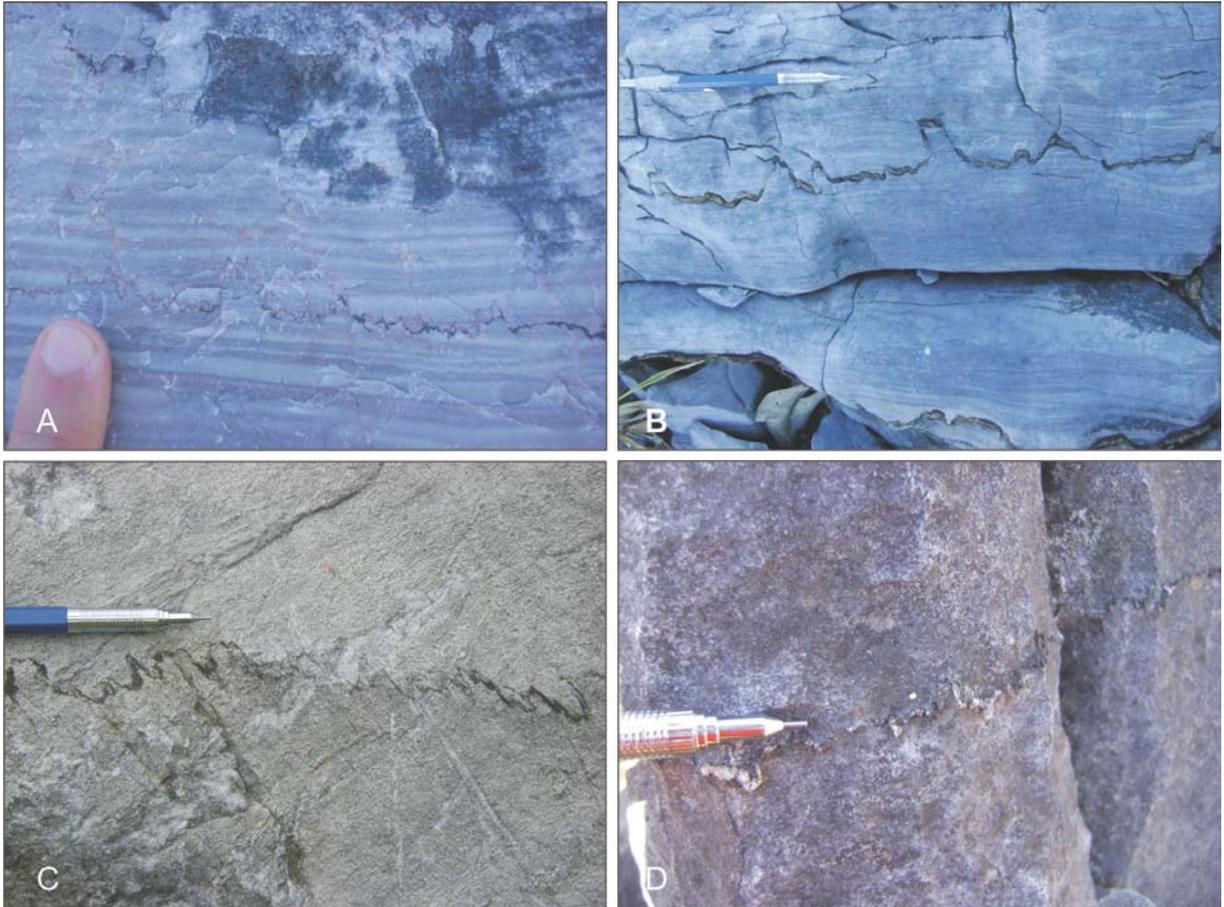


Figura 69- (A) Estilolito observado em calcário laminado em afloramento próximo a encosta de serra (Ponto 185); (B) Estilolito preenchido por calcita observado em calcários finamente laminados da Formação Guia (Ponto 187); (C) Estilolito com picos levemente inclinados observados em dolomitos laminados (Ponto 282) e (D) Estilolito preenchido por dolomita observado em dolomito (Ponto 309).

### Brechas

As brechas foram observadas apenas nos calcários da Formação Guia e dolomitos da Formação Serra do Quilombo. Em geral possuem clastos muito angulosos de tamanhos centimétricos. As brechas são cimentadas por material existente (calcita -  $\text{CaCO}_3$  e dolomita -  $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$ ) no local onde se formam. Em alguns pontos dentro das zonas brechada é possível observar uma leve orientação vertical dos fragmentos de rocha carbonática (Fig.70).

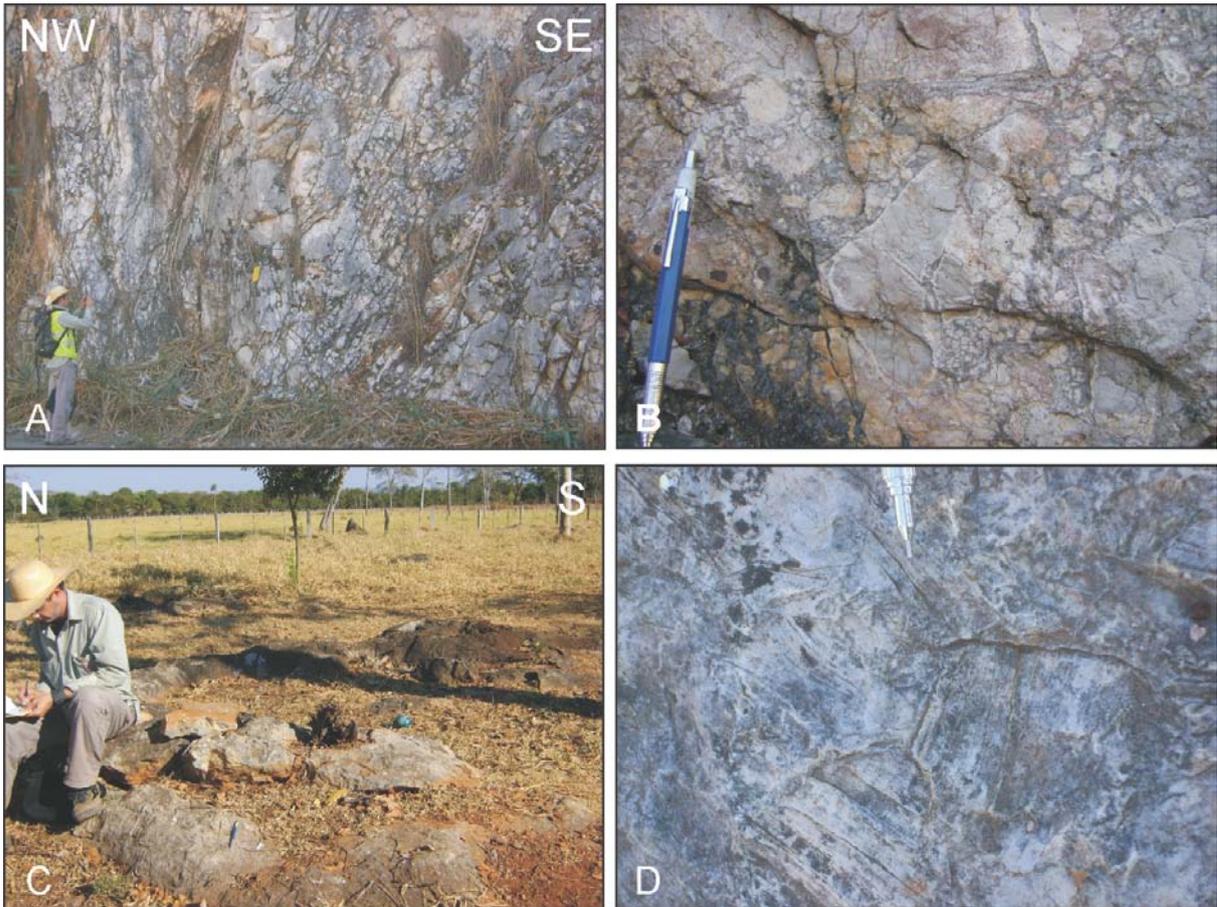


Figura 70- (A) Dolomito brechado observado em afloramento ao longo da rodovia BR-070 (Ponto 153); (B) Detalhe do aspecto brechado do dolomito, com clastos bastantes angulosos (Ponto 153); (C) Afloramento com calcário brechado (Ponto 229) e (D) Detalhe da brecha calcária com clastos laminados (Ponto 229).

### 5.2.3 Análise Cinemática

Neste tópico são apresentados os dados estruturais referentes aos indicadores cinemáticos, enfatizando as assimetrias de trama caracterizadas principalmente a partir de dados em mesoescala e integrando com dados em megaescala.

Particularmente para a área investigada as estruturas mesoscópicas representaram os elementos mais importantes na definição dos critérios cinemáticos, que serviu como ponto de partida para se estabelecer o estilo de movimentação tectônica responsável pela construção das estruturas observadas.

A análise cinemática aqui apresentada baseou-se na relação entre elementos de feições planares, curvilineares, lineares e elementos de trama rúptil a rúptil-dúctil. Os dados estruturais obtidos (planares e lineares) foram tratados em diagramas de projeção polar do tipo *Schmidt - Lambert* (hemisfério inferior).

