



UNIVERSIDADE FEDERAL DE OURO PRETO
ESCOLA DE MINAS
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA



TRABALHO DE CONCLUSÃO DE CURSO

**ANÁLISE ESTRUTURAL DO CINTURÃO DE ANTEPAÍIS DA FAIXA
ARAÇUAÍ E SUA RELAÇÃO COM O SISTEMA CÁRSTICO-FISSURAL
DO GRUPO BAMBUÍ NA REGIÃO DE MONTES CLAROS (NORTE DE
MG)**

André Luiz Fernandes Soares

MONOGRAFIA nº 383

Ouro Preto, dezembro de 2020

**ANÁLISE ESTRUTURAL DO CINTURÃO DE ANTEPAÍIS DA
FAIXA ARAÇUAÍ E SUA RELAÇÃO COM O SISTEMA
CÁRSTICO-FISSURAL DO GRUPO BAMBUÍ NA REGIÃO DE
MONTES CLAROS (NORTE DE MG)**



FUNDAÇÃO UNIVERSIDADE FEDERAL DE OURO PRETO

Reitora

Prof.^a Dr.^a Cláudia Aparecida Marlière de Lima

Vice-Reitor

Prof. Dr. Hermínio Arias Nalini Júnior

Pró-Reitora de Graduação

Prof.^a Dr.^a Tânia Rossi Garbin

ESCOLA DE MINAS

Diretor

Prof. Dr. Issamu Endo

Vice-Diretor

Prof. Dr. Hernani Mota Lima

DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA

Chefe

Prof. Msc. Edison Tazava

MONOGRAFIA

Nº 383

ANÁLISE ESTRUTURAL DO CINTURÃO DE ANTEPAÍIS DA FAIXA ARAÇUAÍ E SUA RELAÇÃO COM O SISTEMA CÁRSTICO-FISSURAL DO GRUPO BAMBUÍ NA REGIÃO DE MONTES CLAROS (NORTE DE MG)

André Luiz Fernandes Soares

Orientador

Prof. Dr. Humberto Luis Siqueira Reis

Co-Orientadores

Dr. José Adilson Dias Cavalcanti

Msc. Lúcio Anderson Martins

Monografia do Trabalho de Conclusão de curso apresentado ao Departamento de Geologia da Escola de Minas da Universidade Federal de Ouro Preto como requisito parcial para avaliação da disciplina Trabalho de Conclusão de Curso – TCC 402, ano 2020/1.

OURO PRETO

2020

SISBIN - SISTEMA DE BIBLIOTECAS E INFORMAÇÃO

S676a Soares, André Luiz Fernandes.

Análise estrutural do Cinturão de Antepaís da Faixa Araçuaí e sua relação com o sistema cárstico-fissural do Grupo Bambuí na região de Montes Claros (Norte de MG). [manuscrito] / André Luiz Fernandes Soares. - 2020.

99 f.: il.: color., gráf., tab., mapa.

Orientador: Prof. Dr. Humberto Luis Siqueira Reis.

Coorientadores: Dr. José Adilson Dias Cavalcanti, Me. Lúcio Anderson Martins.

Monografia (Bacharelado). Universidade Federal de Ouro Preto. Escola de Minas. Graduação em Engenharia Geológica .

1. Geologia estrutural. 2. Carste. 3. Falhas (Geologia). 4. Fraturas (Geologia). I. Cavalcanti, José Adilson Dias . II. Martins, Lúcio Anderson. III. Reis, Humberto Luis Siqueira. IV. Universidade Federal de Ouro Preto. V. Título.

CDU 551.243.1

Bibliotecário(a) Responsável: Sione Galvão Rodrigues - CRB6 / 2526

Ficha de Aprovação

TRABALHO DE CONCLUSÃO DE CURSO

TÍTULO: ANÁLISE ESTRUTURAL DO CINTURÃO DE ANTEPAÍIS DA FAIXA ARAÇUAÍ E SUA
RELAÇÃO COM O SISTEMA CÁRSTICO-FISSURAL DO GRUPO BAMBUÍ NA REGIÃO DE
MONTES CLAROS (NORTE DE MG)

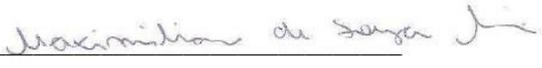
AUTOR: André Luiz Fernandes Soares

ORIENTADOR: Humberto Luis Siqueira Reis

Aprovado em: 18/12/2020

BANCA EXAMINADORA:

Prof. Dr. Humberto Luis Siqueira Reis  DEGEO/UFOP

Prof. Dr. Maximiliano de Souza Martins  DEGEO/UFOP

M.Sc. Dora Atman Costa Fragoso  HIDROVIA LTDA.

M.Sc. Paulo Henrique Amorim Dias  PPGEARN (UFOP)/ CPRM

Ouro Preto, 18/12/2020

Agradecimentos

Primeiramente agradeço a minha família por todo apoio durante minha trajetória e pelo incentivo constante na minha formação educacional. Meus pais, Toninho e Paulina, e minha irmã Lara são minhas maiores inspirações e sem eles a conclusão deste trabalho não seria possível.

Sou grato ao professor Humberto por ter me concedido a oportunidade de desenvolver este trabalho, por todo conhecimento passado e pela paciência para resolver as dúvidas e guiar assertivamente a evolução do trabalho. Agradeço à CPRM, em especial ao Lúcio por viabilizar os trabalhos de campo e o desenvolvimento do trabalho nos moldes em que aqui está apresentado, e ao José Adilson por todas as dicas e discussões que auxiliaram imensamente na organização e execução deste trabalho.

Agradeço aos amigos Pedro, Guilherme, Vinícius, Gustavo, Jady, Elis e Caio pelas conversas e discussões geológicas e todo apoio, incentivo e companhia durante o tempo em que esse trabalho foi desenvolvido. Ao Pedro também pela colaboração durante todo o trabalho.

Gratidão ao DEGEO e todos seus professores, em especial Maria Eugênia, Maria Sílvia e o Victor Maurer, primeiro professor de Geologia Estrutural. E por fim, à Escola de Minas – UFOP pelo ensino gratuito e de qualidade.

SUMÁRIO

AGRADECIMENTOS	viii
SUMÁRIO	x
LISTA DE FIGURAS	xii
LISTA DE TABELAS	xiv
RESUMO	xix
ABSTRACT	xvii
1 INTRODUÇÃO	1
1.1 APRESENTAÇÃO.....	1
1.2 OBJETIVOS.....	3
1.3 JUSTIFICATIVA	3
1.4 LOCALIZAÇÃO.....	4
1.5 MATERIAIS E MÉTODOS.....	5
1.5.1 Revisão bibliográfica	5
1.5.2 Estudo e interpretação de imagens de satélite.....	6
1.5.3 Trabalho de campo.....	6
1.5.4 Descrição petrográfica de lâminas delgadas.	6
1.5.5 Quantificação da Deformação.....	8
1.5.6 Construção do mapa geológico-estrutural e seções	8
1.5.7 Análise e discussão dos resultados.....	9
2 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA	10
2.1 ESTRUTURAS RÚPTEIS E RÚPTEIS-DÚCTEIS	10
2.1.1 Falhas, fraturas e juntas.....	14
2.1.2 Estrias e estepes	16
2.1.3 Veios	16
2.2 QUANTIFICAÇÃO DA DEFORMAÇÃO	18
2.2.1 Definição de Deformação	18
2.2.2 Elipsoide de deformação.....	19
2.2.3 Método de Fry	21
2.2.4 Método centro a cento.....	22
2.3 GEOLOGIA ESTRUTURAL EM MEIOS FRATURADOS E CÁRSTICOS	23
2.4 ASPECTOS FISIOGRÁFICOS E GEOMORFOLOGIA DA ÁREA DE TRABALHO	24
2.5 CONTEXTUALIZAÇÃO GEOLÓGICA	24
2.5.1 A Margem Leste da Bacia do São Francisco	24
2.5.2 Litoestratigrafia.....	27

2.5.3	Geologia Estrutural	29
3	RESULTADOS	31
3.1	ESTRATIGRAFIA	31
3.1.1	Formação Lagoa do Jacaré	34
3.1.2	Formação Serra da Saudade	36
3.2	GEOLOGIA ESTRUTURAL	37
3.2.1	Lineamentos e alinhamentos estruturais	38
3.2.2	Dobras	39
3.2.3	Estrias e estepes	43
3.2.4	Clivagem Plano Axial	44
3.2.5	Lineação de Estiramento Mineral	46
3.2.6	Lineação de Interseção	46
3.2.7	Faturas	47
3.3	QUANTIFICAÇÃO DA DEFORMAÇÃO	48
3.3.1	Amostra 117	48
3.3.2	Amostra 81	53
3.3.3	Elipsoides de deformação	57
3.4	FEIÇÕES CÁRSTICAS (DISSOLUÇÃO) E SUA RELAÇÃO COM O ARCABOUÇO ESTRUTURAL	58
4	DISCUSSÕES	62
4.1	O controle do arcabouço estrutural do Cinturão de antepaís da Faixa Araçuaí sobre o sistema cárstico-fissural da Formação Lagoa do Jacaré na região de Montes Claros	67
5	CONCLUSÕES	69
	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	71

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1.1: Localização da área de estudo na Bacia geológica do São Francisco. Limites da bacia conforme Alkmim & Martins-Neto (2001) e em relação ao estado de Minas Gerais. Mapa geológico simplificado com a indicação da área de estudo e as estações geológicas amostradas para o estudo de quantificação da deformação. Modificado de Chaves & Andrade (2014), Kuchenbecker & Costa (2014) e Kuchenbecker <i>et al.</i> (2013).....	2
Figura 1.2: Mapa de localização a partir de Belo Horizonte e com a localização da área de estudo no mapa de Minas Gerais. Acesso da área de estudo (área de detalhe) a partir de Montes Claros e cidades próximas.	4
Figura 1.3 - Fluxograma mostrando a organização das atividades a serem desenvolvidas.....	5
Figura 1.4 – Mapa de pontos apresentando as estações geológicas levantadas durante trabalho de campo. Drenagens e estradas de acessos sobre mapa topográfico.	7
Figura 1.5 - Perfil de dobra exibindo sua relação com a foliação plano axial e a indicação dos eixos de referência adotados na confecção de lâminas para a etapa de quantificação da deformação. Foram confeccionadas três lâminas para cada amostra coletada, ao longo dos planos xy, xz e yz. Modificado de Waldron & Snyder (2020).	9
Figura 2.1 – Associação entre os regimes de deformação rúptil e dúctil e os mecanismos plásticos e rúpteis em microescala. O exemplo 4 não ocorre pois não é possível gerar estruturas rúpteis a partir de mecanismos 100% plásticos. Extraído de Fossen (2012).	11
Figura 2.2 - Mecanismos de deformação rúptil. A) Fluxo granular comum em deformação de rochas porosas. B) Fluxo cataclástico comum na deformação de rochas não porosas e bem consolidadas. Extraído de Fossen (2012).....	12
Figura 2.3 - A) Arenito poroso deformado apresentando fraturas intragranulares. B) Rocha metamórfica exibindo fraturas intergranulares. Extraído de Fossen (2012).	12
Figura 2.4 – Critérios de fraturamento de Griffith, Coulomb e de von Mises combinados no espaço de Mohr. As deformações estão relacionadas a pressão confinantes. a) Fratura de tração, b) fratura híbrida, c) fratura de cisalhamento, d) faixas de cisalhamento semi-dúctil e e) deformação plástica. Extraído de Fossen (2012).	13
Figura 2.5 – Representação de estruturas típicas que ocorrem na superfície de fraturas de tração. Extraído de Fossen (2012).....	15

Figura 2.6 - Representação dos veios fibrosos, as setas indicam a direção de extensão. A) Fibra perpendicular à parede do veio, cisalhamento puro. B) Fibra oblíqua à parede do veio indicando cisalhamento simples. C) Fibra sigmoidal, resultado de extensão causada por sucessivos pulsos não coaxiais. Modificado de Hancock (1985).....	17
Figura 2.7 - Representação de veios <i>en echelon</i> e como o arranjo entre eles pode determinar a cinemática em uma zona de cisalhamento. Modificado de Hancock (1985).....	17
Figura 2.8 - Tipos de deformação representados em um sistema de coordenadas com os respectivos campos de deslocamento. Observar que na deformação de corpo rígido a posição relativa das partículas permanece constante, diferente da deformação interna. Extraído de Fossen (2012).....	19
Figura 2.9 – Elipsoide de deformação com forma e orientação definidas pelos eixos principais de deformação (X, Y e Z) que equivalem aos vetores representados pela letra ‘e’ . Retirado de Fossen (2012).	20
Figura 2.10 – Diagramas que representam dados de deformação. A) Diagrama de Flinn. B) Diagrama de Hsü. Retirado do Fossen (2012).....	21
Figura 2.11 - Desenvolvimento do método de Fry até a formação da nuvem de pontos na imagem “C”. Extraído de Fossen (2012).....	21
Figura 2.12 – Representação do método centro a centro. Extraído de Fossen (2012).....	22
Figura 2.13 - Disposição da Bacia do São Francisco em relação ao cráton homônimo e às faixas adjacentes. CP: Corredor do Paramirim. Extraído de Reis <i>et al.</i> (2017).....	26
Figura 2.14 - Seção sísmica evidenciando estruturas em profundidades e mostrando o cinturão de antepaís da Faixa Araçuaí. A sequência Paranoá-Espinhaço II corresponde ao Supergrupo Espinhaço superior, a sequência Macaúbas corresponde à Formação Jequitaí (correlata ao Grupo Macaúbas) e a sequência Bambuí ao Grupo Bambuí. Modificado de Reis & Suss (2016).....	26
Figura 2.15 – Litoestratigrafia do Grupo Bambuí na margem leste da Bacia do São Francisco. Retirado de Rossi, <i>et al.</i> (2020).	29
Figura 3.1 - Mapa geológico-estrutural da área de estudo. Modificado de Chaves & Andrade (2014) e Kuchenbecker & Costa (2014).....	32
Figura 3.2 - Seções geológicas levantadas ao longo da área de trabalho. A posição dos perfis é indicada na Figura 3.1. Mapa geológico simplificado (canto direito superior) baseado em Chaves & Andrade (2014) e Kuchenbecker & Costa (2014), que também suportaram a construção das seções geológicas.....	33

Figura 3.3 - Coluna estratigráfica da porção intermediária a superior do Grupo Bambuí na região de Montes Claros. Baseado na estratigrafia proposta por Chaves & Andrade (2014).	33
Figura 3.4 (A) Siltito (ponto TA-39) e (B) margas da Formação Lagoa do Jacaré (ponto TA-38). As rochas encontram-se intemperizadas.	34
Figura 3.5 – (A) Calcários cinza escuros sustentando paredão (ponto TA-20) e (B) Calcarenitos exibindo carstificação incipiente (condutos centimétricos de direção NNE-SSW) (ponto TA-06) da Formação Lagoa do Jacaré.	35
Figura 3.6 - Contato aproximado entre a Formação Lagoa do Jacaré e a Formação Serra da Saudade. A) Pacote de calcário margoso, apresentando camadas de calcilito e calcissiltito na base, que tendem a afinar para o topo (Ponto TA-28). B) e C) Brecha intraclástica da Formação Lagoa do Jacaré.	36
Figura 3.7 - A) Pelito fraturado (ponto TA-15). B) e (C) margas com laminação ondulada da Formação Serra da Saudade. A laminações nas margas são definidas pela alternância entre camadas ricas em quartzo e camadas ricas em calcita (ponto TA-54).	37
Figura 3.8 - Pacote de calcarenito exibindo formas de leito ondulada, lenticular e em <i>pinch and swell</i> delimitando o acamamento. Estrato grosso do topo exibe estratificação cruzada tabular (ponto TA-09). B) Calcirrudito composto por oólito do tipo <i>half-moon</i> (hm) indicando o topo normal da camada (ponto TA-19).	38
Figura 3.9 - Mapa de lineamentos e alinhamentos interpretados sobre o Modelo Digital do Terreno (esquerda) e roseta representando a distribuição destas estruturas ponderadas pelo comprimento (direita).	39
Figura 3.10 – (A) Morrote sustentado por calcários da Formação Lagoa do Jacaré. (B) Expressão do acamamento (So) em linhas pretas contínuas e clivagem plano axial em linhas pretas tracejadas, explicitando um antiforme assimétrico com vergência para NW.	40
Figura 3.11 - A) Sucessão de calcarenitos apresentando dobras fechadas (TA-42). B) Calcarenitos finos apresentando dobramento em chevron (TA-09). C) Sucessão de calcissiltitos alternados com calcirruditos intraclásticos apresentando padrão de dobramento (TA-07). D) Sinforme de calcarenito com clivagem plano axial associada (TA-41). E) Estereograma representando o pólo das medidas de Acamamento (So). A guirlanda definida pelos polos de acamamento apresenta polo (π) com atitude 205/05, paralelo aos eixos de dobras medidos em campo. F) Estereograma representando os eixos de dobras medidos em campo.	41
Figura 3.12 - A) Estratos de calcissiltito apresentando intenso encurtamento, com dobras fechadas, algumas com vergência contrária (TA-07). B) Calcarenito fino apresentando dobramento	

com vergência contrária ao regional, flanco curto mergulhando para SE (TA-09). C) Sucessão de calcarenitos apresentando sinforme centimétrico no topo (TA-06)..... 42

Figura 3.13: Padrões de dobramentos ao longo da seção A-A' apresentando ângulos interflanquiais maiores nas porções oeste. A) Calcarenitos apresentando dobramento aberto com geometria em caixa. Ponto TA-45, localizado na porção central da área de estudo (Figura 1.4). B) Calcarenitos exibindo dobramento cerrado, ponto TA-41, localizado na porção centro-leste da área.. 43

Figura 3.14 – Estrias (linhas tracejadas brancas e seta vermelha) e esteques (setas pretas) sobre o plano de acamamento indicando movimento para WNW em (A) pelito e (B) calcarenito da Formação Lagoa do Jacaré. As estrias azimute de 105° e são (sub-)horizontais..... 44

Figura 3.15 - Clivagem plano axial em siltitos rochas carbonáticas da Formação Lagoa do Jacaré. A) Ponto TA 01; Sn = 120/75. B) Ponto TA 03; Sn = 124/51. C) Ponto TA 02, calcarenito fino, Sn = 120/74. D) TA 55, calcissiltito laminado com clivagem plano axial contida (Sn = 108/66). Calcarenito oolítico grosso que o sobrepõem não apresenta clivagem plano axial. Orientação da foto: visada para N30E. E) Estereograma representando o pólo das medidas de Acamamento (So). F) Estereograma representando pólos das medidas de clivagem plano axial..... 45

Figura 3.16 – Fotomicrografia mostrando margem laminada da Formação Serra da Saudade apresentando refração da clivagem ao passar de camada rica em carbonato de cálcio para camada rica em sílica (Ponto TA-54). Aumento de 2 vezes, a nicóis cruzados. 46

Figura 3.17 - A) Lineação de interseção em margem da Formação Serra da Saudade (TA-54). B) Estereograma com medidas de lineação de interseção. 47

Figura 3.18 – A) Roseta com os diferentes domínios de fraturas..... 47

Figura 3.19 - Face de fratura trativas apresentando feições plumosas (estação geológica TA-39). As fraturas trativas descritas apresentam atitudes 200/87, 238/82 e 245/80 com linhas de propagação com atitude 112/00 e 147/00. As fraturas aparentemente cisalhantes foram documentadas com atitudes 212/80 e 263/83..... 48

Figura 3.21 - Amostra 117 visada para Az. 205. A e B) Fotomicrografias à luz natural do *Grainstone* oolítico (Aumento de 5x). Oólitos de composição micrítica parcialmente preenchidos por calcita em mosaico grosso (ou recristalizada), com granulometria bimodal e encurtados. O eixo maior dos aloquímicos é paralelo à clivagem plano axial (Sn). A seta azul indica o topo da amostra C) Fotomicrografia à luz natural (Aumento de 10x). Detalhe de oólito micrítico encurtado no centro da imagem. É possível observar laminações concêntricas em sua borda..... 49

Figura 3.22 - Fotografia da lâmina delgada da Amostra 117 (Visada para Az. 25°). Plano xz exibindo oólitos encurtados e alongados conforme a clivagem plano axial Sn (linha azul tracejada) e

packstone oolítico. As setas vermelhas indicam oólitos *half-moons*, os quais indicam o topo da amostra no sentido apontado pela seta azul. Setas amarelas indicam estilólitos preenchidos por material preto de composição aparentemente carbonosa. 50

Figura 3.23 - Planos ou seções utilizadas para determinação das elipses de deformação para a Amostra 117. A) Plano xz (ortogonal ao Sn e à lineação de interseção); visada para Azimute 25°. B) Plano xy (paralelo ao Sn) com visada para 295/45. C) Plano yz (ortogonal ao Sn e paralelo à lineação de interseção) com visada para 115/45..... 51

Figura 3.24 - Nuvem de pontos geradas pelo Método de Fry e elipses de deformação encontradas. A) Plano xz, com visada para Azimute 25° B) Plano xy com visada para 295/45. C) Plano yz com visada para 115/45..... 51

Figura 3.25 - Gráficos encontrados pelo método Centro a Centro. O valor máximo da curva indica o maior eixo da elipse, enquanto o valor mínimo indica o menor eixo da elipse. A equação e o R² são referentes à linha de tendência de ajuste dos pontos. A) Plano xz. B) Plano xy. C) Plano yz... 52

Figura 3.26 - Amostra 81. Fotomicrografias à luz natural do Grainstone oolítico (aumento de 5x). A) Oólitos de composição micrítica, alguns com o centro cimentado por sílica, imersos em cimento de calcita de mosaico grosso (espática). B) Oólito distorcido (*spastolith*) ocupando toda a imagem. C) Seta vermelha indica oólito com núcleo composto e seta azul indica oólito com núcleo colapsado (*half moon*) e cimento de calcita espática na borda. D) Oólitos de composição micrítica com estrutura interna preservada (laminações concêntricas) e peloides. Notar a porosidade secundária parcialmente preenchida por calcita em franja no canto direito superior. 54

Figura 3.27 - Amostra 81. Grainstone oolítico passando gradativamente para *Packstone no topo*. Nesta porção, é possível observar ainda uma fina lâmina de mudstone/wackestone. Setas vermelhas indicam oólitos *half-moons*, indicando sentido do topo (seta azul). Setas amarelas indicam estilólitos limitando uma fina camada rica em matriz (*packstone*). 54

Figura 3.28 - Planos ou seções utilizadas para determinação das elipses de deformação para a Amostra 81. A) Plano xz, visada para Azimute 25°. B) Plano xy; visada para 295/50. C) Plano yz (ortogonal ao Sn e paralelo à lineação de interseção); visada para 115/40. 55

Figura 3.29 - Nuvem de pontos definindo elipses para a amostra 81. A) Plano xz; visada para Azimute 25°. B) Plano xy; visada com atitude de 295/50. C) Plano yz (ortogonal ao Sn e paralelo à lineação de interseção); visada para 115/40. 55

Figura 3.30 - Gráficos encontrados pelo método Centro a Centro para a Amostra 81. O valor máximo da curva indica o maior eixo da elipse, enquanto o valor mínimo indica o menor eixo da

elipse. A equação e o R^2 são referentes à linha de tendência de ajuste dos pontos. A) Plano xz. B) Plano xy. C) Plano yz. 56

Figura 3.31 - Formato tridimensional dos elipsoides de deformação e os respectivos planos estudados (vermelho: Plano xz; amarelo: Plano xy; verde: Plano yz. A) Elipsoide de deformação da Amostra 117. B) Elipsoide de Deformação 81. 57

Figura 3.32 - Diagrama de Flinn (Fossen 2012) com a projeção dos elipsoides de deformação encontrados para as duas amostras. Para casos em que $0 < k < 1$ a geometria é oblata, casos em que $k = 1$ indicam deformação plana, para casos em que $1 < k < \infty$ a geometria do elipsoide é prolata. 58

Figura 3.33 - Cavidades achatadas se desenvolvendo paralelamente à foliação apresentada no afloramento. A) Ponto TA-20. B) Ponto TA-12. 59

Figura 3.34 - Estereogramas com as medidas de dissoluções. A) Medidas de dissoluções planares ou cavidades achatadas. B) Medidas de dissoluções lineares ou condutos cilíndricos. 59

Figura 3.35 - Blocos de calcários remanescentes da dissolução, concentrada ao longo de zonas com orientação espacial 210/90 (setas vermelhas). 60

Figura 3.36 - Condutos cilíndricos desenvolvidos paralelamente e subparalelamente a eixos de dobras locais em A e C. B) Cavidade desenvolvida no núcleo de uma dobra. 60

Figura 3.37 - Dissolução desenvolvida no plano de acamamento e separado por dobras com diferentes amplitudes e comprimentos de onda. 61

Figura 4.1 – Etereograma de igual área para clivagem plano axial nos diferentes tipos de rochas aflorantes na região de estudo. A) Rochas Carbonáticas. B) Rochas Siliciclásticas. 63

Figura 4.2 - Elipses do Plano xz projetadas em perfil geológico entre a Faixa Araçuaí e Brasília de Minas. A seção é baseada nos dados levantados neste trabalho e em Chaves & Andrade (2014) e Kuchenbecker & Costa (2014). 65

Figura 4.3 - Cortes ou seções horizontais dos elipsoides de deformação das amostras 117 (SE) e 81 (NW) projetadas no mapa litológico. Lineamentos e alinhamentos estruturais interpretados sobre Modelo Digital do Terreno e respectivas roseta. Estereogramas das medidas tomadas em campo (So: Acamamento sedimentar; Sn: Clivagem Plano Axial; Ei: eixos de dobras; Li: Lineação de interseção entre So e Sn). É possível notar a correlação direta entre os eixos maiores e menores das seções horizontais dos elipsoides de deformação obtidos e as estrutura tectônicas documentadas em campo. 66

Figura 4.4 – Controle exercido sobre as estruturas do Cinturão de antepaís da Faixa Araçuaí sobre o Aquífero carstico-fissural Bambuí na região entre Montes Claros e Brasília de Minas. À direita, as porções em azul claro representam caminhos que supostamente apresentam maiores permo-

porosidades e condutividades hidráulicas ao longo da direção N25E e controlados pela disposição dos eixos de dobra, clivagens plano axiais (e zonas de interseção) fraturas. À medida que a intensidade da deformação diminui no sentido oeste, o controle estrutural sobre a condutividade hidráulica e a permo- porosidade passa a ser exercido por fraturas e feições sedimentares. 68

ÍNDICE DE TABELAS

Tabela 3.1 - Valores dos maiores e menores eixos (X e Y) da elipse de deformação e elipsidade (R) encontrados para cada plano a partir de diferentes métodos de quantificação da deformação aplicados a Amostra 117. C.C.: Centro a Centro..... 51

Tabela 3.2 - Medidas referentes aos maiores e menores eixos (X e Y) das elipses de deformação e elipsidade (R) encontrados para cada plano da Amostra 81, a partir de dos diferentes métodos de quantificação da deformação utilizados. C.C.: Centro a Centro. 55

Abstract

Sedimentary carbonate rocks are dominantly composed of calcite and dolomite and may form either in marine environments or in lacustrine systems. The continuous dissolution of carbonate rocks often lead to the formation of fissure-karstic systems. Structures such as faults, fractures and other fabric elements are known for their influence on the location and development of dissolution-related ducts, caves and sinks. This work analyzes the influence of tectonic structures on the development of fissure-karst system of the Ediacaran-Cambrian Bambuí Group, exposed in the eastern São Francisco basin (Brazil). The studied area is located in the northern Minas Gerais state and is part of the northern segment of the Brasiliano/Pan-African Araçuaí foreland fold-thrust belt. Based on field work data acquired along E-W cross-sections, the analysis of satellite images, thin-sections description and finite strain analysis, this work demonstrates that the middle to upper Bambuí Group in the studied area is composed of fine-grained siliciclastics of the Serra da Saudade Formation, oolite-rich carbonate rocks of the overlying Lagoa do Jacaré Formation and the pelites and fine-grained sandstones of the upper Serra da Saudade Formation. These rocks are involved in a NNE-trending system of meso-to regional-scale, asymmetric folds containing a conspicuous WNW-verging axial plane cleavage and affected by late-stage factures systems. These structures record a westward tectonic transport and were apparently formed under an ESE-WNW shortening direction, parallel with the maximum stress vector (σ_1). The westward decrease in the strain magnitude is associated with changes in the structural styles and the increasing dominance of undeformed sedimentary covers in the west. Next to Montes Claros, meso- to large-scale dissolution features of the Lagoa do Jacaré fissure-karst system (middle to upper Bambuí Group) are controlled by structures of the northern Araçuaí foreland fold-thrust belt, specially the NNE-trending axial plane cleavage, fold axes, WNW-ESE joints, factures and sheared bedding planes. Due to the higher deformation magnitude in the east, axial plane cleavage and other fold-related elements are likely to exert a major control on karst to the east. Westward, the acquired structural data suggest that permo-porous system would be associated with sedimentary structures and elements of the Lagoa do Jacaré Formation, as well as factures and joints affecting these Bambuí Group rocks.

Keywords: Structural architecture, Araçuaí foreland fold-thrust belt, Bambuí Group, Karst, Fissure-karstic system, Strain Analysis.