### 5.2.3.1 Relação Plano de Acamamento - Lineação

O acamamento observado na área mapeada possui uma orientação relativamente regular segundo a direção NE/SW, exceto em setores onde se formam brechas originadas por intenso fraturamento das rochas calcárias, ocorrendo principalmente na área sul da Mina 1, onde o acamamento não obedece um *trend* principal, apresentando uma trajetória caótica (Fig.40). Essas estruturas planares estatisticamente apresentam-se com mergulhos que vão de baixos ângulos até subverticais da ordem de  $05^\circ$  a  $88^\circ$  (Fig.71).

A lineação de estiramento mineral, definida pela elongação de cristais de calcita, foi observada apenas na área central e sul da Mina 2 (Fig.51), caracterizadas nos planos de deslizamento dos acamamentos, retrabalhados por falhas, que se encontram com mergulhos altos a subverticais. Essa trama linear exhibe valores de caimentos baixos (em média  $20^\circ$ ) predominantemente para o quadrante NE, com uma concentração azimutal ao redor de  $020^\circ$  (Fig.72).

A relação dos planos de deslizamentos dos acamamentos onde estão contidas as lineação de estiramento mineral, com cinemática oblíqua, mostra *rake* de  $16^\circ$ . Nestes planos, considerando a natureza compressiva regional, a cinemática pode ser analisada como oblíqua inversa dextral transpressiva (Fig.72). Essa relação é evidente nos setores central e leste na área mapeada, cujas estruturas apresentam componentes direcionais mais atuantes.

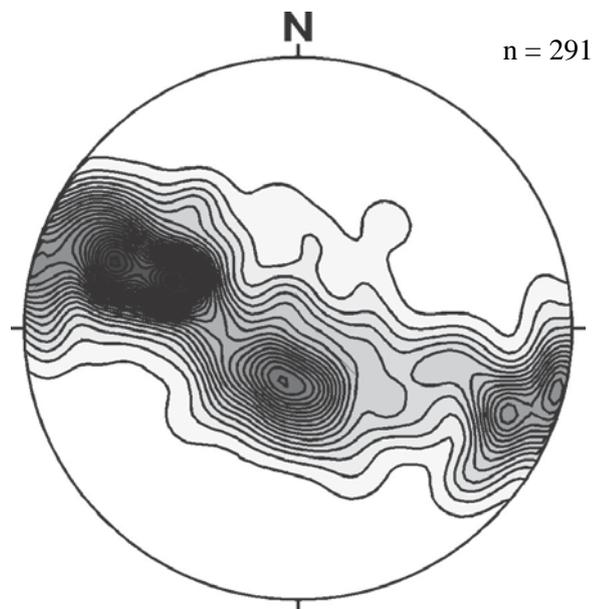


Figura 71- Estereograma de contorno de pólos das medidas de acamamento mostra distribuição em guirlanda assimétrica, com concentrações máximas no *trend* NW/SE.

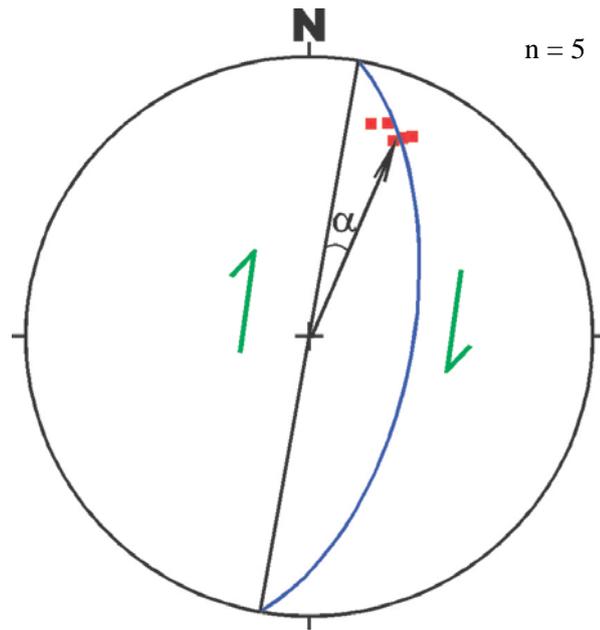


Figura 72- Estereograma com plano médio (em azul) dos acamamentos e concentração máxima das linhas (em vermelho), com uma relação angular formando *rake* (•) de aproximadamente  $16^\circ$ , que indica assimetria cinemática oblíqua inversa dextral.

### 5.2.3.2 Análise das Dobras

Em termos cinemáticos, a característica marcante das estruturas curvilineares é o seu padrão levemente assimétrico, tanto em escala meso quanto em escala regional. Mesoscopicamente, a análise cinemática das dobras foi caracterizada com base na assimetria entre os flancos e inclinação da superfície axial.

As dobras flexurais mesoscópicas mostram-se, quanto a sua abertura, como abertas a apertadas com eixos com caimentos rasos, orientados NE/SW e NW/SE, com caimentos para os quadrantes assinalados, porém, com concentração máxima nos quadrantes NE e NW, concordante com a posição da lineação de estiramento e com a orientação dos eixos das dobras em escala regional, analisadas em imagem SRTM.

Os planos axiais dessas estruturas em mesoescala apresentam mergulhos com valores altos a subverticais na maioria para o quadrante SE, indicando uma vergência discreta, porém dominante de SE para NW (Fig.73).

As dobras arrasto observadas nos flancos das dobras flexurais, acompanham as suas vergências. Podem ser classificadas no contexto das rochas carbonáticas como de deslizamento flexural dos planos das laminações, com uma assimetria indicativa de movimentação de transporte em direção a W.

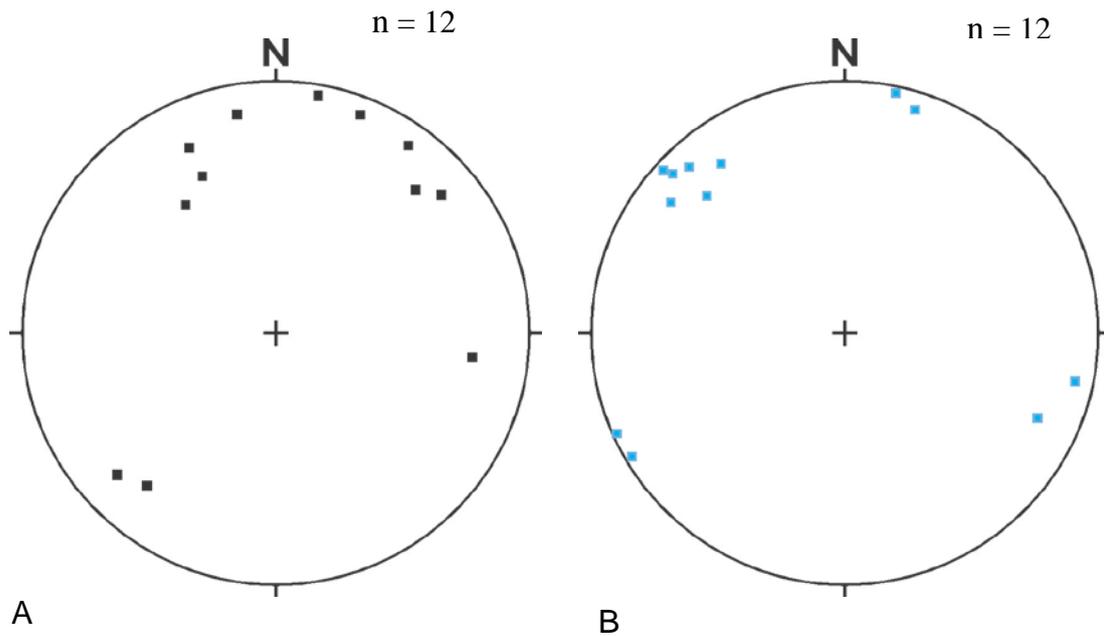


Figura 73- (A) Estereograma apresentado as orientações e caimentos dos eixos das dobras flexuras. (B) Estereograma de pólos dos planos axiais das respectivas dobras flexuras.

As dobras em megascale são desenhadas, no Domínio Tectônico Externo, por rochas supracrustais, as quais desenhavam antiformes e siniformes fechados, com caimento de eixos rasos ( $03^{\circ}$  a  $20^{\circ}$ ) no *trend* NE/SW, em alguns casos com geometria levemente sinuosa. Igualmente para as mesodobras, seus planos axiais possuem valores altos de mergulhos, inclinados discretamente para o quadrante NW.

Na porção mais a leste na área desenvolvem-se zonas de falhas, identificadas através de sensores, exibindo padrão levemente anástomótico. Essas zonas são na sua maioria paralelas aos flancos das dobras em escala regional, algumas dessas dobras apresentam geometria em braquissinclinal (Fig.74).

Algumas dessas zonas de falhas foram confirmadas a sua cinemática com base em elementos estruturais, como as linhas de estiramento mineral, observados em mesoescale, sendo a maioria inferida com base no arranjo geométrico das dobras observadas na imagem de sensor.

Através desses critérios sugere-se que o quadro cinemático em escala regional apresenta-se particionado, com componentes dextral (dominante) e sinistral. Este particionamento cinemático está associado ao particionamento da deformação, que será abordada com maior detalhe nos próximos capítulos.

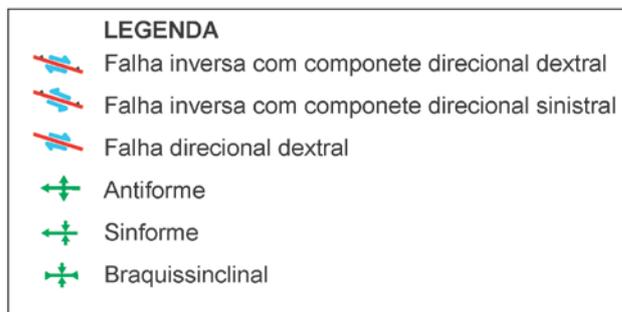
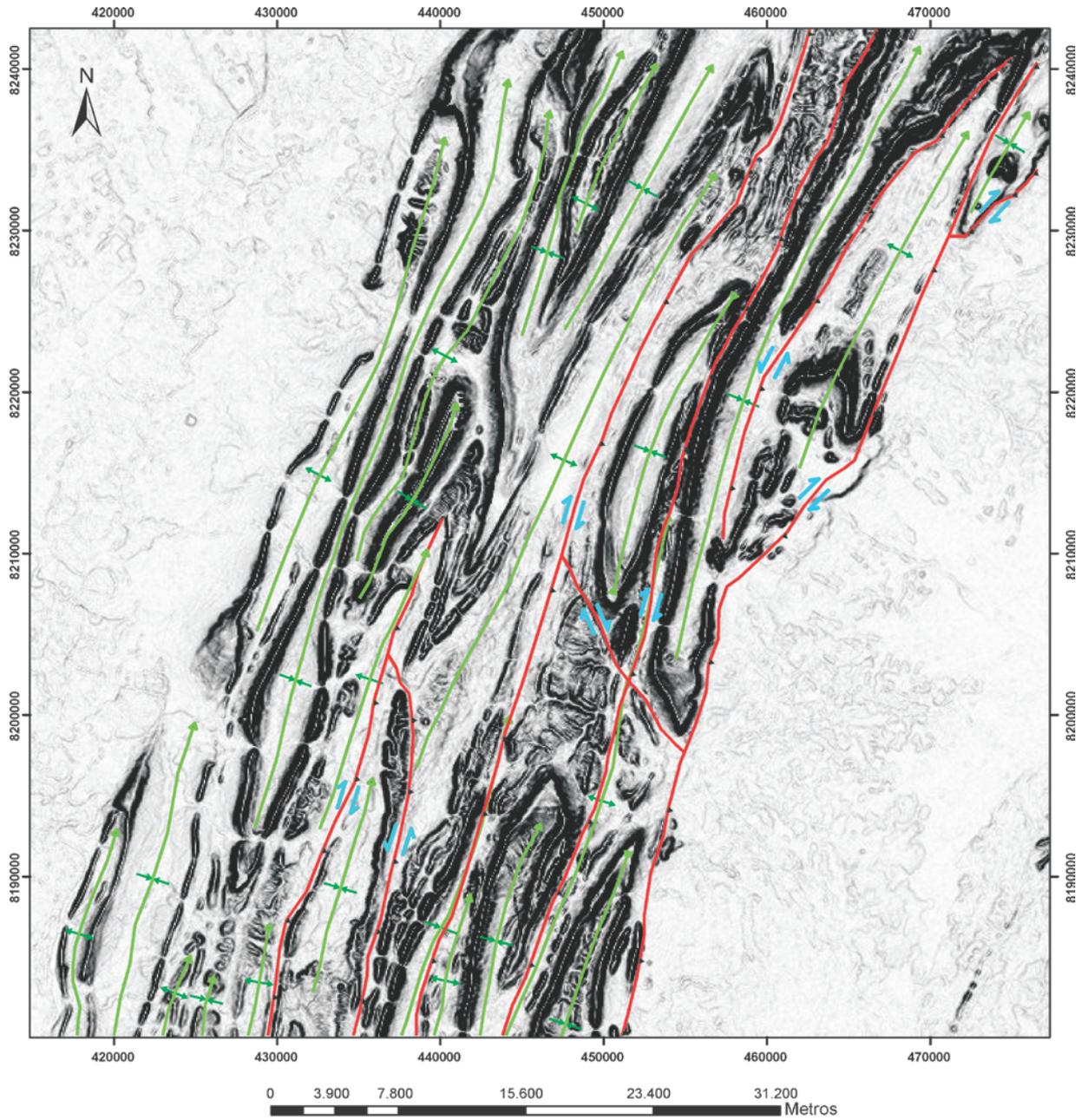


Figura 74- Imagem de sensor da área mapeada, exibindo as principais estruturas (dobras e falhas) em escala regional com seus arranjos cinemáticos.

### 5.2.3.3 Análise dos Elementos de Trama Rúptil-Dúctil e Rúptil

Os elementos tectônicos de trama rúptil-dúctil a rúptil são as estruturas que com maior frequência são observados nas rochas. Em algumas dessas estruturas é possível determinar suas cinemáticas.

A cinemática da trama rúptil-dúctil é caracterizada pelos *tension gash* com geometria em forma de sigmóide, resultante de uma deformação progressiva, com somatório de sucessivos incrementos de cisalhamento simples. O sentido de movimentação foi determinado, observando a orientação dos veios, onde o ângulo agudo que eles definem com o plano de cisalhamento, aponta em sentido contrário à movimentação. Em algumas dessas estruturas pode-se observar uma cinemática sinistral.

A cinemática da trama rúptil é evidenciada principalmente por falhas direcionais e por falhas inversas oblíquas com direções NE/SW (dominante) e NW/SE, em cujos planos observam-se estrias com caimentos baixos para o quadrante SW, que indicam provavelmente movimentos dextrais.

Desta forma, com base nesse critério definiram-se componentes cinemáticos dextral e sinistral condizentes com a cinemática das falhas em megaescala observadas próximas a essas estruturas.

## 6 DESENVOLVIMENTO DAS DOBRAS

### 6.1 APRESENTAÇÃO

Neste capítulo será discutido o mecanismo de dobramento das rochas supracrustais mapeadas na área de estudo, com o intuito de complementar o entendimento a respeito da formação e organização das dobras em meso e megaescala, dentro da faixa de dobramento.

Para isso foram utilizados dados sobre o arranjo geométrico das dobras observadas em mesoescala apresentadas no Capítulo 5 e em megaescala, determinadas principalmente através de imagem SRTM, complementadas por dados de campo.

O mecanismo de dobramento de multicamadas sedimentares é fortemente controlado pelo comportamento reológico. Camadas com grau de competência diferente, respondem diferentemente à deformação a qual são impostas. Porém as mais competentes exercem, de certa forma, um controle estrutural sobre as menos competentes (Hatcher, 1995).

As principais interpretações alcançadas a respeito da deformação e arquitetura das rochas, obtidas a partir do estudo do mecanismo de formação das dobras serão apresentadas nos parágrafos seguintes e terão como base os estudos propostos por Ramsay & Huber (1987), Hatcher, (1995), Twiss & Moores, (2007).

### 6.2 CARACTERÍSTICAS DAS DOBRAS QUANTO AO SEU AMBIENTE DE FORMAÇÃO

As dobras em escala de afloramento, observadas e apresentadas no Capítulo 5 (Análise Geométrica e Cinemática), são estruturas que mostram predominante padrão geométrico paralelo, característico de nível crustal médio/roso, em camadas competentes.

Rochas siliciclásticas (Grupo Alto Paraguai) e carbonáticas (Grupo Araras), quando apresentam moderado grau de rigidez e são submetidas à deformação compressiva de nível crustal médio a raso, com compressão paralela a subparalela as camadas, tendem a apresentar padrão em forma de ondas paralelas (Hatcher, 1995).

As dobras observadas na área (p. ex. nos pontos RF, 124, 134 e 308) apresentam elementos geométricos dispostos espacialmente de maneira paralela, com caimento de eixos rasos (03° a 20°), planos axiais levemente inclinado e fraca assimetria entre os flancos.

Essa regularidade geométrica, quanto ao arranjo geométrico, visto nas dobras em mesoescala, pode ser observada em megaescala, notadamente nos setores mais a oeste na área, cujas dobras exibem padrões homogêneos, diferentemente das rochas a leste onde estas estruturas apresentam-se na sua maioria com flancos rompidos e separados por falhas, denotando complexidade quanto à progressão da deformação.

Um parâmetro geométrico importante que pode ser usado para auxiliar a interpretação das condições físicas do ambiente de formação das dobras é a comparação da espessura apical das dobras, em cortes perpendiculares aos seus eixos (*seções verdadeiras*).

As mesodobras observadas apresentam região apical com camadas com pouca variação de espessura entre charneira e flancos (Fig.75). Elas podem ser agrupadas, utilizando a classificação para camadas dobradas de Ramsay, como pertencentes a dobras da classe 1.