Resumo

Rochas sedimentares carbonáticas são predominantemente compostas por calcita e dolomita e podem se formar tanto em ambientes marinhos como em sistemas lacustres. A dissolução contínua de rochas carbonáticas induz a formação de sistemas cárstico-fissurais, cujo desenvolvimento é influenciado por estruturas sedimentares e tectônicas preexistentes. Estruturas como falhas, fraturas e outros elementos do arranjo estrutural são conhecidos pela sua influência na localização e desenvolvimento de condutos, grutas e sumidouros. Este trabalho analisa a influência de estruturas tectônicas no desenvolvimento do sistema cárstico-fissural do Grupo Bambuí (Ediacarano-Cambriano), parcialmente exposto na margem leste da Bacia do São Francisco. A área estudada está localizada no norte do estado de Minas Gerais e faz parte do segmento norte do Cinturão Brasileiro/Pan-Africano de dobras e cavalgamentos da Faixa Araçuaí. Com base na literatura, dados de trabalho de campo adquiridos ao longo de seções transversais E-W, análise de imagens de satélite, descrição de lâminas delgadas e análise de deformação finita, este trabalho demonstra que o Grupo Bambuí médio a superior na área estudada é composto por rochas siliciclásticas de granulometria fina da Formação Serra da Saudade, sobrepostas por carbonatos ricos em oólitos da Formação Lagoa do Jacaré e os pelitos e arenitos finos do topo da Formação Serra da Saudade. Essas rochas estão envolvidas num sistema com tendência NNE de escala meso a regional, dobras assimétricas contendo uma clivagem plano axial e com notável vergência dirigida para WNW e afetadas tardiamente por um sistema de fraturas. Essas estruturas registram um transporte tectônico para oeste e foram aparentemente formadas sob uma direção de encurtamento ESE-WNW, paralelo com o vetor de tensão máxima (σ_1). A diminuição da magnitude da deformação para oeste está associada a mudanças nos estilos estruturais e à crescente dominância de coberturas sedimentares não deformadas. Próximo a Montes Claros, as características de dissolução de meso a larga escala do sistema cárstico fissural (Grupo Bambuí intermediário a superior) são controladas por estruturas do cinturão de dobras e cavalgamentos da Faixa Araçuaí, especialmente a clivagem plano axial com *trend* NNE, juntas (WNW-ESE), fraturas cisalhantes e planos de acamamentos dobrados e cisalhados. Devido à maior magnitude da deformação na porção leste da área, a clivagem do plano axial e outros elementos relacionados com o dobramento são capazes de exercer um grande controle sobre condutos permo-porosos do carste superficial. A Oeste, os dados estruturais adquiridos sugerem que o sistema permo-poroso estaria associado a estruturas sedimentares e elementos da Formação Lagoa do Jacaré, bem como fraturas e juntas que afetam estas rochas do Grupo Bambuí.

Palavras chave: Geologia Estrutural, Cinturão de Antepaís Araçuaí, Grupo Bambuí, sistema cárstico-fissural, Análise de Deformação, Carste.

CAPÍTULO 1

INTRODUÇÃO

1.1 APRESENTAÇÃO

Sistemas cárstico-fissurais desenvolvem-se sobre rochas carbonáticas que hospedam descontinuidades como fissuras ou fraturas que se alargam com a dissolução, formando dutos, cavernas, sumidouros e dolinas que se conectam e tornam o meio permeável (Feitosa *et al.* 2008). Em geral, estes sistemas permo-porosos desenvolvem-se sob o controle de estruturas sedimentares e elementos tectônicos como plano de acamamento, foliação ou clivagem, fraturas, juntas e falhas (Singhal & Gupta 2010). Estes elementos controlam os principais agentes que moldam a paisagem cárstica: o escoamento de água superficial e processos fluviais normais (Feitosa *et al.* 2008).

No setor leste da Bacia intracratônica do São Francisco, norte de Minas Gerais, as rochas carbonáticas e siliciclásticas ediacaranas-cambrianas do Grupo Bambuí encontram-se deformadas na porção externa da Faixa Araçuaí (e.g., Alkmim & Martins-Neto 2001, Reis *et al.* 2017). Formada entre o fim do Neoproterozoico e o início do Paleozoico, nesta região a faixa se expressa como um cinturão de falhas e dobras com direção geral N-S e vergência dirigida para oeste, denominado Cinturão de antepaís da Faixa Araçuaí (Alkmim & Martins-Neto 2001, Reis *et al.* 2017). Seus elementos tectônicos exercem grande controle sobre o sistema cárstico hospedado nos carbonatos da Formação Lagoa do Jacaré (Mourão 2001, Feitosa *et al.* 2008, ANA 2018), que por sua vez, em suas porções aflorantes, constitui áreas de recarga do aquífero cárstico captado na cidade de Montes Claros (ANA 2018).

Buscando colaborar com o entendimento da geometria e controle de estruturas tectônicas na arquitetura do carste exposto, este trabalho relaciona dados de geologia estrutural com feições cársticas hospedadas em rochas da Formação Lagoa do Jacaré, aflorantes na região de Montes Claros. O estudo foi realizado por meio de revisão bibliográfica, interpretação de imagens de satélite, análise estrutural e levantamento de perfis geológicos em campo (área de estudo com 416 km²) e quantificação da deformação (Figura 1.1). Os resultados revelaram que arcabouço cárstico na região de Montes Claros é condicionado pela clivagem plano axial, por fraturas de tração e cisalhantes, pelo acamamento, principalmente em camadas acometidas a encurtamento, e pelos eixos de dobras. A intensidade da deformação tende a diminuir de leste para oeste, proporcionando outra arquitetura para o sistema cárstico nas regiões centrais do cráton.

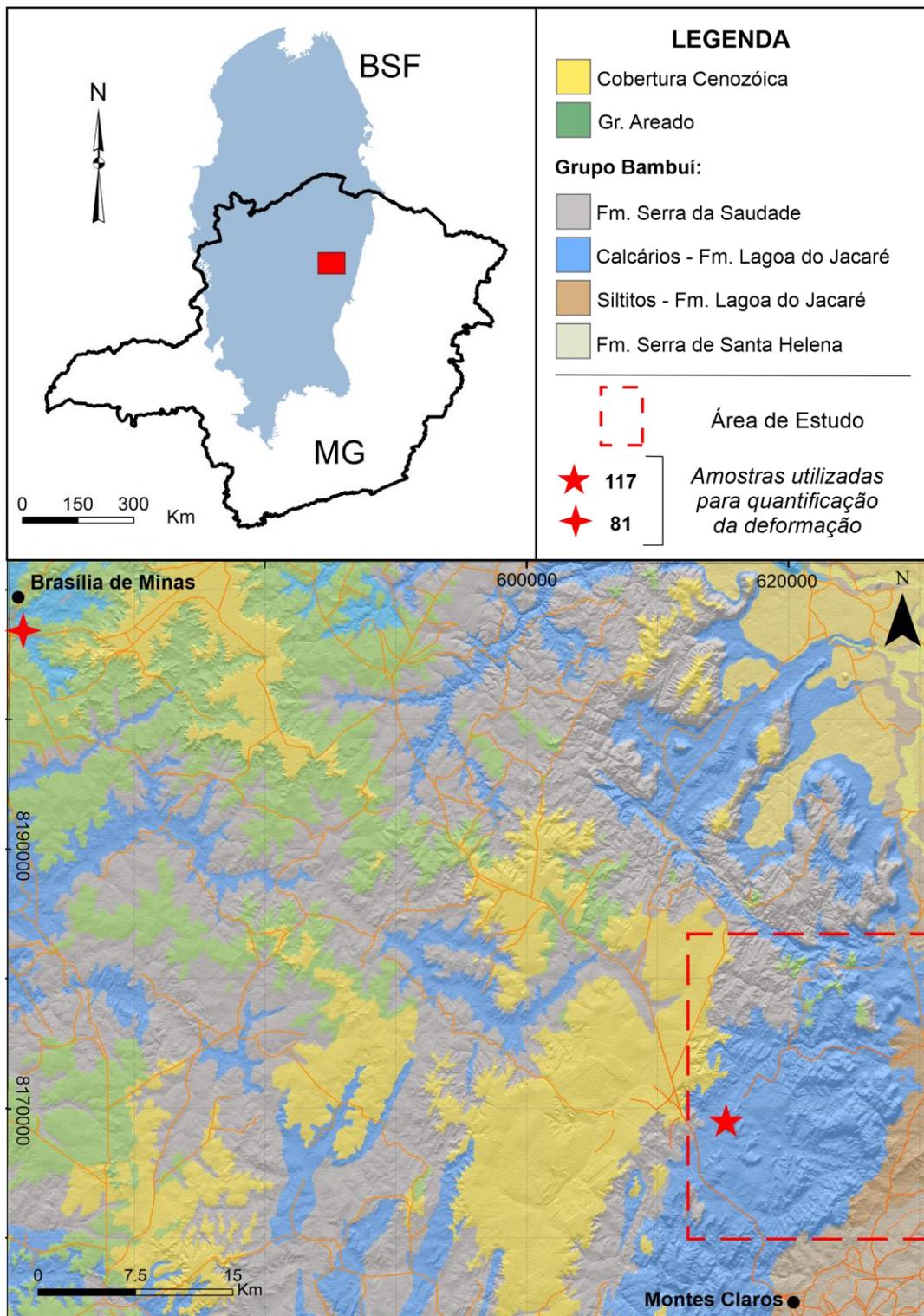


Figura 1.1: Localização da área de estudo na Bacia geológica do São Francisco. Limites da bacia conforme Alkmim & Martins-Neto (2001) e em relação ao estado de Minas Gerais. Mapa geológico simplificado com a indicação da área de estudo e as estações geológicas amostradas para o estudo de quantificação da deformação. Modificado de Chaves & Andrade (2014), Kuchenbecker & Costa (2014) e Kuchenbecker *et al.* (2013).

1.2 OBJETIVOS

Este trabalho tem como objetivo geral caracterizar o arcabouço estrutural do Cinturão de antepaís da Faixa Araçuaí, na região de Montes Claros, e seu controle sobre a carstificação local. São objetivos específicos:

- (i) Documentar e analisar as estruturas tectônicas que afetam as rochas do Grupo Bambuí.
- (ii) Produzir um mapa estrutural e seções geológicas.
- (iii) Verificar a deformação finita em dois setores distintos do cinturão de antepaís.
- (iv) Colaborar com o entendimento do controle da trama tectônica sobre elementos do carste exposto.

1.3 JUSTIFICATIVA

A área de estudos abrange um aquífero cárstico que está inserido em um sistema hídrico de grande importância para o Brasil e é considerado um elemento chave no suprimento de água doméstico, industrial e agrícola no médio Rio São Francisco, em Minas Gerais (Souza *et al.* 2014 e Mourão 2001). Em 2018, um estudo conduzido pela Agência Nacional das Águas indicou a ocorrência de um *déficit* hídrico na região de Montes Claros. Os dados apresentados em ANA (2018) sugerem que a exploração de água na região estaria apresentando um regime de exaustão, fazendo das áreas de recargas, elementos ainda mais importantes no balanço hídrico do sistema cárstico. As zonas de recarga na área de estudo, em sua maioria, correspondem ao carste exposto desenvolvido em rochas carbonáticas da Formação Lagoa do Jacaré. Os levantamentos de cunho estrutural de maior escala associados às feições cársticas podem contribuir com o entendimento das características geométricas do sistema cárstico fissural da região e com a elaboração de um modelo conceitual para o carste aflorante.

Embora tenha sido foco de estudos estruturais ao longo das últimas décadas (Chaves & Andrade 2014, Kuchenbecker & Costa 2014 e Kuchenbecker *et al.* 2013), alguns aspectos sobre o Cinturão de antepaís da Faixa Araçuaí na região de Montes Claros podem ser melhor compreendidos. Questões ainda abertas incluem: i) qual a distribuição espacial das mesoestruturas observadas em campo e sua relação com diferentes tipos litológicos e o arcabouço regional do cinturão?; ii) qual a magnitude da deformação responsável pelo desenvolvimento destas estruturas? e iii) qual o controle exercido pelo arcabouço estrutural sobre o aquífero cárstico-fissural local?. Ao fornecer respostas para estas perguntas, este trabalho também contribuirá para avanços no entendimento do Cinturão de antepaís da Faixa Araçuaí na região estudada. A área de interesse desse trabalho abrange a porção sul da sub-bacia hidrográfica do Rio Verde Grande e, nesse sentido, esse estudo visa contribuir com o

projeto “Implementação da Gestão Integrada de Águas Superficiais e Subterrâneas na Bacia Hidrográfica do São Francisco: Sub-bacias dos Rios Verde Grande e Carinhanha”, realizado no âmbito do Termo de Execução Descentralizada (TED) celebrado entre a Agência Nacional de Águas e Saneamento Básico (ANA) e o Serviço Geológico do Brasil (CPRM).

1.4 LOCALIZAÇÃO

A área de estudo se situa a norte da cidade de Montes Claros (MG) e pode ser acessada a partir de Belo Horizonte, através da rodovia BR-040 por cerca de 120 Km até o acesso à BR-135. Seguindo pela BR-135, são 300 Km até Montes Claros. A partir de Montes Claros, é possível acesso à área pela própria BR-135 no sentido Mirabela até a cidade de Nova Esperança, que dá acesso a estradas não pavimentadas que cortam a área de detalhe. (Figura 1.2).

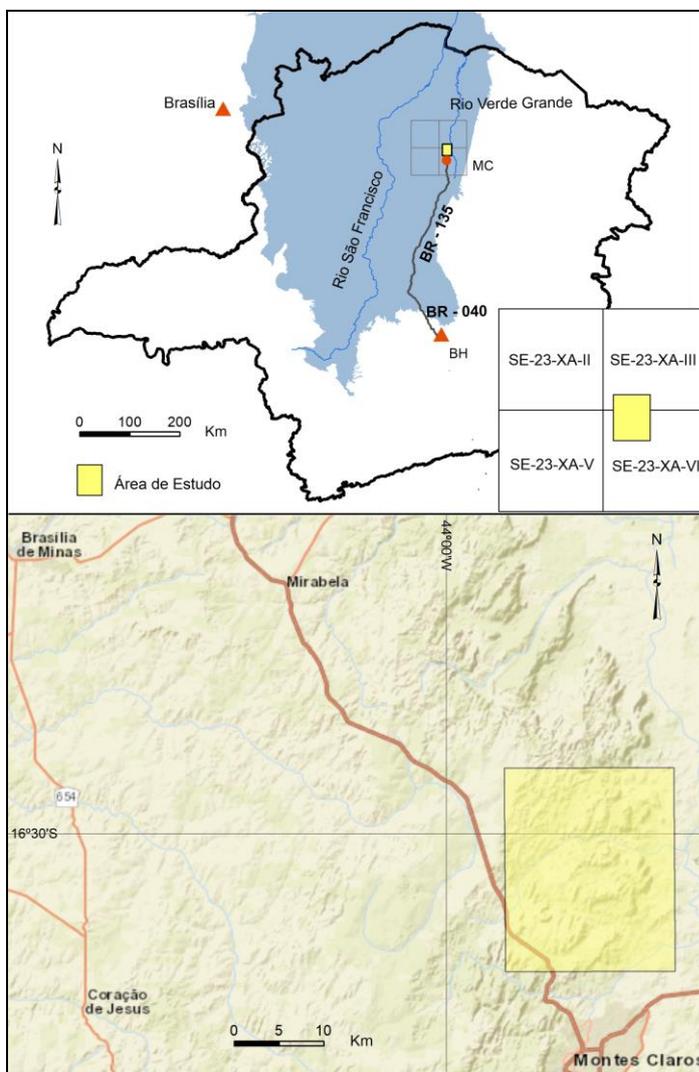


Figura 1.2: Mapa de localização a partir de Belo Horizonte e com a localização da área de estudo no mapa de Minas Gerais. Acesso da área de estudo (área de detalhe) a partir de Montes Claros e cidades próximas.