As mais expressivas neste contexto são pertencente à subclasse 1B (Fig.75 E, F e G), que apresentam espessuras apicais semelhantes às espessuras de seus flancos, e com menor frequência, pertencente à subclasse 1C (Fig.75H), com regiões apicais mais espessas que seus flancos.

As dobras da classe 1B correspondem a dobras paralelas, que apresentam características geométricas que podem refletir as condições mecânicas de dobramento em nível crustal relativamente raso, com baixa capacidade de fluxo material para a região apical (Ramsay & Huber, 1987).

As dobras pertencentes à classe 1C são, de acordo com suas características mecânicas, formadas em ambientes mais profundos em relação às dobras da classe 1B e, apresentam capacidade moderada de fluxo material para a região apical (Ramsay & Huber, 1987).

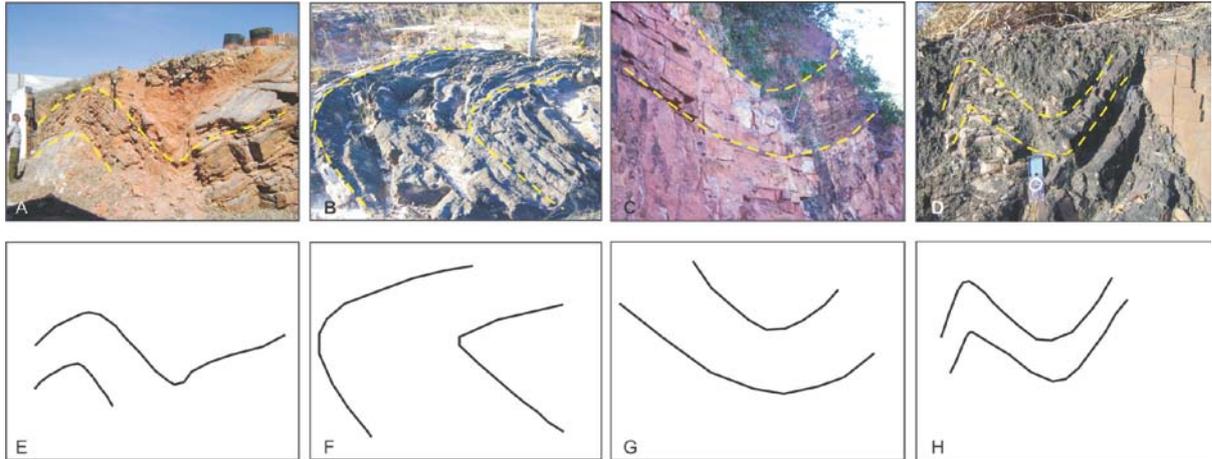


Figura 75- (A), (B), e (C) Dobras flexurais mesoscópicas exibindo região apical e flancos com espessuras semelhantes. (D) Dobra flexural com região apical nitidamente mais espessa que seus flancos. (E), (F) e (G) Figuras esquemáticas ressaltando os contornos das dobras e suas regiões apicais, ambas pertencentes à subclasse 1B, e (H) Figura esquemática ressaltando a geometria de uma dobra com região apical mais espessa que seus flancos, classificada na subclasse 1C.

### 6.3 TIPOS DE DOBRAS QUANTO AOS SEUS PROVÁVEIS MECANISMOS DE FORMAÇÃO

A estratificação, como estrutura sedimentar, desempenha um papel muito importante no desenvolvimento de dobras paralelas, onde o mecanismo de dobramento mais expressivo envolve flambagem (*buckling*). É também chamado de dobramento por deformação longitudinal tangencial (Ramsay & Huber, 1987). Nesse tipo de dobramento, como mencionado anteriormente, as camadas menos competentes serão controladas, quanto a sua arquitetura, pelas mais competentes durante o dobramento. Essa arquitetura em dobras paralelas é melhor observada em megaescala.

O mecanismo de dobramento por flambagem é um dos que se ajusta melhor ao desenvolvimento de dobras paralelas em rochas areníticas e calcárias, litologias dominantes no domínio tectônico externo da Faixa Paraguai.

Esse mecanismo é observado em camadas que, quando dobradas, apresentam espessuras semelhantes entre os flancos e a região apical. Essa característica geométrica é a mais observada nas dobras da área estudada, influenciando também o grau de competência das camadas e nível crustal em que foram deformadas.

O dobramento por flambagem, em se tratando de multicamadas, é acompanhado por um mecanismo de movimentação entre as camadas, de maneira simultânea a progressão da deformação (Twiss & Moores, 2007).

Desta forma, o mecanismo de dobramento por flambagem vem a ser acompanhado, mesmo em menor intensidade, pelo mecanismo de deslizamento flexural (*flexural slip*), que seria o mecanismo responsável pela acomodação da deformação durante o encurtamento de multicamadas. Esses dois mecanismos podem ocorrer juntos em situações de baixas a médias profundidades, condizente com o quadro de formação dessas rochas em bacia sedimentar.

Os mecanismos de dobramento por flambagem e deslizamento flexural podem ser associados em escala de afloramento a estruturas menores, que foram formadas durante o desenvolvimento da deformação relacionado a tais mecanismos (Fig.76).

As estruturas em mesoescala identificadas nas rochas mapeadas e associadas ao tipo de dobramento por flambagem são predominantemente estruturas cataclásticas na forma de fraturas que nas camadas mais externas (arenitos das Formações Raizama e Diamantino), onde ocorre distensão durante o arqueamento das camadas, desenvolvem as fendas de tensão (*tension gashes*) em forma de cunhas retas que, na medida em que a distensão vai aumentando, são preenchidas por material mobilizado (sílica, calcita ou dolomita) durante a dissolução por pressão dos minerais das rochas presentes.

As estruturas menores observadas e associadas ao mecanismo de movimentação por deslizamento flexural são representadas pelas fraturas de tensão dispostas paralelamente em padrão escalonado (*en échelon*) que devido o progressivo cisalhamento rúptil-dúctil entre as camadas próximas as regiões de flanco das dobras, fazem com que essas fraturas adquiram formas sigmóidais em virtude do deslizamento entre as camadas, observadas principalmente nas rochas calcárias da Formação Guia que afloram na Mina Emal-Camil.

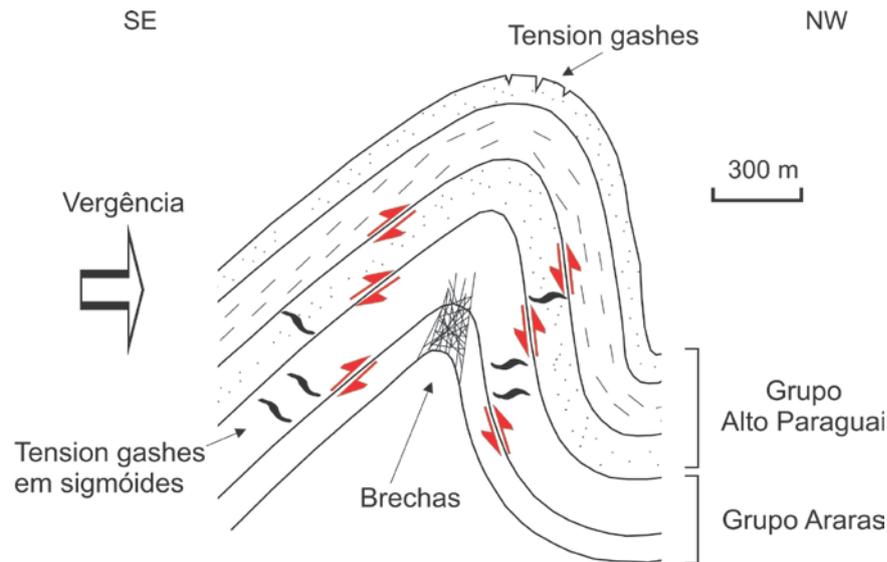


Figura 76- Modelo de desenvolvimento de dobra em nível crustal médio a raso, cujo mecanismo de dobramento responsável pela sua arquitetura é o dobramento por flambagem acompanhado por deslizamento flexural. As estruturas cataclásticas observadas relacionadas a esses mecanismos são os *tension gashes* retilíneos nas camadas mais externas, os *tension gashes* em forma de sigmóide formados por deslizamento entre as camadas próximas aos flancos e as brechas situadas nas camadas mais internas próximas a região de charneira.

#### 6.4 MODELAMENTO TECTÔNICO

Os dados apresentados indicam que a Faixa Paraguai representa uma região com grau relativamente alto de complexidade tectônica e estratigráfico. Na área estudada essa afirmação se reflete tanto em mesoescala quanto em megaescala.

Dessa forma com base nas interpretações dos dados estruturais, pode-se alcançar um modelo tectônico para a presença das dobras em megaescala, que são os elementos tectônicos que mais se destacam em escala regional.

O modelo apresentado responde de modo prioritário à evolução geométrica e, para simplificar, assume um modelo estratigráfico simples que pode, em parte, não refletir exatamente a situação existente nessas rochas.

O modelo tectônico apresentado na figura 77A mostra o início do processo de encurtamento, observado nas camadas de rochas supracrustais, as quais fazem parte da história deposicional da faixa. Nesta fase, desenvolveram-se as mega-dobras exibindo um padrão paralelo em consequência da deformação por flambagem aplicada às camadas totalmente ou parcialmente consolidadas. Juntamente com o desenvolvimento dessas dobras, em resposta ao aumento do processo de encurtamento, dá-se início a nucleação das primeiras rupturas responsáveis pela descontinuidade da deformação, que ate certo ponto, se comportou de maneira contínua até atingir seu limite máximo no acúmulo de tensão.

No modelo apresentado na figura 77B, com o incremento da deformação por encurtamento, as dobras, de modo heterogêneo, que possuíam geometria suave e simétrica, evoluíram para dobras apertadas levemente assimétrica. As rupturas evoluíram também em decorrência da forte compressão, para falhas inversas de ângulo alto, localizadas próximo aos flancos das dobras. As falhas por apresentarem alto ângulo de mergulho não iriam comporta a tensão ocasionada pela deformação compressiva, e ganharam componentes oblíquos, responsáveis pela acomodação da deformação rígida direcional. A deformação com componentes direcionais é mais fortemente observada em direção a leste onde as falhas são bem mais evidenciadas.

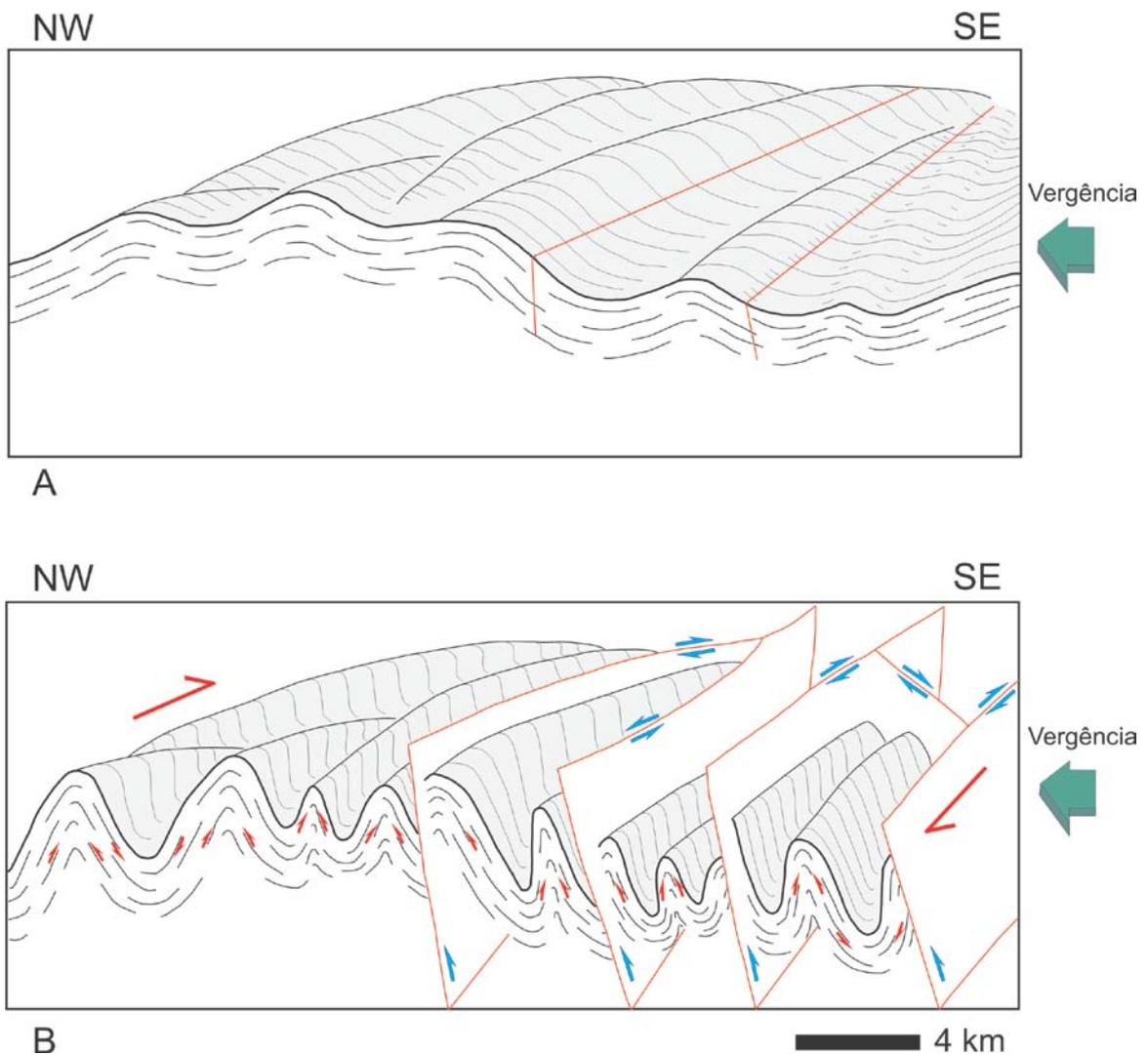


Figura 77- Modelo tectônico proposto para o arranjo geométrico das mega-dobras observadas na região estudada. (A) Início do processo de encurtamento, ocasionando o desenvolvimento das dobras paralelas formadas pela atuação da deformação longitudinal tangencial as camadas, além da nucleação de rupturas próximas aos flancos das dobras. (B) Estado final do quadro tectônico na região, com dobras apertadas levemente assimétricas, com seus flancos rompidos por falhas inversas oblíquas com seus componentes cinemáticos indicados.

## 7 DISCUSSÕES

Na área estudada destacam-se principalmente os domínios das rochas carbonáticas (Grupo Araras) e siliciclásticas (Grupo Alto Paraguai) depositadas durante a fase extensional da bacia sedimentar situada na margem sudeste do Cráton Amazônico. Estas mesmas rochas foram submetidas a esforços compressivos, responsáveis pela formação e dobramento da Faixa Paraguai durante o Neoproterozóico. Nessas rochas predomina a deformação dúctil-rúptil a rúptil de nível crustal intermediário/raso.

As rochas dos Grupos Araras (Formação Guia, Serra do Quilombo e Nobres) e Alto Paraguai (Formação Raizama e Diamantino), observadas na área estudada, apresentam direção predominante NE-SW, com mergulhos moderados a altos, com sentido de mergulho na sua maioria para SE. Essas mesmas rochas desenham dobras em escalas regionais.

As dobras em megaescala observadas em imagem SRTM, apresentam um padrão paralelo, desenhando antififormes e sinformes apertados condicionados aos mecanismos de dobramentos responsáveis pela arquitetura dessas estruturas. Possuem eixos sub-horizontais com caimentos predominantemente para NE. Essas estruturas mostram leve assimetria, com flancos mergulhando na sua maioria para SE, e planos axiais fracamente inclinados para NW, com vergência de SE para NW. Pontualmente estas dobras são arquitetadas em forma de braquissinclinal.

As dobras em mesoescala observadas são dos tipos flexurais (predominante), arrasto e forçadas (*kink band*). As dobras flexurais apresentam eixos com caimentos rasos que mostra fraca variação para os quadrantes SE e SW, e forte para NW e NE (dominante) acompanhando o caimento dos eixos das megadobras observadas na imagem de sensor (Fig.73 e 74). Estas mesodobras, com relação à espessura da região apical e flancos correspondem à subclasse 1B e 1C de Ramsay, relacionadas à nível crustal raso e médio respectivamente.

As dobras de arrasto observadas estão relacionadas aos deslizamentos entre planos de laminações das rochas carbonáticas que desenham as dobras flexurais (Fig.45). Os *kink band* remontam deformação rúptil, tardia em relação ao desenvolvimento das dobras flexurais.

A presença de lineação de estiramento mineral observada no setor central da Mina 2 indica uma componente deformacional de estiramento no *trend* NE/SW. Estas estruturas lineares definidas por cristais de calcitas identificadas nos planos de calcários laminados apresentam caimentos baixos para NE, formado um ângulo (*rake*) com a direção do plano do acamamento de 14°.

As estruturas rúpteis como falhas e fraturas observadas em toda a área são de nível crustal raso, estando relacionadas à deformação rígida tardia.

As falhas regionais observadas em imagem de sensor e confirmadas durante as etapas de campo possuem orientação dominante NE/SW, com traçados levemente sinuosos que por vezes se conjugam e apresentam características de falhas de separação com direção NW/SE e que interfere na arquitetura das braquissinclinais. As falhas, na sua maioria, são falhas inversas oblíquas com componentes cinemáticos dextral e sinistral.

As falhas em escala mesoscópica são caracterizadas como inversas oblíquas com movimentos verticais mais acentuados que os horizontais; direcionais oblíquas com movimentos horizontais mais acentuados que os verticais e as puramente direcionais.

As falhas inversas oblíquas possuem direções NW/SE, com planos mergulhando com alto valor ( $68^\circ$ ) para SW. As estrias contidas no plano de falha possuem caimento moderado ( $40^\circ$ ) para SW. As falhas direcionais oblíquas possuem direções NE/SW, com mergulho para NW, com estrias com caimento baixo ( $14^\circ$ ) para SW. As falhas direcionais, juntamente com as demais falhas mencionadas, possuem cinemática dextral, o que pode indicar que foram formadas durante o mesmo campo de tensão sujeita a uma deformação rúptil com forte componente de movimentação dextral.