1.5 MATERIAIS E MÉTODOS

Este projeto foi desenvolvido conforme as seguintes etapas: i) Revisão Bibliográfica, ii) Estudo e Interpretação de Imagens de Satélite, iii) Trabalho de Campo, iv) Descrição Petrográfica de Lâminas Delgadas, v) Quantificação da Deformação, vi) Construção de Mapa Estrutural, vii) Análise e discussão dos resultados, viii) Redação do volume final (Figura 1.3). Cada etapa é detalhada na Figura 1.3

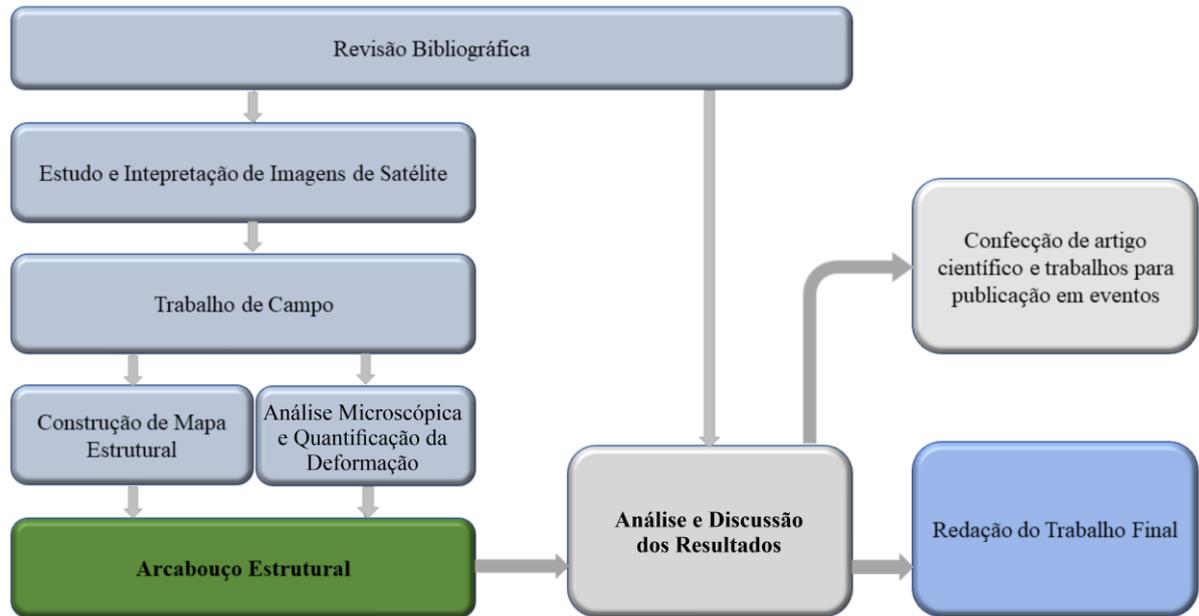


Figura 1.3 - Fluxograma mostrando a organização das atividades a serem desenvolvidas.

1.5.1 Revisão bibliográfica

A revisão bibliográfica foi conduzida com base em artigos, teses e dissertações que abordam assuntos sobre o setor leste da Bacia do São Francisco. Para maior detalhe e contextualização das unidades que afloram na região, foram utilizados relatórios de Cartas Geológicas na escala 1:100 000 da região estudada, como os trabalhos de Chaves & Andrade (2014) e Kuchenbecker & Costa (2014). Com intuito de melhor entender os métodos a serem aplicados ao longo do trabalho foram compilados livros e artigos que tratam sobre Geologia Estrutural, tendo como as principais fontes Marshak & Mitra (1988), Hancock (1985) e Fossen (2012). No que tange as feições cársticas, as principais referências usadas foram Feitosa *et al.* 2008 e Singhal & Gupta (2010), com o intuito de entender a relação entre a geologia estrutural e o desenvolvimento de sistemas cársticos-fissurais.

1.5.2 Estudo e interpretação de imagens de satélite

Essa etapa englobou a análise de lineamentos e domínios estruturais, além do suporte no planejamento de campo.

A interpretação estrutural das imagens envolveu, sobretudo, a identificação de texturas, cores, lineamentos e alinhamentos estruturais, conforme Liu (2015). A interpretação foi realizada utilizando Modelo Digital de Elevação (ALOS-PALSAR, resolução de 12,5m) com textura sombreada e imagem de satélite Landsat-8 com suporte do software ArcGIS®. A partir desta interpretação, foi gerado um mapa de lineamentos e alinhamentos estruturais na escala 1:100 000, buscando ressaltar os elementos estruturais locais e regionais.

Utilizando *plugins* e algoritmos do ArcMaps®, foram extraídos os dados de comprimento e azimute dos lineamentos interpretados. Esses dados foram utilizados para a elaboração de diagramas de roseta ponderados pelo comprimento acumulado ao longo de intervalos específicos de azimute e considerando os diferentes domínios estruturais interpretados. Esta etapa foi conduzida utilizando os softwares Microsoft Excel® e Open Stereo e seguiu os procedimentos indicados em Marshak & Mitra (1988) e Reis (2011).

1.5.3 Trabalho de campo

Foi realizado o levantamento de perfis perpendiculares às estruturas previamente estudadas e coleta de amostras sistematicamente orientadas. O trabalho foi realizado na escala 1:50.000, conforme metodologia clássica de levantamento estrutural. Para descrição dos elementos estruturais foram usados métodos descritos por Hancock (1985), Marshak & Mitra (1988), Fossen (2012). Além disso, foram observados e documentados os principais planos, descontinuidades e demais elementos das rochas carbonáticas que apresentaram evidências de dissolução e/ou qualquer característica permo-porosa. Os perfis foram levantados ao longo de estradas e caminhos não-pavimentados, conforme indicado na Figura 1.4. Ao todo, foram descritas 61 estações geológicas.

1.5.4 Descrição petrográfica de lâminas delgadas.

Nesta etapa, foram descritas lâminas petrográficas confeccionadas a partir de amostras coletadas na etapa anterior, seguindo os seguintes critérios: lâminas espacialmente orientadas e confeccionadas de acordo com a orientação espacial das estruturas (e.g., clivagem e lineação mineral). A descrição foi realizada em microscópio petrográfico com o intuito de estabelecer composição mineralógica, textura, feições microestruturais e/ou cinemáticas e feições metamórficas, quando existentes. Foi utilizado um microscópio Olympus binocular com luz polarizada refletida do Departamento de Geologia da Universidade Federal de Ouro Preto.

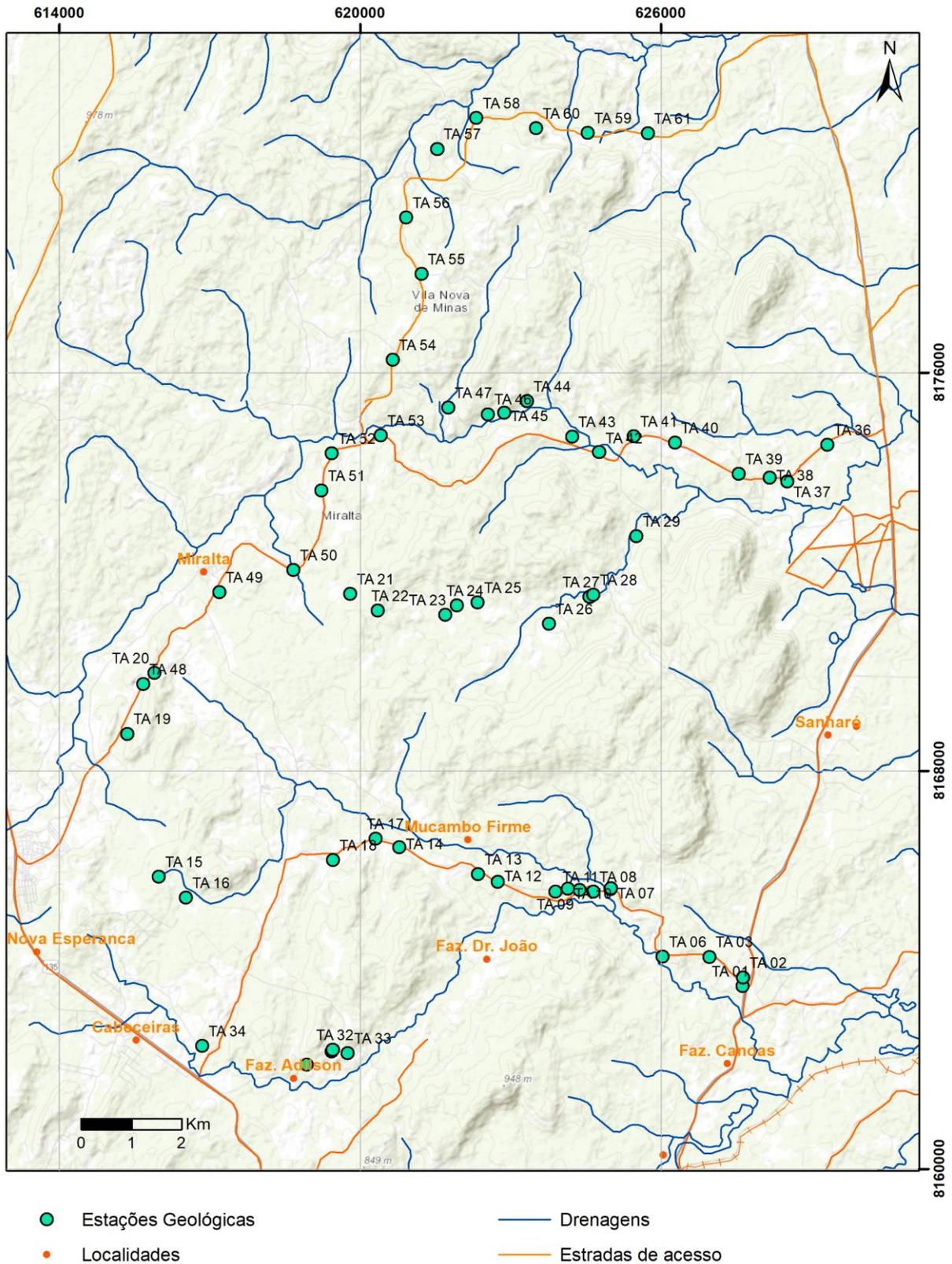


Figura 1.4 – Mapa de pontos apresentando as estações geológicas levantadas durante trabalho de campo. Drenagens e estradas de acessos sobre mapa topográfico.

1.5.5 Quantificação da Deformação

Essa etapa constituiu na quantificação da deformação a partir da análise oólitos em rochas carbonáticas. Para isso, utilizou-se dos métodos de Fry e Centro a Centro aplicados sobre as seções delgadas (Fossen 2012, Ramsay & Huber 1983). Esse estudo contou com amostragem realizada em duas estações geológicas localizadas entre Montes Claros e Brasília de Minas (Figura 1.1). A primeira encontra-se dentro da área abordada neste estudo e a segunda amostra localiza-se a oeste, onde os depósitos ediacaranos-cambrianos encontram-se praticamente indeformados. A descrição detalhada do afloramento onde a amostra foi coletada e seu arcabouço sedimentar são apresentados em Neves *et al.* (*em prep.*).

Para cada amostra de cada estação geológica, confeccionaram-se 3 lâminas delgadas correspondentes a 3 diferentes planos estruturais (xz, xy, yz) perpendiculares entre si. As referências utilizadas para a definição dos planos de corte foram a clivagem plano axial (Sn) e a lineação de interseção entre o plano de Sn e o acamamento sedimentar (So). Por convenção, este trabalho adotou para os planos de corte e análise a nomenclatura apresentada na Figura 1.5. O Plano xz é ortogonal à lineação de interseção e à clivagem plano axial. O Plano xy é paralelo à clivagem plano axial. O plano yz é paralelo à lineação de interseção e ortogonal à clivagem plano axial.

A partir da análise dos planos, foram extraídas as elipses de deformação utilizando os métodos de Fry e Centro a Centro, com auxílio dos *softwares* CorelDRAW e Microsoft Excel. Normalizando-se as elipses, uma vez que elas possuem 1 eixo em comum, criou-se o elipsoide utilizando o *software* de modelagem geológica Datamine Studio RM 1.6. A partir da composição do elipsoide de deformação, extraiu-se e projetou-se o corte horizontal em planta para comparação com outros elementos tectônicos observados em mapa e em campo.

1.5.6 Construção do mapa geológico-estrutural e seções

O mapa foi elaborado a partir dos dados levantados na etapa do Trabalho de Campo e aqueles adquiridos na etapa de Estudo e Interpretação de Imagens de Satélite, bem como a integração e modificação de duas porções das folhas Montes Claros e Capitão Enéas, dos autores Chaves & Andrade (2014) e Kuchenbecker & Costa (2014). Alguns dados apresentados pelos autores (e.x.: eixos de dobras e acamamento) também serviram de base para a construção das seções geológicas apresentadas na (Figura 3.2). Nestas mesmas seções, as espessuras das unidades seguiram aquelas definidas por Chaves & Andrade (2014) para a Mapa Geológico 1:100.000 da Folha Montes Claros. Para a confecção do mapa, foi utilizado o software ArcGIS®.

1.5.7 Análise e discussão dos resultados

Após integrados, os dados foram analisados e discutidos considerando a geometria e cinemática das estruturas aflorantes, bem como a conexão entre elas e sua gênese. A partir dos alinhamentos e fotolineamentos estruturais levantados e da documentação de feições cársticas em campo, bem como a distribuição espacial desses elementos, foram estabelecidas as principais estruturas condicionantes para a evolução e controle espacial do sistema cárstico-fissural da região.

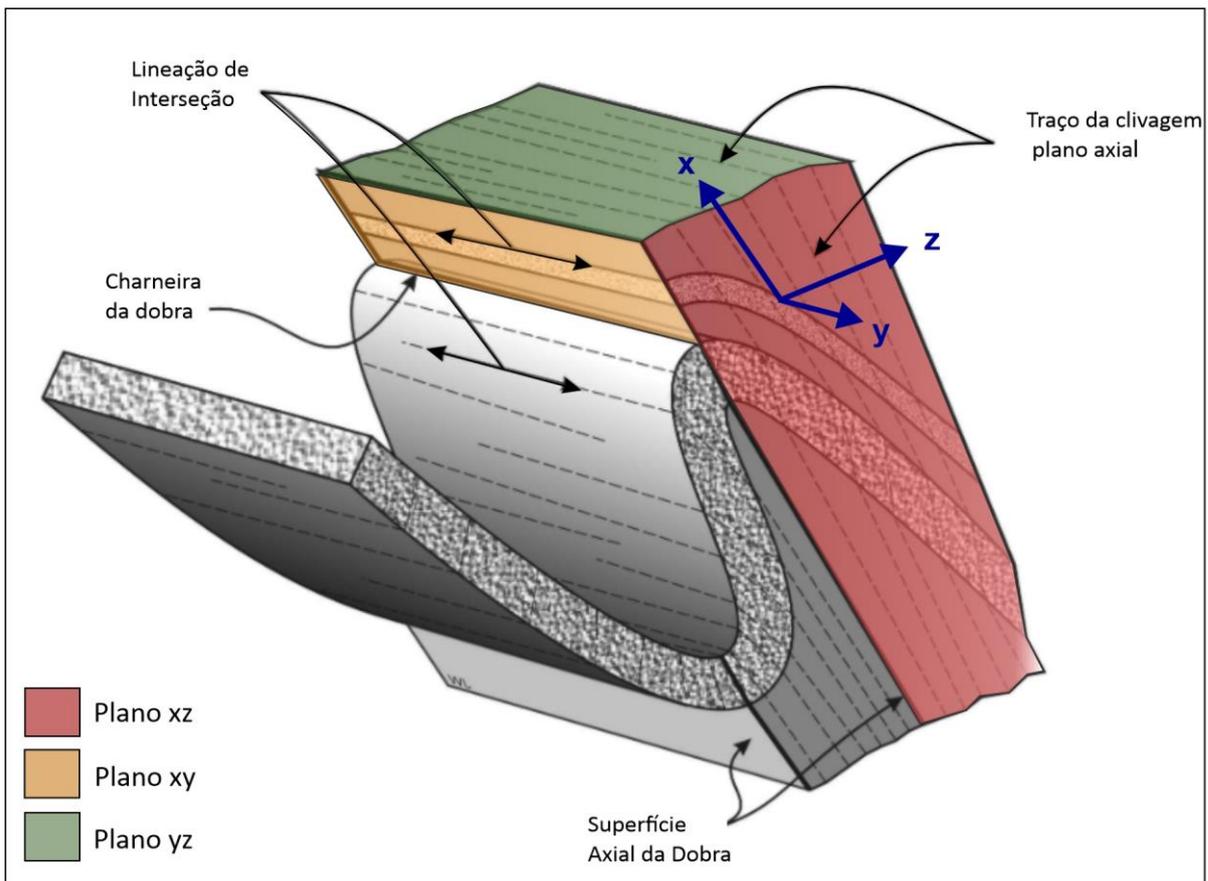


Figura 1.5 - Perfil de dobra exibindo sua relação com a foliação plano axial e a indicação dos eixos de referência adotados na confecção de lâminas para a etapa de quantificação da deformação. Foram confeccionadas três lâminas para cada amostra coletada, ao longo dos planos xy, xz e yz. Modificado de Waldron & Snyder (2020).

CAPÍTULO 2

REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

2.1 ESTRUTURAS RÚPTEIS E RÚPTEIS-DÚCTEIS

As estruturas tectônicas, segundo Fossen (2012), podem se formar sob diferentes condições de deformação na litosfera. Essas condições são impostas por fatores externos, como temperatura, pressão, presença de fluidos e esforços, além das propriedades mecânicas das próprias rochas. Controladas pelo efeito da temperatura, pressão confinante, composição mineralógica, entre outros, rochas que compõem a crosta inferior tendem a ter um comportamento plástico frente a deformação, enquanto rochas da crosta superior tendem a fraturar (Fossen 2012).

As estruturas deformacionais são usualmente classificadas de acordo o estilo, podendo ser rúpteis, rúpteis-dúcteis ou dúcteis e podem se formar através de mecanismos de deformação friccionais ou plásticos (cristal-plásticos), como indicado na Figura 2.1. A deformação plástica envolve acomodação do esforço pela migração de deslocamentos na estrutura cristalina dos minerais, conferindo mecanismos de deformação intracristalina. Enquanto isso, os mecanismos de deformação friccionais se desenvolvem por faturamento e deslizamento friccional de grãos. Durante a deformação dúctil, as camadas têm a sua continuidade preservada após a deformação, podendo se desenvolver a partir de mecanismos de deformação friccionais ou plásticos. A deformação rúptil é causada, exclusivamente, por mecanismos de deformação friccionais. O estilo de deformação rúptil-dúctil marca a transição entre os dois estilos deformacionais supracitados (Fossen 2012).

Fraturamento e deslizamento flexural são os principais processos primários envolvidos nos mecanismos de deformação rúptil. No deslizamento friccional, a fricção controla a movimentação relativa entre os grãos da rocha que hospeda o esforço (Fossen 2012).

A ocorrência dos diferentes mecanismos de deformação rúptil está subordinada às propriedades da rocha. Em rochas porosas, segundo Fossen (2012), o espaço formado pelos poros permite a movimentação relativa entre os grãos, de modo que eles reorganizem com o deslizamento friccional por meio de rotação e translação em suas bordas. Esse processo é definido como fluxo granular (Figura 2.2a) e, nesse caso, a deformação friccional ocorre sem o desenvolvimento de fraturas (Fossen 2012).

Por outro lado, rochas não porosas podem desenvolver fraturas ao acomodarem o deslizamento friccional, geralmente caracterizadas como fraturas intergranulares (Figura 2.3b), que compreendem vários grãos. Quando o esforço ultrapassa um determinado limite, o fraturamento

também pode desenvolver-se em rochas porosas de modo a formar fraturas intragranulares, predominantemente (Figura 2.3a). Dessa maneira, Fossen (2012) define a combinação entre o deslizamento friccional e o fraturamento dos grãos como fluxo cataclástico (Figura 2.2b), onde os dois tipos de fluxo podem se manifestar como estruturas dúcteis em escala mesoscópica.

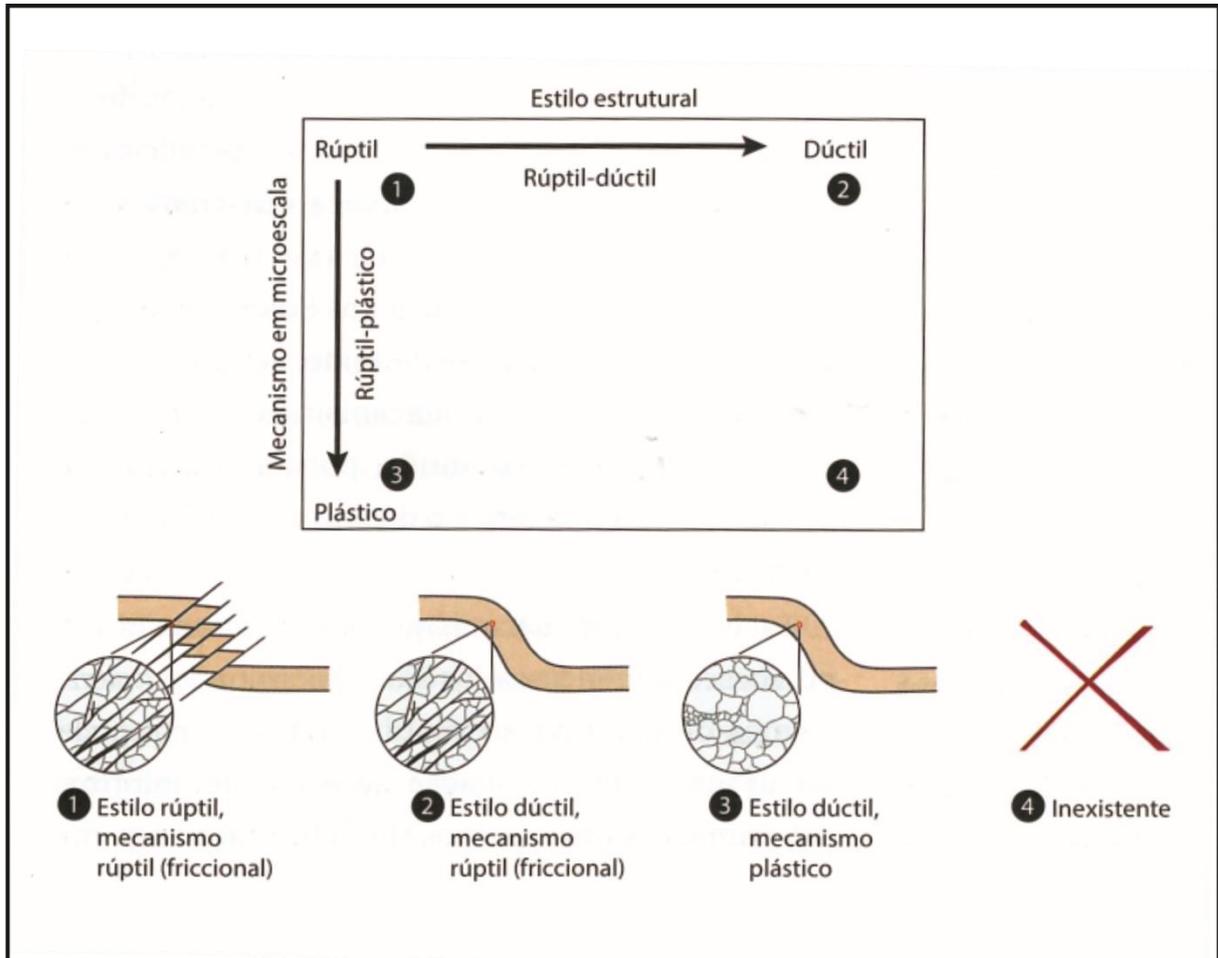


Figura 2.1 – Associação entre os regimes de deformação rúptil e dúctil e os mecanismos plásticos e rúpteis em microescala. O exemplo 4 não ocorre pois não é possível gerar estruturas rúpteis a partir de mecanismos 100% plásticos. Extraído de Fossen (2012).

Fossen (2012) destaca dois pontos fundamentais para que a fratura se forme em uma rocha: i) é necessário a atuação de um esforço diferencial que exceda a resistência da rocha; ii) o esforço diferencial deve aumentar à medida que a pressão confinante aumenta. De acordo com Fossen (2012), um critério de fraturamento remete à condição crítica na qual a rocha fratura. O autor descreve três critérios de ruptura, sendo que dois deles são importantes para o este trabalho: o critério de fraturamento de Coulomb, e a teoria de fratura de Griffith.

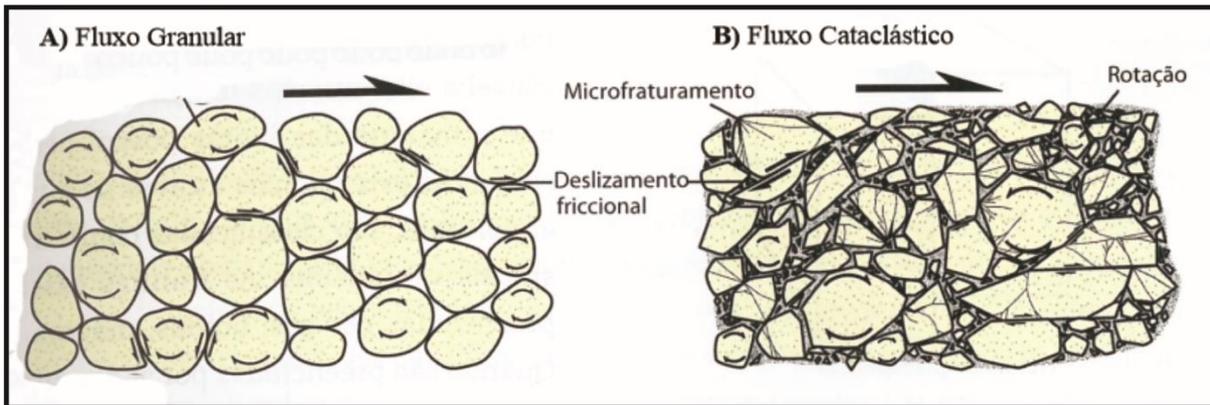


Figura 2.2 - Mecanismos de deformação dúctil. A) Fluxo granular comum em deformação de rochas porosas. B) Fluxo cataclástico comum na deformação de rochas não porosas e bem consolidadas. Extraído de Fossen (2012).

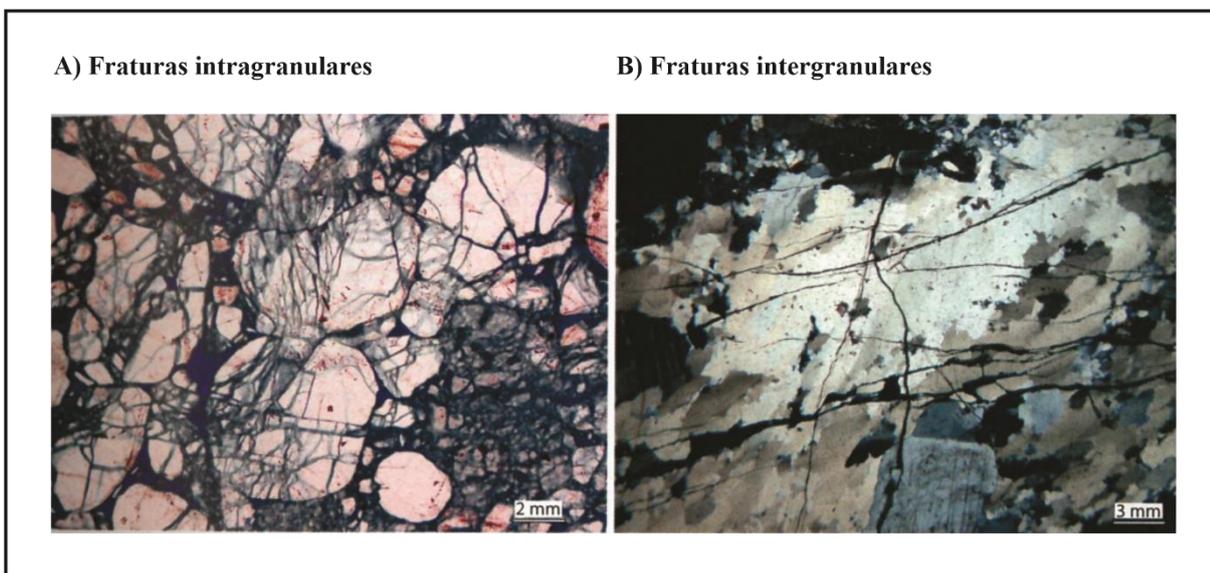


Figura 2.3 - A) Arenito poroso deformado apresentando fraturas intragranulares. B) Rocha metamórfica exibindo fraturas intergranulares. Extraído de Fossen (2012).

Os três critérios são representados como envoltórias no diagrama de Mohr, cujos eixos horizontal e vertical indicam o esforço normal (σ_n) e o de cisalhamento (σ_s), respectivamente (Fossen 2012). O círculo de Mohr aumenta o raio quando a tensão diferencial ($\sigma_1 - \sigma_3$) aumenta e intercepta a envoltória em dois pontos simetricamente opostos. Nesse ponto o material submetido ao esforço está em condição crítica e se rompe ao longo de dois pares conjugados de fraturas ou falhas. Caso não ocorra interseção, a condição é estável, como mostra a Figura 2.4 (Fossen 2012).