As fraturas nas rochas supracrustais formam famílias de juntas com direções NW/SE (dominante) e NE/SW, que por vezes se cruzam de forma ortogonais observadas principalmente nos arenitos da Formação Raizama.

As fraturas tipo *tension gash* observada em rocha calcária e siliciclástica são indicativas de movimentação em condições mecânicas rígida e são os elementos da trama rúptil juntamente com as falhas direcionais que marcam de forma mais expressiva a componente de cisalhamento simples na área.

As brechas hidráulicas observadas em dolomitos na mina Emal-Camil, encontram-se em zonas localizadas próximas a regiões de charneiras de dobras. De acordo com os estudos de Sibson (1995), a explicação para o desenvolvimento dessas brechas, é que na região de charneira há uma migração de fluidos, por ser zona de campo de tensão menor em relação aos flancos (área de alívio de tensão), desta forma os fluidos são canalizados por fraturas que são seladas e posteriormente quebradas pela liberação de tensão acumulada, de modo recorrente e polifásico, com diferentes pulsos de injeção de fluido na rocha.

Com base nos arranjos geométricos das estruturas descritas na área pode-se dizer que a componente de deformação compressiva Z apresenta direção NW-SE e a componente de estiramento X direção NE-SW, mostrando que durante fases deformacionais distintas não

houve mudanças significativas da componente de maior tensão atuante na área, o que indica compatibilidade das fases de dobramento e rúpteis tardias e estado de deformação progressiva contínua.

Com base nos aspectos geométricos e cinemáticos das estruturas observadas em campo, e analisando o quadro deformacional da área, a deformação está particionada em dois corredores distintos, setores oeste (1) e leste (2) na área, que apresentam componentes de cisalhamento puro e simples, respectivamente (veja mapa em anexo).

As estruturas localizadas no corredor a oeste apresentam características de deformação dominada por cisalhamento puro a julgar principalmente pelo caráter das dobras dispostas paralelamente com forte simetria.

As estruturas condicionadas ao corredor a leste apresentam características de deformação dominada por cisalhamento simples, com base na relação plano de acamamento e linha de estiramento mineral, além de dobras paralelas em megaescala com discreta assimetria e flancos rompidos por falhas inversas com componentes direcionais particionado em dextral e sinistral.

## 8 CONCLUSÃO

As rochas predominantes na região estudada são as carbonáticas (Grupo Araras) e siliciclásticas (Grupo Alto Paraguai), com o acamamento deformado por compressão oblíqua, semelhantes a muitos orógenos submetidos a regime de deformação transpressional como, por exemplo, a Faixa Apalachiana.

As mesodobras observadas na área apresentam características geométricas e cinemáticas semelhantes, sendo que as dobras flexurais e de arrasto foram formadas em um estágio deformacional dúctil-rúptil e as forçadas, representadas pelas *kink bands*, formadas em um estágio deformacional sob condição mecânica de muita rigidez.

As dobras em megaescala, com eixos subhorizontais, com caimento para NE, e com flancos que mergulham predominantemente para SE, indicam vergência de SE para NW.

O paralelismo da lineação de estiramento mineral com a direção dos eixos das dobras em megaescala indica escape de massa dominante na direção NE/SW, em decorrência de forte encurtamento na direção NW/SE.

A cinemática responsável pela organização das rochas está condicionada a mecânica transpressiva, com componentes de encurtamento (dominante) e rotação principal dextral discreta, a julgar pela relação plano de acamamento-lineação, geometria das dobras e elementos de trama rúpteis, onde o bloco E sobe em relação ao W.

A deformação observada nas rochas presentes tem caráter progressivo e aparentemente contínua, notadamente dúctil-rúptil, com partição de *strain*, variando de achatamento (predominante) a estiramento (restrito).

A partição da deformação é evidenciada pela presença de corredores quilométricos de deformação onde se observa importantes mudanças nos padrões de *strain*, persistindo ora a deformação dominada por cisalhamento puro, ora por simples, implicando em mudanças no padrão geométrico das dobras.

Os diferentes domínios são limitados por falhas. A compartimentação entre as componentes de cisalhamento puro e simples associada à disposição geométrica das estruturas observadas é o principal indicativo do quadro transpressivo particionado, com cinemática dextral, submetidas a uma compressão oblíqua.

Essa complexidade de organização estrutural no interior da Faixa Paraguai reflete a geometria em arco decorrente ou assumida durante o evento colisional neoproterozóico responsável pela arquitetura final do cinturão de dobramento. O regime colisional

transpressivo é refletido no quadro geométrico e cinemático das rochas expostas e devem traduzir o contexto regional do arco colisional representado pela faixa como um todo.

## REFERÊNCIAS

- Almeida, F. F. M. 1965. *Geologia da Serra do Bodoquena (MT)*. Rio de Janeiro, DNPM, 96 p. (Boletim 219).
- Almeida, F. F. M. 1967. *Origem e Evolução da Plataforma Brasileira*. Rio de Janeiro, DNPM, 36 p. (Boletim 241).
- Almeida, F. F. M. 1974. Evolução Tectônica do Cráton do Guaporé comparada com a do Escudo Báltico. *Revista Brasileira de Geociências*, 4(3): 191-201.
- Almeida, F. F. M. 1977. O Cráton do São Francisco. *Revista Brasileira de Geociências*, 7:349-364.
- Almeida, F. F. M. 1981. O Cráton do Paramirim e suas relações com o do São Francisco. In: COM, Simpósio sobre o Cráton do São Francisco e suas Faixas Marginais, 1, Salvador, *Anais*, p.1-10.
- Almeida, F. F. M. 1984. Província Tocantins, setor sudoeste. In: Almeida, F. F. M. & Hasui, Y. (eds.). *O Pré-Cambriano do Brasil*. São Paulo, E. Blucher, p. 265-281.
- Almeida, F. F. M. 1985. Alguns problemas das relações geológicas entre o Cráton Amazônico e as Faixas de Dobramentos Marginais a leste. In: SBG, Simpósio de Geologia do Centro-Oeste, 2, *Atas*, p. 3-14.
- Almeida, F.F.M. & Mantovani, M.S.M. 1975. Geologia e geocronologia do Granito São Vicente, Mato Grosso. *Anais da Acad. Bras. Cienc.*, **47**:451-458.
- Almeida, F. F. M., Brito Neves, B. B., Carneiro, C. D. R. 2000. The Origin and Evolution of the South American Platform. *Earth Sciences Review*, 50: 77-111.
- Almeida, F. F. M., Hasui, Y., Brito Neves, B. B., Fuck, R. A. 1977. Províncias Estruturais Brasileiras. In: SBG, Simpósio de Geologia do Nordeste, 8, Campina Grande, *Anais*, p.363-391.
- Alvarenga, C.J.S. 1984. Dobramentos da Faixa Paraguai na borda Sudeste do Cráton Amazônico. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 32, Rio de Janeiro, *Anais*, 7: p.3258-3271.
- 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**(3):323-327.
- Alvarenga, C.J.S. 1990. *Phénomènes sédimentaires, structuraux et circulation de fluides à la transition Chaîne-Craton: Exemple de la cote Paraguai d'âge Proterozoïque Supérieur, Mato Grosso, Brésil*. These Doc. Sci. Univ. d'Áix Marseille, 177p.
- Alvarenga, C.J.S. & Trompette, R. 1992. Glacially Influenced Sedimentation in the Late Proterozoic of the Paraguay belt (Mato Grosso, Brazil). *Palaeogeography, Palaeoclimatology and Palaeoecology*, 92:85-105.