O critério de fraturamento de Coulomb é dado em função de resistência coesiva da rocha (C) e seu coeficiente de atrito interno (μ). De acordo com esses parâmetros, a envoltória de Coulomb é dada por uma reta que, combinada com o diagrama Mohr, é apresentada tendo “C” como a interseção com o

eixo vertical e “ μ ” como a sua inclinação. Para saber se o material a ser estudado se enquadra nos critérios estabelecidos por Coulomb, devem ser realizados testes experimentais. Caso se enquadre é considerado um material de Coulomb (Fossen 2012).

A teoria sobre Fratura de Griffith, se estabelece a partir das mesmas variáveis usadas por Coulomb, porém com uma diferença significativa em suas relações. O critério de fraturamento de Griffith considera a resistência coesiva de uma rocha duas vezes maior que a resistência crítica a tração (T). Esta última corresponde ao ponto em que a curva experimental descrita pelo Critério de Griffith cruza o eixo horizontal no diagrama de Mohr, ou seja, quando as tensões cisalhantes atuantes sobre um determinado plano da rocha são nulas (Figura 2.4). Nesse caso as microfaturas e poros tornam a rocha mais susceptível ao rompimento (Fossen 2012).

A envoltória de ruptura de Mohr é determinada por meio de fraturamento experimental de amostra em variadas condições de esforço diferencial e de pressão confinante (Fossen 2012). Dessa maneira, cada rocha apresenta uma envoltória própria. Quando comparados em um mesmo diagrama de Mohr (envoltória de Mohr, Griffith e Coulomb) observa-se que o critério de Griffith descreve melhor as condições de deformação sob baixas tensões diferenciais, incluindo situações em que a tensão confinante é negativa. O critério de Coulomb, por outro lado, descreve melhor situações em que as tensões diferenciais são relativamente maiores e tensões confinantes positivas (Figura 2.4). Situações de elevadas pressões confinante e diferencial ocupam o extremo direito do Diagrama de Mohr (Figura 2.4), representam situações de deformação dúctil e são descritas pelo Critério de Von Mises (Fossen 2012).

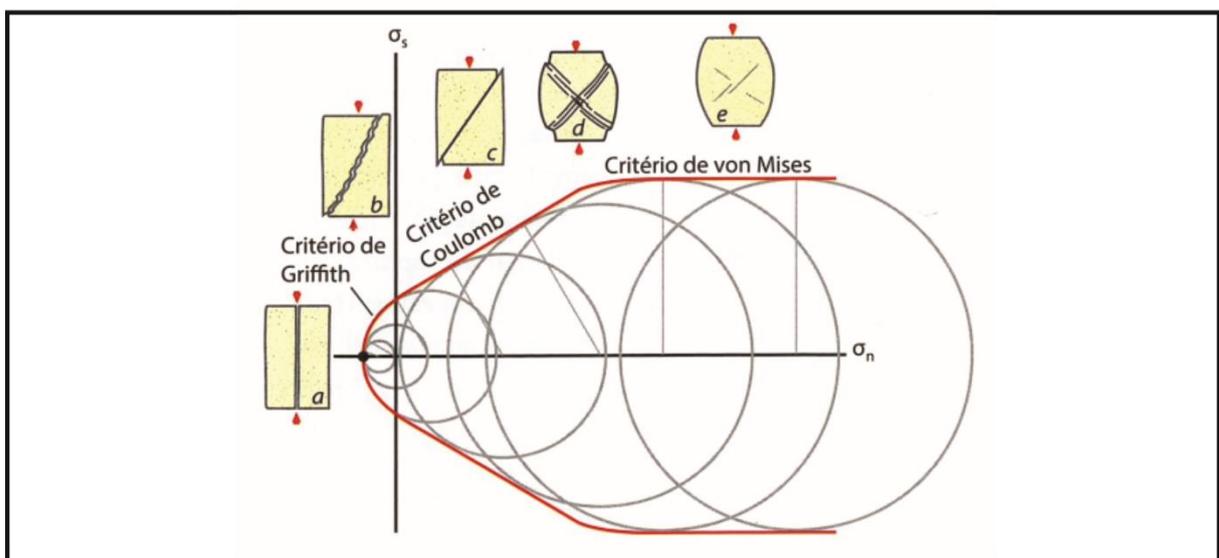


Figura 2.4 – Critérios de fraturamento de Griffith, Coulomb e de von Mises combinados no espaço de Mohr. As deformações estão relacionadas a pressão confinantes. a) Fratura de tração, b) fratura híbrida, c) fratura de cisalhamento, d) faixas de cisalhamento semi-dúctil e e) deformação plástica. Extraído de Fossen (2012).

Zonas de cisalhamento são zonas que se apresentam com um grau de deformação superior às rochas adjacentes. Falhas correspondem a zonas de cisalhamento rúpteis e ocorrem na crosta superior, onde predominam mecanismo de deformação rúptil, caracterizando a deformação por fluxo cataclástico (Fossen 2012). A zona de cisalhamento perfeitamente dúctil é formada geralmente na crosta média a inferior e uma zona de transição (rúptil-plástica) separa ela da região de falhamentos (Fossen 2012).

2.1.1 Falhas, fraturas e juntas

As fraturas são superfícies ou planos, ao longo dos quais a coesão da rocha foi perdida (Marshak & Mitra 1988). Elas podem ser divididas em fraturas cisalhantes e fraturas trativas ou de extensão. Basicamente, as fraturas cisalhantes apresentam pequeno movimento relativo ao longo do próprio plano (milímetros ou decímetros). Normalmente, elas ocorrem em pares conjugados oblíquos, que apresentam como bisettriz a direção de maior esforço. Quando formadas definindo estilo rúptil-dúctil, as fraturas de cisalhamento se desenvolvem formando faixas largas ou zonas de fluxo cataclástico (Fossen 2012). Diferentemente das falhas, fraturas cisalhantes não apresentam grandes rejeitos que, em geral, são inferiores a um metro. Já as fraturas de tração apresentam distensão perpendicular às paredes, sem deslocamento relativo na mesma direção do seu plano. Elas também são chamadas de juntas e ocupam a bisettriz aguda dos pares conjugados de fraturas cisalhantes ou falhas. Indicadores cinemáticos como estepes de falha e veios *en echelon* são bons indicativos para a distinção entre juntas e fraturas cisalhantes. (Fossen 2012, Singhal & Gupta 2010).

As fraturas trativas podem apresentar nas suas superfícies marcadores que auxiliam na distinção do tipo de fratura e sua interpretação, como as estruturas plumosas e as linhas de detenção (costelas) apresentadas na Figura 2.5. Hancock (1985) descreve a estrutura plumosa como um importante elemento usado para definição do ponto de nucleação, a direção e a história de propagação da fratura. Fossen (2012) restringe a ocorrência de estruturas plumosas e linhas de detenção aos planos de fraturas de tração. Uma vez que fraturas de tração crescem a partir de sucessivos pulsos, as linhas de detenção se formam no intervalo entre os pulsos, resultando em estruturas (nervuras) parabólicas (elípticas em rochas maciças). Elas tornam-se maiores a partir do ponto de nucleação, no mesmo sentido da direção de propagação da fratura (Fossen 2012).

Diferentemente das fraturas de tração, as fraturas cisalhantes encontram uma certa dificuldade de propagação, que normalmente é compensada com a formação de *wing cracks* ou ativação de fraturas extensionais já existentes em suas extremidades (Fossen 2012).

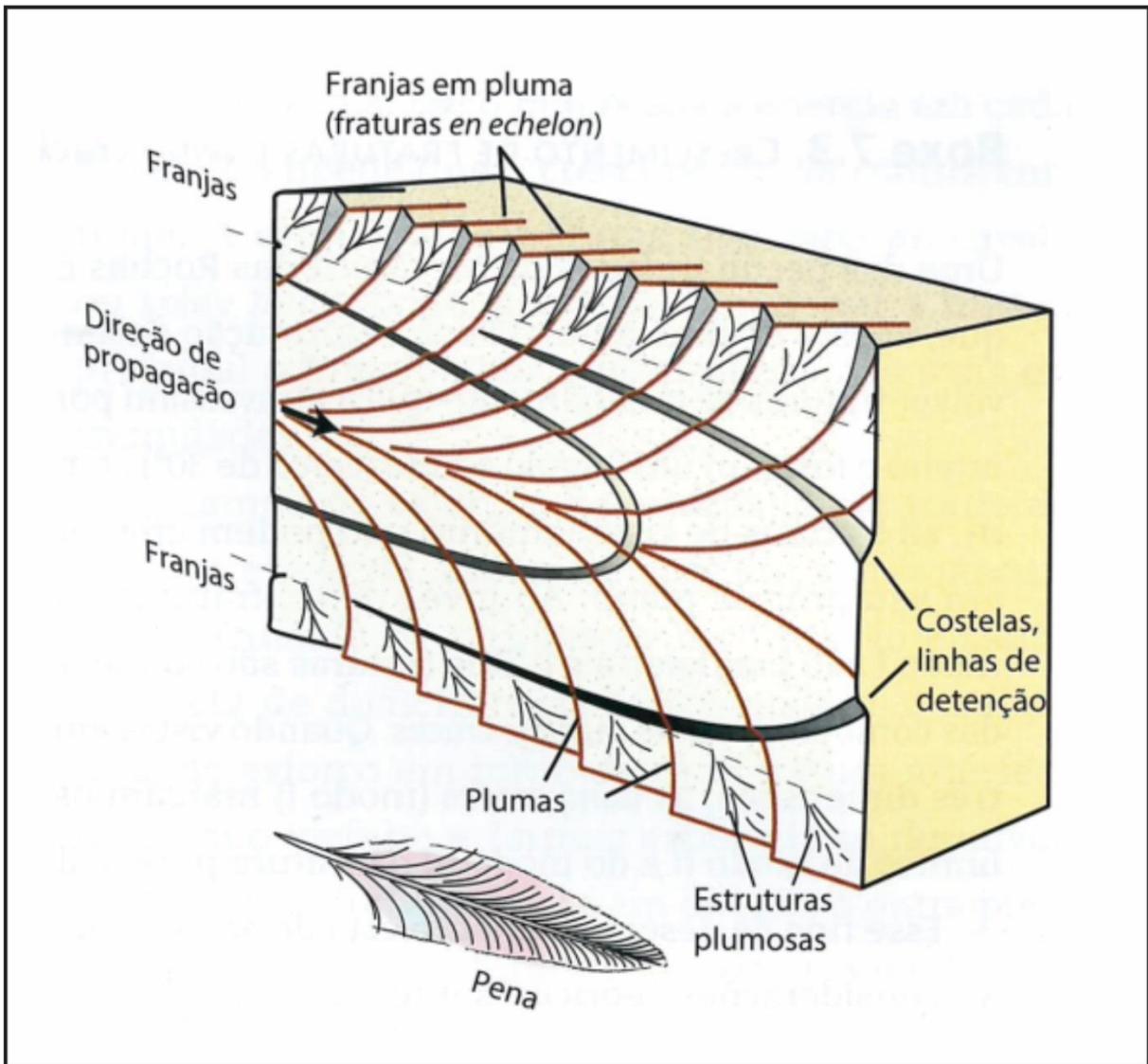


Figura 2.5 – Representação de estruturas típicas que ocorrem na superfície de fraturas de tração. Extraído de Fossen (2012).

O tamanho da junta refere-se à área da sua superfície e é descrito em função do comprimento do seu traço, formado a partir da interseção da junta com a superfície (Marshak & Mitra 1988). Juntas sistemáticas são aquelas que ocorrem paralelas ou subparalelas a outras juntas no afloramento ou na região. Elas apresentam um traço relativamente longo (mais que 2 a 5 metros). O “Set de juntas” é o termo utilizado para designar um grupo de juntas sistemáticas. Aquelas que não compõem um *set* de juntas são as juntas não sistemáticas (Hodgson 1961 *in* Marshak & Mitra 1988). As juntas que mais se destacam em um determinado *set* são nomeadas de juntas mestras (*master joints*). Existem juntas que têm a terminação limitada pela base e pelo topo de uma determinada camada, chamadas de juntas contidas na camada (*bedding-contained joints*) (Marshak & Mitra 1988).

O espaçamento entre duas juntas de um mesmo *set* reflete as propriedades físicas da rocha hospedeira, as características do encurtamento da camada fraturada (Suppe 1985 *in* Marshak & Mitra 1988), e a posição estrutural do local medido. O espaçamento tende a ser menor na charneira de uma dobra ou nas adjacências de uma falha (Wheeler and Dixon 1980 *in* Marshak & Mitra 1988).

Marshak & Mitra (1988) descrevem alguns critérios para análise de idade relativa entre juntas que não são paralelas entre si. Se duas juntas não paralelas são geradas concomitantemente, elas necessariamente irão se cruzar e continuar desenvolvendo, como planos concorrentes (Marshak & Mitra 1988). Quando duas juntas se formam anacronicamente, o desenvolvimento da junta mais nova é interrompido na superfície da junta mais velha. Isso acontece porque a junta mais velha, nessa situação, é uma superfície livre, logo não é capaz de transmitir tensão. Além disso, o campo de tensões regional é alterado nas adjacências da fratura pré-existente, fazendo com que o traço da segunda junta se curve. Nesse caso a interseção pode ser chamada de J- ou T-*intersection* (Marshak & Mitra 1988).

O revestimento mineral nas superfícies das juntas também pode ser usado na determinação da idade relativa entre *set* de juntas. Quando um *set* de juntas apresenta revestimento mineral nas superfícies das juntas e outro *set* não apresenta, é possível concluir que o *set* não mineralizado se desenvolveu pós-mineralização ou ele foi fechado pré-mineralização (Marshak & Mitra 1988).

Quando os indicadores cinemáticos são escassos, uma análise sistemática de fraturas se torna necessária (Hodgson 1961 *in* Hancock 1985). Hancock (1985) descreve o paralelismo de juntas com indicadores cinemáticos próximos. Segundo o autor, fraturas paralelas a veios de extensão são mais facilmente interpretadas como fraturas de extensão ou juntas. Da mesma maneira que o paralelismo pode facilitar a interpretação cinemática em juntas, a continuidade das juntas concordantes a indicadores cinemáticos também pode auxiliar na análise cinemática.

2.1.2 Estrias e estepes

Em um plano de falha, ou fratura cisalhante, o deslocamento entre blocos pode formar estrias, crescimento de minerais orientados e estepes (ou degraus). Os estepes ocorrem normalmente perpendiculares às estrias nucleadas ao longo da própria falha e apresentam degraus congruentes ou incongruentes. Os estepes com degraus congruentes são formados quando há o crescimento de fibras acrescionárias. Já os estepes com degraus incongruentes geralmente se desenvolvem quando acompanham estrias de desgaste por atrito (Gay 1970 *in* Hancock 1985) ou estilólito oblíquo (Hancock 1985).

2.1.3 Veios

Veios podem ser um importante indicativo do esforço principal atuante na rocha. Quando o veio contém minerais fibrosos, as fibras crescem paralelamente à direção de abertura do veio (Hancock 1985). Se o crescimento da fibra é perpendicular à parede do veio, o esforço é dominado por

cisalhamento puro. Veios preenchidos por fibras oblíquas à sua parede apresentam uma componente cisalhante em sua abertura, como pode ser observado na Figura 2.6. Veios com fibras sigmoidais refletem abertura dominada por sucessivas fases não-coaxiais (Marshak & Mitra 1988). Uma mudança na direção de dilatação induz à curvatura das fibras (Hancock 1985).

Veios podem ainda se estruturar em geometrias *en echelon*, indicando a cinemática de zonas de cisalhamento a partir da posição dos veios em relação a sua superfície envoltória. Veios *en echelon* correspondem feições muito comuns em rochas sedimentares (sobretudo, calcários e arenitos) e sua cinemática é ilustrada na Figura 2.7 (Hancock 1985).

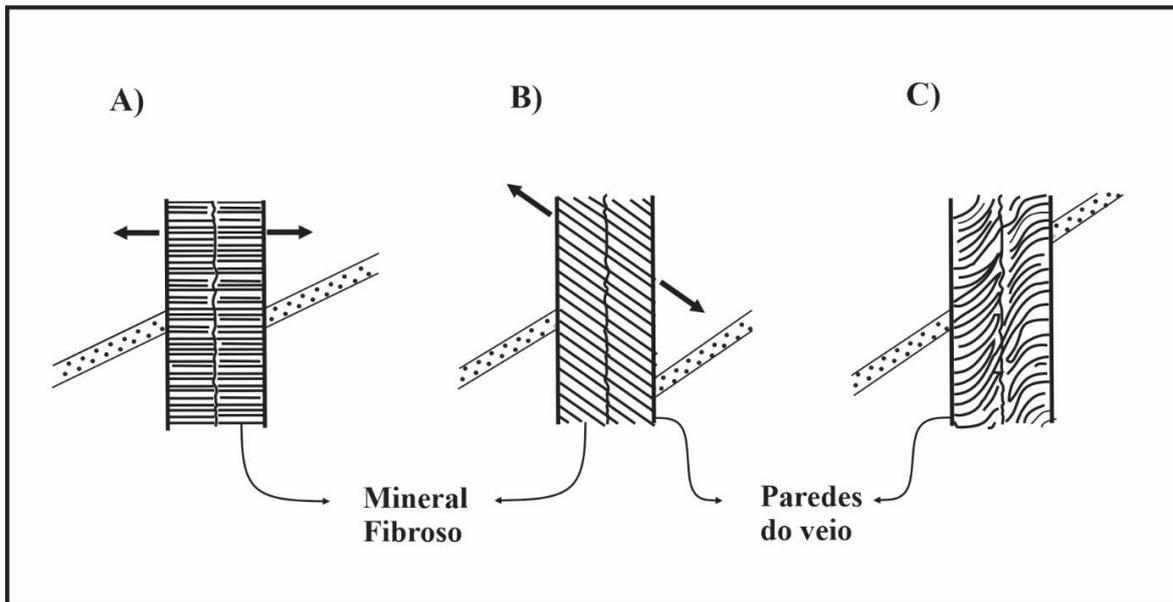


Figura 2.6 - Representação dos veios fibrosos, as setas indicam a direção de extensão. A) Fibra perpendicular à parede do veio, cisalhamento puro. B) Fibra oblíqua à parede do veio indicando cisalhamento simples. C) Fibra sigmoidal, resultado de extensão causada por sucessivos pulsos não coaxiais. Modificado de Hancock (1985).

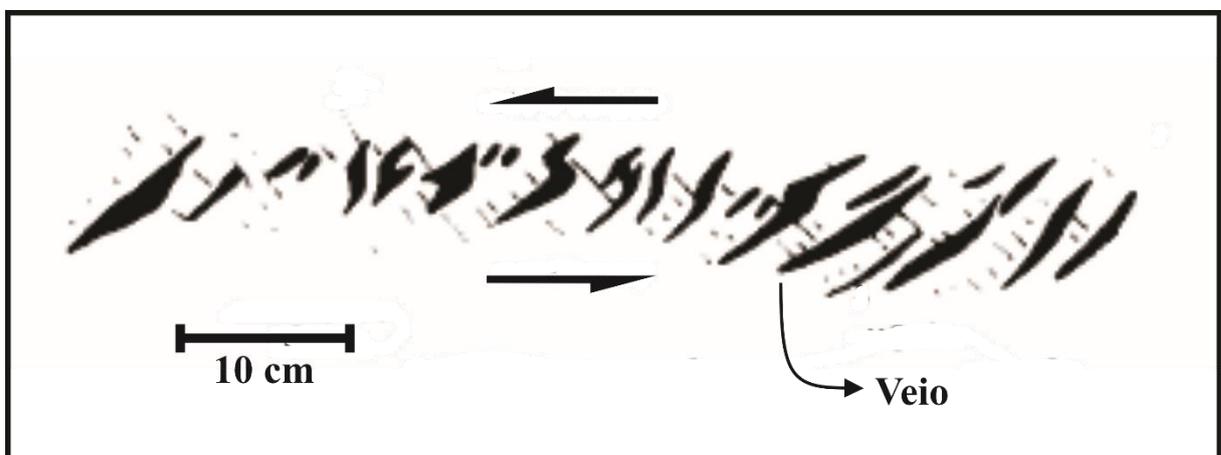


Figura 2.7 - Representação de veios *en echelon* e como o arranjo entre eles pode determinar a cinemática em uma zona de cisalhamento. Modificado de Hancock (1985).

2.2 QUANTIFICAÇÃO DA DEFORMAÇÃO

2.2.1 Definição de Deformação

A Terra é um planeta que apresenta um comportamento dinâmico controlado pela tectônica, que confere movimentos e processos de formação de crosta. Muitas vezes, esses movimentos induzem esforços tectônicos, que podem ser acomodados nas rochas por deformação, seja através de fraturas e falhas ou até mesmo mudanças na forma ou tamanho (Twiss & Moores 2007). A deformação armazena efeitos dos esforços e ela se manifesta em variadas feições que podem ser observadas e analisadas nas rochas. Dessa maneira, a análise da deformação se torna interessante, uma vez que ela pode fornecer indícios para reconstrução de um campo de esforços reliquiar (Fossen 2012).

A deformação é a diferença entre o estado deformado e o não deformado, ou seja, é a mudança da posição ou forma de um objeto após ser submetido a um esforço externo. Ela reflete a transformação de uma geometria inicial em uma geometria final e pode ser subdividida em dois tipos: i) a deformação de corpo rígido. É aquela causada por mecanismos de rotação ou translação, cujo resultado é uma mudança na posição objeto ou pacote de rochas. Nesse caso, o arranjo espacial entre as partículas do objeto submetido ao esforço se mantém constante durante o processo de deformação. ii) deformação interna ou de corpo não rígido (*strain*). É definida por qualquer variação na forma, com alteração no volume ou não. Após uma deformação interna, o arranjo espacial entre as partículas do objeto deformado não é mesmo do estado inicial, ou seja, a posição entre partículas muda durante o processo de deformação (Fossen 2012, Ramsay & Huber 1983). Os dois tipos de deformação estão representados na Figura 2.8 com o respectivo campo de deslocamento.

A deformação interna pode se acumular e representar um produto de vários esforços exercidos ao longo da história da rocha, caracterizando a deformação finita (Fossen 2012). Segundo o autor, a deformação finita é quantificada espacialmente pelo elipsoide de deformação que equivale à deformação de uma esfera imaginária, deformada simultaneamente com o pacote de rocha avaliado. Para analisar a deformação envolvida nas rochas é fundamental ter conhecimento sobre a forma dos elementos da rocha deformada no estágio pré-deformação, como pontos de oxidação ou oólitos, uma vez que apresentam geometria esférica em seu estado natural (Ramsay & Huber 1983, Nicolas 1986, Fossen 2012).

A deformação pode ser precisamente representada através da álgebra linear elementar. Essa representação é conhecida como matriz de deformação ou tensor gradiente (matriz D) e ela trabalha com orientação dos eixos principais de deformação. O uso da matriz de deformação possibilita analisar vários aspectos da deformação, como linhas e planos de deformação ou apófises de fluxo e eixos de estiramento instantâneo, a depender das condições (Fossen 2012).

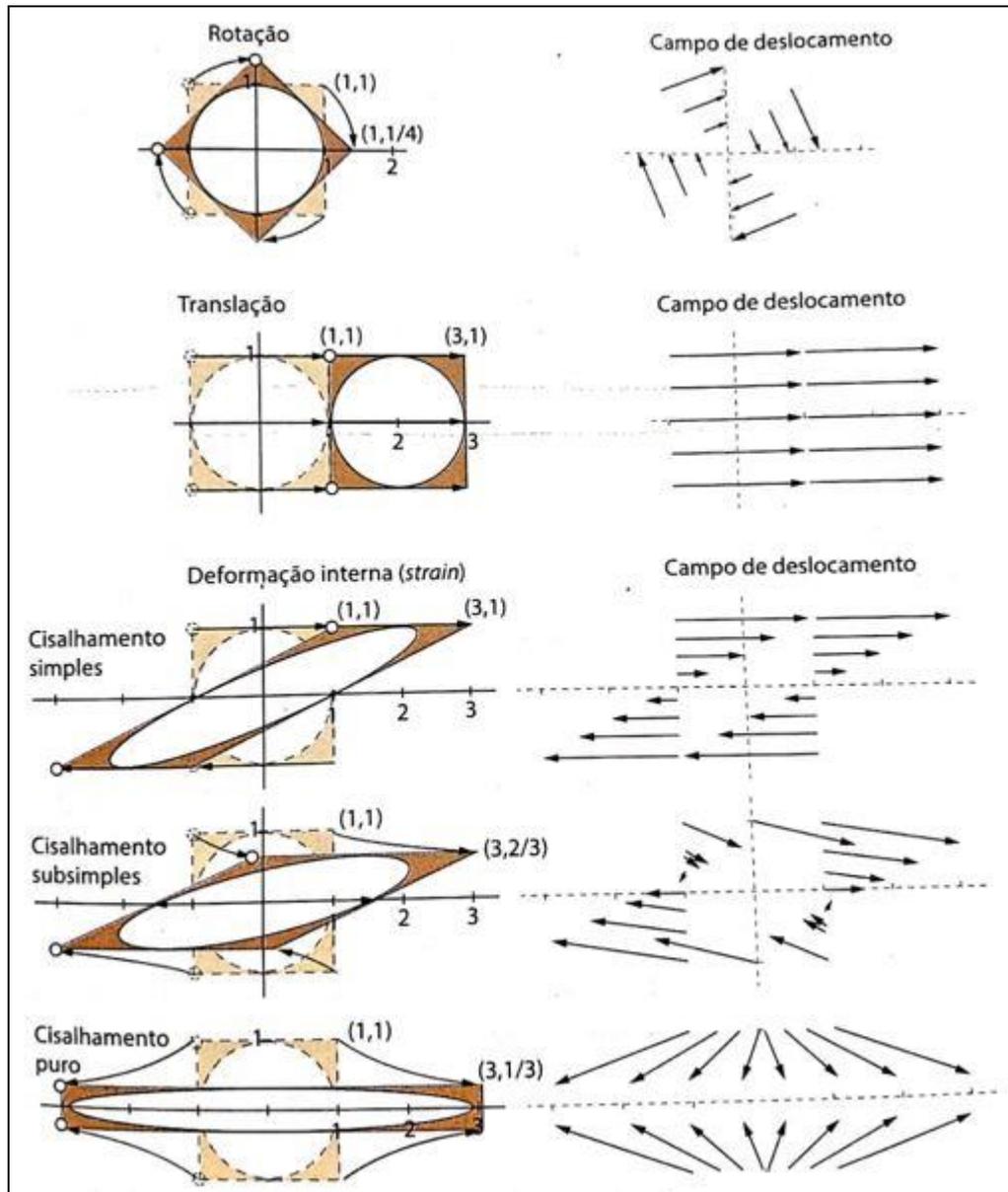


Figura 2.8 - Tipos de deformação representados em um sistema de coordenadas com os respectivos campos de deslocamento. Observar que na deformação de corpo rígido a posição relativa das partículas permanece constante, diferente da deformação interna. Extraído de Fossen (2012)

2.2.2 Elipsoide de deformação

À luz dos conceitos supracitados, torna-se importante abordar sobre a definição do elipsoide de deformação, uma vez que o presente trabalho irá investigar deformação interna por meio da quantificação da deformação finita. Segundo Fossen (2012), o elipsoide de deformação reflete a variação espacial finita de um objeto provocada pela deformação. Fossen (2012) define: “Esse elipsoide tem três planos de simetria ortogonais entre si que são os planos principais de deformação, e se interceptam ao longo de três eixos ortogonais conhecidos como eixos principais de deformação.

Esses eixos são usualmente designados X, Y e Z, onde X representa o eixo mais longo, Z o mais curto e Y o intermediário ($X > Y > Z$).” (Figura 2.9).

A forma e a orientação do elipsoide são descritas por vetores, os quais se referem aos eixos X, Y e Z supracitados (desde que o elipsoide esteja fixo no espaço). Uma vez conhecida a geometria do elipsoide de deformação (forma e orientação) é possível calcular o valor da matriz D (matriz de deformação ou tensor gradiente de posição) e assim analisar vários aspectos da deformação. Assim, para determinar forma e orientação do elipsoide de deformação tridimensionalmente, usa-se a combinação de dados ou elipses obtidas na análise de deformação bidimensional. Para a obtenção das elipses são realizadas análises em seções e entre os métodos mais recomendados estão o método Rf/φ, o centro a centro e o método de Fry (Fossen 2012, Ramsay & Huber 1983). Todos esses métodos dispõem de resultados geométricos ou visuais.

O diagrama de Flinn relaciona os valores axiais X/Y e Y/Z com o formato do elipsoide de deformação, prolata ou oblata. São representados extensão e achatamento nos eixos vertical e horizontal respectivamente. O valor k de Flinn reflete o formato real do elipsoide e é definido pela seguinte fórmula: $k = (R_{xy} - 1) / (R_{yz} - 1)$, onde $R_{xy} = X/Y$ e $R_{yz} = Y/Z$ (Fossen 2012). Outro diagrama usado com a mesma finalidade é o diagrama de Hsü (Figura 2.10). Os dois diagramas podem ser utilizados como base para comparação dos resultados obtidos a partir das metodologias visuais que serão detalhados a seguir.