- Alvarenga, C.J.S. & Trompette, R. 1993. Brasiliano tectonic of the Paraguay Belt: the structural development of the Cuiabá region. *Revista Brasileira de Geociências*, **23**:18-30.
- Alvarenga, C.J.S., Moura, C.A.V., Gorayeb, P.S.S., Abreu, F.A.M. 2000. Paraguay and Araguaia belts. In.: Cordani, U.G., Milani, E.J., Thomas Filho, A., Campos D.A. (eds.) International Geological Congress. *Tectonic Evolution of South América*, 31, Rio de Janeiro, p: 183-193.
- Alvarenga, C. J. S.; Santos, R. V.; Dantas, E. L. 2004. C-O-Sr isotopic stratigraphy of cap carbonates overlying marinoan-age glacial diamictites in the Paraguay Belt, Brazil. *Precambrian Research*,. 131: 1-21,
- Barnes, P.M., Sutherland, R., Delteil, J. 2005. Strike-slip structure and sedimentary basins of the southern Alpine Fault, Fiordland, New Zealand. *Bull. geol. Soc. Am.* **117**, 411–35, doi:10.1130/B25458.1.
- Boggiani, P.C. 1998. *Análise Estratigráfica da Bacia Corumbá (Neoproterozóico) - Mato Grosso do Sul*. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, USP, 181p.
- Bonhomme, M.G., Cordani, U.G., Kawashita, K., Macedo, M.H.F., Thomaz-Filho, A. 1982. Radiochronological age correlation of sediments in Brazil. *Precambrian Research*, **18**:103-118.
- Choukroune, P. 2000. *Deformação e deslocamentos na crosta terrestre*. [s.l.], Ed. Unisinos, 272 p.
- Costa, J.B.S.; Hasui, Y; Pinheiro, R.V.L. 1992. *Bacias Sedimentares*. [s.l.], Ed. da UFPA, 106p.
- Fleuty, M.J. 1964. The description of folds. *Proc. Geol. Ass.* 75. pp. 461–494.
- Fuck, R. A., Pimentel, M. M., D’el-Rey Silva, L. J. H. 1994. Compartimentação Tectônica na porção oriental da Província Tocantins. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 38, Balneário de Camboriú. *Anais*, p.215-216.
- Harland, W.B.1971. Tectonic Transpression in Caledonian Spitsbergen: Geological Magazine.v.108.p.27-42. In: Biddle, K.T. & Christie – Blick, N. 1985. Glossary – Strike-Slip Deformation, Basin Formation, and Sedimentation. SEPM Special Publication.v.37.p.375-386.
- Hasui, Y., Tassinari, C. C. G., Siga Jr. O., Teixeira, W., Almeida, F. F. M. de, Kawashita, K. 1980. Datações Rb-Sr e K-Ar do centro-norte do Brasil e seu significado geológico geotectônico. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 31, Camboriu, *Anais*, p.2659-2667.
- Hatcher, R. D. Jr. 1995. *Structural Geology: Principles, concepst, and problems*. 2. ed. Nova Jérsei, Prentice Hall, 525 p.
- Kahle, C.F. 2002. Seismogenic deformation structures in microbialites and mudstones, Silurian Lockport Dolomite, northwestern Ohio,U.S.A. *J. Sediment. Res.*, **72**:201-216.

- Lacerda Filho, J.V., Souza, J.O., Oliveira, C.C., Ribeiro, P.S.E., Boas, P.F.V., Albuquerque, M.C., Frasca, A.A.S., Borges, F.R., Moreton, L.C., Martins, E.G., Camargo, M.A., Valente, C.R., Pimentel, M.M., Botelho, N.F. 2001. Geologia e Evolução Tectônica da Região Norte do Mato Grosso (Projeto Promin-Alta Floresta) *In: SBG/Núcleo Norte, Simp. Geol. da Amazônia, 7, Belém, Resumos Expandidos, CD-Rom.*
- Leyshon, P.R. & Lisle, R.J. 1996. *Stereographic Projection Techniques in Structural Geology*, Oxford. Butterworth-Heinemann, 104p.
- Litherland, M., Annells, R.N., Appleton, J.D., Berrange, F., Fletcher, C.J.N., Hawkins, M.P., Klinck, B.A., Llanos, A., Mitchell, W.I., O'connor, E.A., Pitfield, P.E.J., Poer, G., Webb, B.C. 1986. *The geology and mineral resources of the Bolivian Precambrian shield: British Geol. Surv. Overseas Memoir 9, 153p.*
- Luz, J. S.; Oliveira, A. M.; Souza, J. O.; Motta, J. F. M.; Tanno, L. C.; Carmo, L. S.; Souza, N. B. 1980. *Projeto Coxipó*. Goiânia, DNPM/CPRM, 136 p. (Relatório Final, 1).
- MAPAS de rodovias. Disponível em: <<http://webcarta.net/carta/mapa.php?id=259&lg=pt.>>. Acesso em de Junho de 2010.
- Nogueira, A. C. R. 2003. *A plataforma carbonática Araras no sudoeste do Cráton Amazônico, Mato Grosso: estratigrafia, contexto paleoambiental e correlação com os eventos glaciais do neoproterozóico*. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 173p.
- Nogueira, A.C.R. & Riccomini, C. 2004. Depósitos siliciclásticos costeiros influenciados por maré e tempestades da Formação Raizama, Neoproterozóico da Faixa Paraguai, MT. *In: SBG, Cong. Bras. Geol., Araxá, 42, Resumos extendidos, CD-Rom.*
- Nogueira, A.C.R & Riccomini, C. 2006. O Grupo Araras da Faixa Paraguai Norte, Sul do Cráton Amazônico. *Rev. Bras. Geoc.*, **36**(4):623-640.
- Nogueira, A.C.R., Riccomini, C., Kerkis, A., Fairchild, T.R.; Hidalgo, R.L. 2001. Hydrocarbons in carbonate rocks of the neoproterozoic Alto Paraguaia Group, Mato Grosso, Brazil. *In: An. Acad. Bras. Ciênc., S. Paulo, Resumo das Comunicações, v. 73, p. 464.*
- Park, R.G. 1989. *Foudations of Structural geology*. 2. ed. Nova Iorque, Blackie & Son., 149p.
- Pimentel, M. M. & Fuck, R. A. 1987. Origem e evolução das rochas metavulcânicas e metaplutônicas da região de Arenópolis (GO). *Rev. Bras. Geoc.*, **17**:2-14.
- Pimentel, M. M. & Fuck, R. A. 1992. Características geoquímicas e isotópicas de unidades metavulcânicas e ortognáissicas neoproterozóicas do oeste de Goiás. *Boletim da SBG – Núcleo Centro-Oeste*, **15**: 1-22.
- Pimentel, M.M. & Fuck, R.A.. 1993. Neoproterozoic crustal accretion in, central Brazil. *Geology*. **20**: 375 - 379.

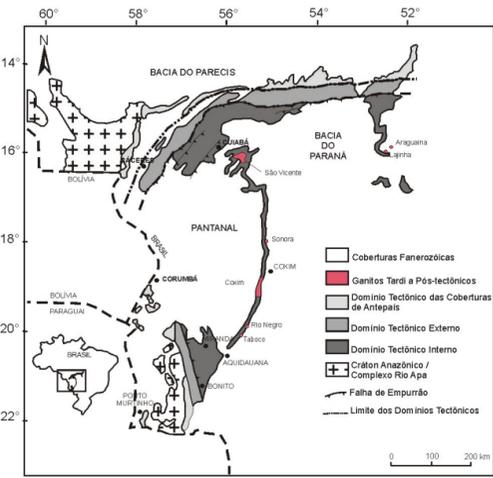
- Pinho, F.E.C., Barbosa, E.S., Pulz, G.M., Ronchi, L.H. 2003. Inclusões fluidas nos veios auríferos do depósito Pau-a-Pique, sudoeste do Cráton Amazonico. *In: Ronchi, L.H. & Althoff, F.J. (org.) Caracterização e modelamento de depósitos minerais*. São Leopoldo, UNISINOS v. 1, p. 293-311.
- Ramsay, J.G., 1967. *Folding and Fracturing of Rocks*. McGraw-Hill, London.
- Ramsay, J. & Huber, M.I. 1987. *The techniques of modern structural geology*. v. 2. Folds and Fractures. [s.l.,s.n.].
- Ribeiro Filho, W.; Luz, J.S.; Abreu Filho, W. 1975. *Relatório final do Projeto Serra Azul*. Brasília, Ministério de Minas e Energia, Departamento Nacional de Produção Mineral e Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais, v. 1, 104 p.
- Ricomini, C., Nogueira, A. C. R., Sial, A. N., 2007. Carbon and oxygen isotope geochemistry of Ediacaran outer platform carbonates, Paraguay Belt, central Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 79(3): 519-527.
- Ruiz, A. S.; Sousa, M. Z. A.; Ruiz, L. M. B. A. A. 1999. Faixa de dobramentos Paraguai e os granitóides tardi-cinemáticos: uma caracterização preliminar dos granitóides Lajinha e Araguaiana no leste mato-grossense. *In: SBG, SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA*, 6., Manaus. *Anais*.Manaus: SBG/NO, p. 307-10.
- Sanderson, D.J. & Marchini, W. R. D. 1984. Transpression. *Journal of Structural Geology* **6**: 449-458.
- Sibson, R.H., 1995. Selective fault reactivation during basin inversion: potential for fluid redistribution through fault-valve action. *In: Buchanan, J.G. & Buchanan, P.G. (Eds.), Basin Inversion*. Geol. Soc. Lond.,p. 3–19. (Spec. Publ., 88).
- Silva, G. G., Lima, M. J. C. DE, Andrade, A. R. F. DE, Issler, R. S., Guimarães, G. 1974. *Folha SB 22 Araguaia e partes da Folha SC 22 Tocantins*. Rio de Janeiro, Projeto RADAM BRASIL, Ministério das Minas e Energia, p. 22-131. (Levantamento de Recursos Naturais, v. 4).
- Soares, J. L. & Nogueira, A. C. R. 2008. Depósitos carbonáticos de Tangará da Serra (MT): uma nova ocorrência de capa carbonática neoproterozóica no sul do Cráton Amazônico. *Revista Brasileira de Geociências*. 38 (4), 2008.
- Tikoff, B. & Teyssier, C. 1994. Strain Modeling of Displacement-field Partitioning in Transpressional Orogens. *Journal of Structural Geology*.V. 16. (11): 1575-1588.
- Tokashiki, C. C. & Saes, G. S. 2008. Revisão estratigráfica e faciologia do Grupo Cuiabá no alinhamento Cangas-Poconé, baixada Cuiabana, Mato Grosso. *Revista Brasileira de Geociências*, 38(4): 661-675.
- Trindade, R.I.F., Font e., Dagrella-Filho, M.S., Nogueira, A.C.R., Riccomini, C. 2003. Low-latitude and multiple geomagnetic reversals in the Puga cap carbonate: slow carbonate precipitation just after the snowball Earth. *Terra Nova*, 00:1-6.
- Trompette, R. 1994. *Geology of Western Gondwana (2000-500 Ma)*. Pan-African-Brasiliano Aggregation of South American and African. Amsterdam, Balkema, 350 p.

- Twiss, R.J. & Moores, E.M.1992. *Structural Geology*. New York, freeman & Company, 532p.
- Twiss, R.J. & Moores, E.M.2007. *Structural Geology*. 2. ed., New York, freeman & Company, 736p.
- Veneziani, P. & Dos Anjos, C. E. 1982. *Metodologia de interpretação de dados de sensoriamento remoto e aplicação em geologia*. São José dos Campos, INPE, p.14.

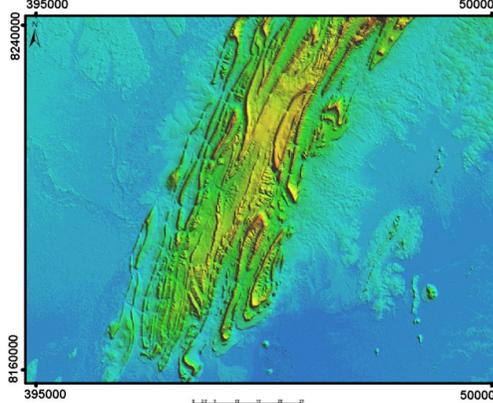
# ANEXO

# MAPA LITOESTRUTURAL DA FAIXA PARAGUAI / REGIÃO DE CÁCERES - MT

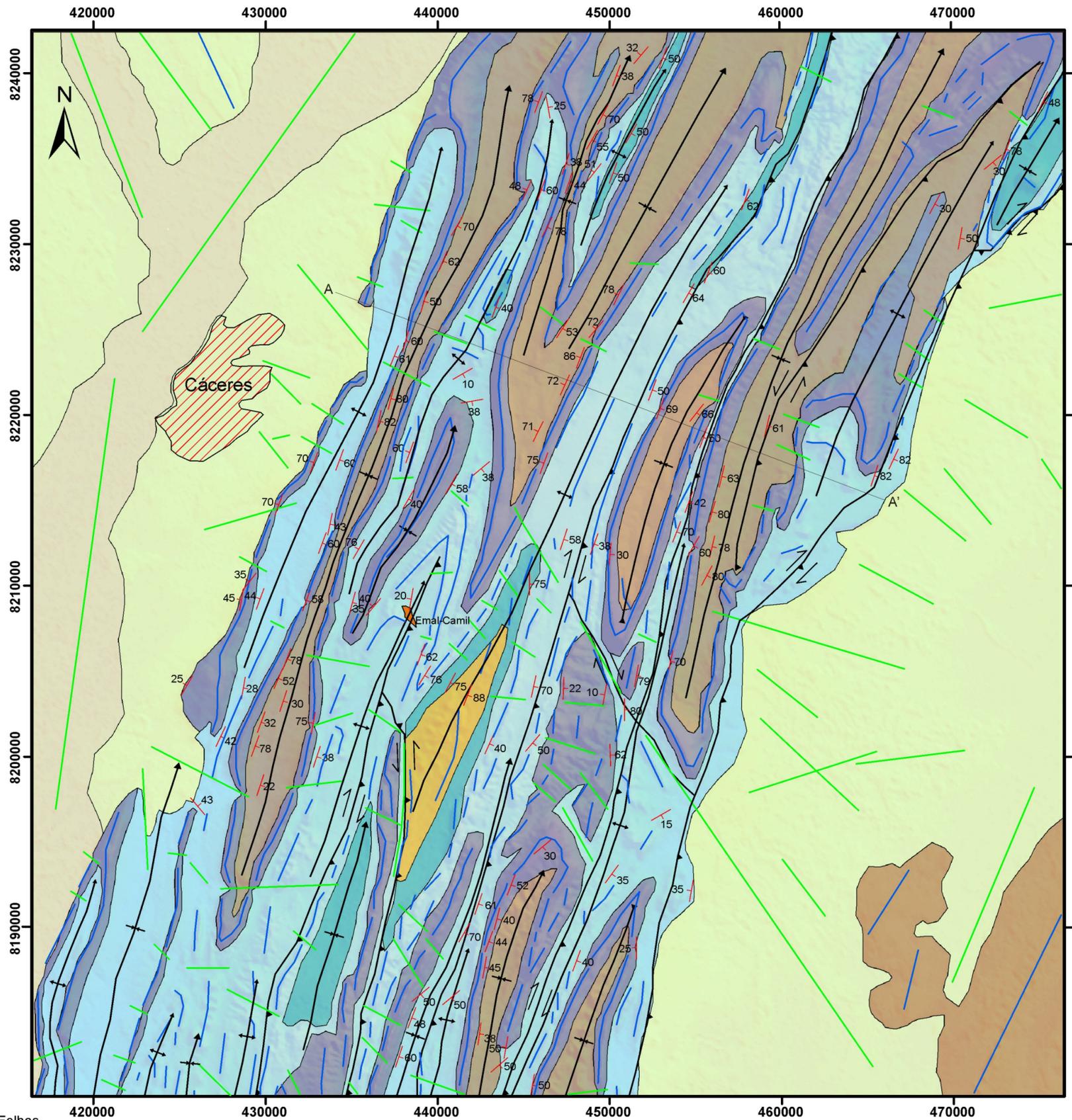
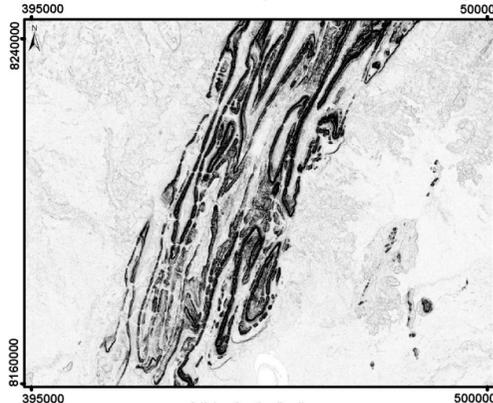
## ENCARTE TECTÔNICO



## IMAGEM SRTM



## IMAGEM SRTM (SLOPE SHADER)



## LEGENDA

### Unidades Litoestratigráficas

- Depósitos Aluvionares
  - Cobertura Fanerozóica
  - Formação Diamantino
  - Formação Raizama
  - Formação Nobres
  - Formação Guia
  - Formação Puga
  - Grupo Cuiabá
- Grupo Alto Paraguai (Diamantino, Raizama)
- Grupo Araras (Nobres, Guia)

### Convenções

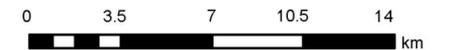
#### Geológicas

- Acamamento
- Falha Transpressional Sinistral
- Falha Transpressional Dextral
- Falha Direcional Dextral
- Braquissinclinal
- Eixo de Sinforme
- Eixo de Antiforme
- A — A' Seção Geológica
- Lineamento de Relevô
- Lineamento de Drenagem

#### Geográficas

- Cidade
- Mina

Escala 1:250.000

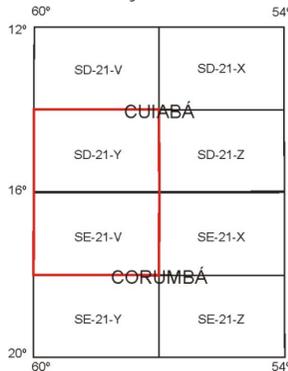


2011

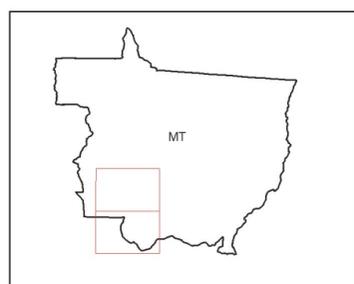
Projeção Cartográfica Transversa de Mercator  
Datum Planimétrico: World Geodetic System 1984 (WGS 1984)  
Latitude de Origem: 0°  
Meridiano Central: 45° W de Greenwich

O mapa, na escala 1:250.000, foi gerado a partir de imagem de Radar (SRTM - Shuttle Radar Topography Mission). Utilizou-se a seguinte cena: S17W058 (02/2000) do SRTM-3. O processamento digital da imagem foi efetuado no Laboratório de Imagem do Trópico Úmido-LAIT, através do programa ArcMap 9.3, licença ArcView 1999-2008. O produto gerado foi uma imagem de composição colorida RGB com resolução horizontal de 90 m SRTM. A digitalização dos dados temáticos, a partir desta imagem gerada, foi efetuada utilizando o referido programa.

## Articulação das Folhas



## Localização das Folhas



## Seção Geológica A-A'