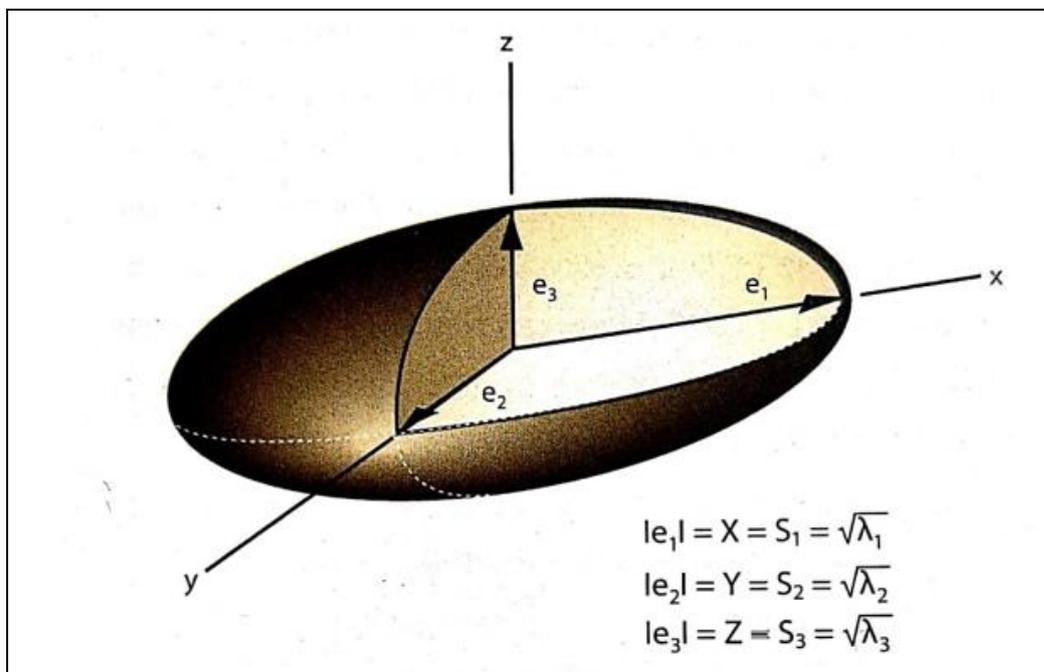


Figura 2.9 – Elipsoide de deformação com forma e orientação definidas pelos eixos principais de deformação (X, Y e Z) que equivalem aos vetores representados pela letra ‘e’. Retirado de Fossen (2012).

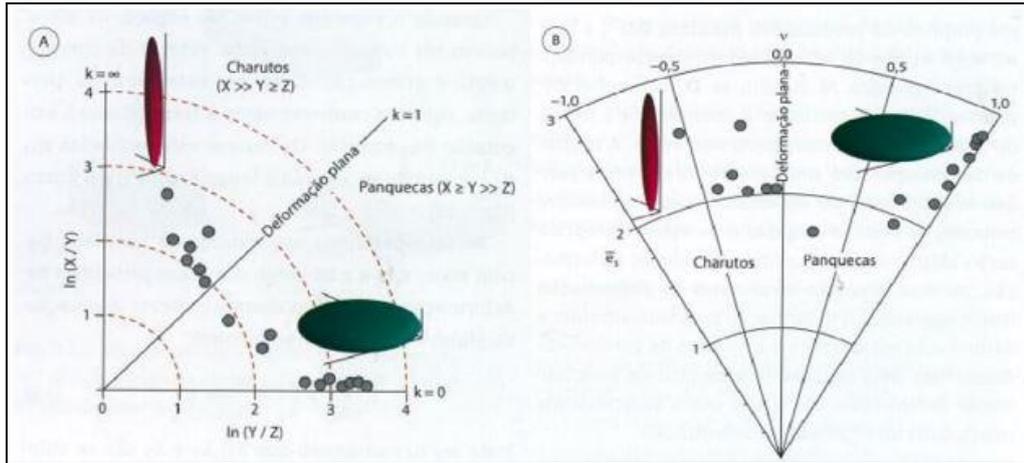


Figura 2.10 – Diagramas que representam dados de deformação. A) Diagrama de Flinn. B) Diagrama de Hsü. Retirado do Fossen (2012).

2.2.3 Método de Fry

Desenvolvido por Norman Fry em 1970, esse método tem como base o método centro a centro e é mais fácil para operar, uma vez que sua execução é rápida e sua apresentação visual é mais atraente que outros métodos. Ele pode ser feito manualmente a partir de uma fotografia da seção desejada e com o auxílio de um papel transparente, no qual se deve marcar um ponto de origem e um sentido de orientação espacial que deve sempre estar alinhado com o da fotografia. O papel é sobreposto à fotografia, ajustando-se o ponto de origem no centro de um dos elementos deformados. Feito isso, basta marcar um ponto no centro dos outros elementos deformados. O próximo passo consiste em mover o papel transparente e acertar o ponto de origem com o centro de um segundo elemento e nessa posição marcar o centro dos outros elementos. Executando o procedimento para todos os elementos deformados, o produto é uma imagem da elipse de deformação, com sua forma e orientação. Essa imagem será formada por uma área vazia limitada uma nuvem de pontos, como na Figura 2.11 (Fossen 2012, Ramsay & Huber 1983).

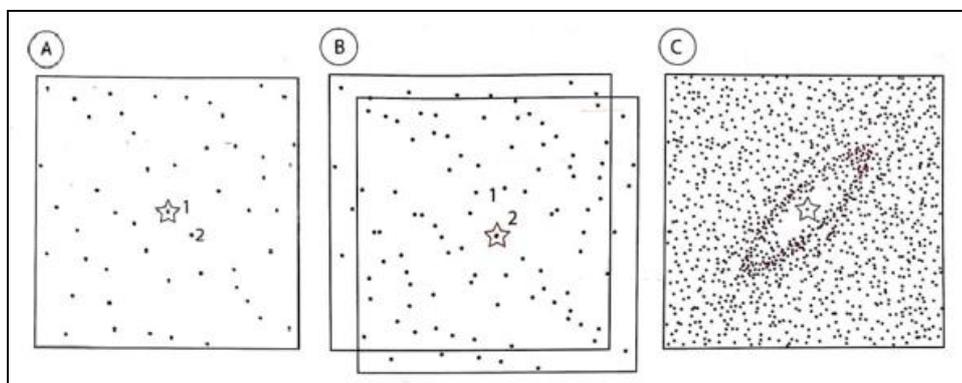


Figura 2.11 - Desenvolvimento do método de Fry até a formação da nuvem de pontos na imagem “C”. Extraído de Fossen (2012)

2.2.4 Método centro a centro

O princípio desse método é de que as distâncias entre os centros das esferas (objetos) vizinhas seriam aproximadamente iguais antes da deformação. Ele é sustentado pela hipótese de que os objetos circulares se apresentam uniformemente distribuídos nas diferentes seções. Esses objetos precisam ser partículas equigranulares com centros definidos, como oóides, seixos, lavas almofadadas ou centros de greta de contração (Fossen, 2012, Ramsay & Huber 1983).

O método consiste em medir a distância (d') e direção (do centro de uma elipse em relação aos centros das elipses adjacentes). Em um gráfico deve ser plotada a distância de cada linha de amarração sua respectiva direção. Após repetir o procedimento para todas as elipses, o gráfico apresentará uma curva com valores de distância máximo e mínimo. Assim, a elipticidade da elipse de deformação pode ser obtida pela razão $R_s = (d'_{\max}/d'_{\min})$ (Fossen 2012, Ramsay & Huber 1983). O método está representado na Figura 2.12.

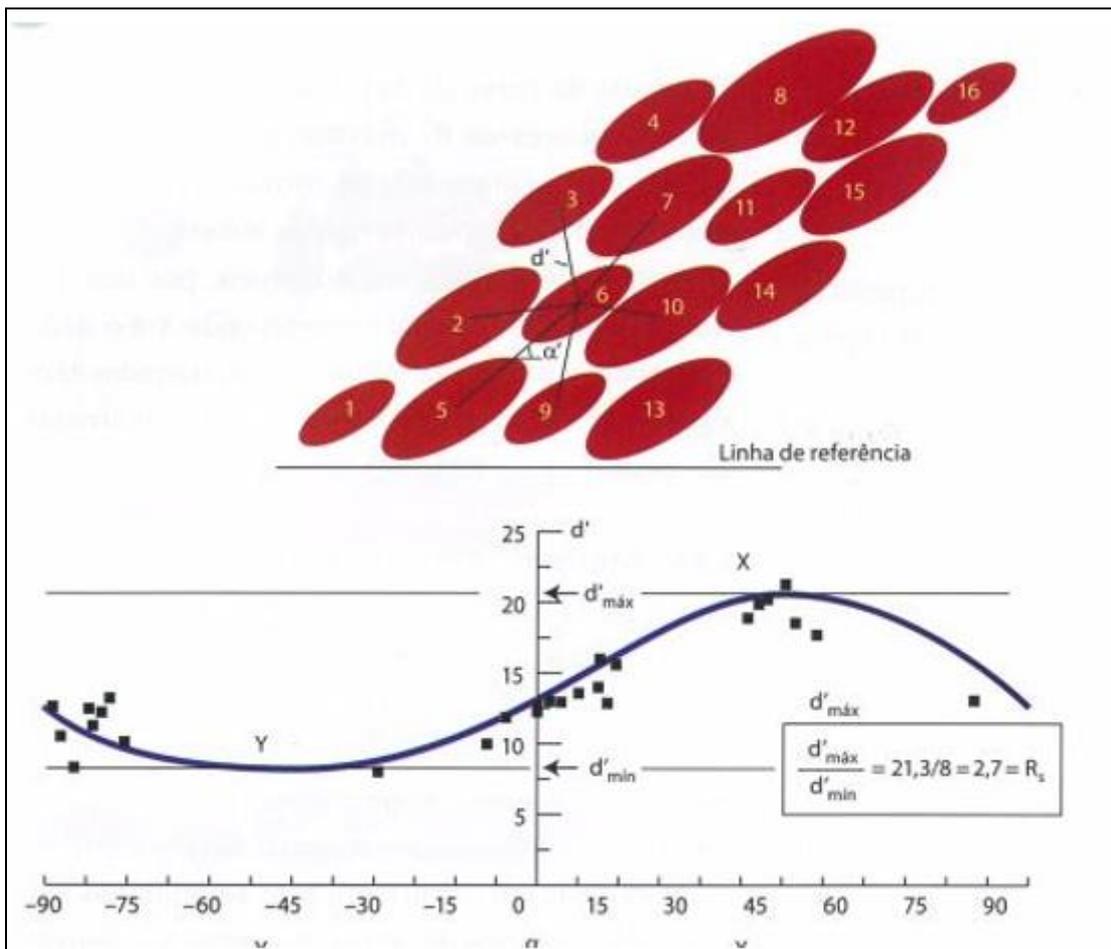


Figura 2.12 – Representação do método centro a centro. Extraído de Fossen (2012).

2.3 GEOLOGIA ESTRUTURAL EM MEIOS FRATURADOS E CÁRSTICOS

As discontinuidades nas rochas estão entre as mais importantes feições geológicas sob perspectiva hidrogeológica (Singhal & Gupta 2010, Feitosa *et al.* 2008). A ocorrência delas aumenta a capacidade de armazenamento e circulação de fluidos nas rochas. Por outro lado, algumas discontinuidades podem servir como barreiras para o fluxo de água, como por exemplo diques de rochas magmáticas e zonas de cisalhamento. Dentre as principais discontinuidades estão o plano de acamamento, a foliação ou clivagem, as fraturas e juntas, as falhas e zonas de cisalhamento (Singhal & Gupta 2010).

No meio fraturado, existem distintos fatores que controlam o fluxo aquoso, como por exemplo a rugosidade nas paredes das fraturas, que pode dificultar o fluxo da água, devido à perda de velocidade por atrito. Comprimento e abertura de fraturas também são fatores que influenciam o fluxo de água. Quanto maior o comprimento e/ou a abertura da uma fratura, maior será a condutividade hidráulica através de seu plano. O espaçamento entre juntas ou fraturas contribui inversamente na condutividade. Quanto menor o espaçamento, maior a condutividade (Singhal & Gupta 2010).

No contexto hidrogeológico torna-se importante a distinção entre fratura de cisalhamento e fratura de extensão, uma vez que as fraturas de extensão são mais abertas e podem ser mais longas que as fraturas de cisalhamento, conseqüentemente propiciando maior condutividade hidráulica (Singhal & Gupta 2010). Além disso, a cominuição de grãos ao longo das fraturas de cisalhamento pode culminar no colapso da porosidade e na drástica diminuição da permeabilidade (Singhal & Gupta 2010).

A evolução de um sistema cárstico é controlada por aspectos que envolvem litologia, porosidade, condutividade hidráulica, tectônica e mudanças eustáticas. Rochas carbonáticas possuem alta susceptibilidade à dissolução por água rica em ácido carbônico (provinda das chuvas, por exemplo), que ao longo do tempo dá origem aos sistemas cársticos (Singhal & Gupta 2010). O desenvolvimento de condutos e cavidades subterrâneas podem ser condicionados por discontinuidades pré-existentes ao evento de carstificação, como por exemplo, a presença de juntas, falhas ou fraturas cisalhantes (Singhal & Gupta 2010).

Boersma *et al.* (2019), a partir de análises de campo, de imagens obtidas por drone e modelagem de fluxo, mostram que rochas carbonáticas da Formação Salitre (Bahia), apresentam um sistema de carstificação cuja geometria reflete à malha de fraturas pré-existentes. Além disso, os autores destacam que as fraturas abertas provavelmente são as feições que exerceram importante papel como condutos essenciais ao desenvolvimento do carste.

2.4 ASPECTOS FISIOGRAFICOS E GEOMORFOLOGIA DA ÁREA DE TRABALHO

A área de estudo abrange as cartas geológicas das folhas Montes Claros, Brasília de Minas e Capitão Enéas, na escala 1:100.000. O clima predominante é o tropical semiúmido, com temperatura média anual de 24°C e as temperaturas médias extremas de 18°C e 32°C (Borges 2007, Chaves & Andrade 2014). Na região, o bioma dominante é o Cerrado, que se encontra alterado devido a atividades agropecuárias. A vegetação se apresenta predominantemente com uma feição de “mata seca” em áreas onde afloram calcários (Borges 2007, Kuchenbecker & Costa 2014).

Quanto a geomorfologia, as feições de relevo na área de trabalho são sustentadas por rochas carbonáticas e siliciclásticas da porção superior do Grupo Bambuí e por arenitos do Grupo Areado, que sustentam chapadões. Ocorrem serras sustentadas por paredões calcários e que apresentam formas alongadas com orientação preferencial na direção NE (Chaves & Andrade 2014, Kuchenbecker & Costa 2014). Entre as serras, ocorre uma paisagem de planícies baixas relacionadas aos afluentes do Rio Verde Grande. Feições cársticas como dolinas, cavernas e condutos são comuns em toda a área e as drenagens são controladas por fraturas que apresentam direções preferenciais NE e NW (Kuchenbecker & Costa 2014).

2.5 CONTEXTUALIZAÇÃO GEOLÓGICA

2.5.1 A Margem Leste da Bacia do São Francisco

A bacia do São Francisco recobre quase toda a extensão da porção sul do Cráton do São Francisco e abrange uma área de aproximadamente 350.000 km². É limitada a leste pela Faixa Araçuaí, a oeste pela Faixa Brasília, ao norte pela Faixa Rio Preto e a nordeste pelo Corredor Paramirim (Figura 2.13). O seu limite sul é de natureza erosional (Alkmim and Martins-Neto 2001, Reis *et al.* 2017).

O preenchimento da Bacia do São Francisco corresponde a múltiplos ciclos bacinais mais jovens que 1.8 Ga (Reis & Suss 2016). Os primeiros grandes ciclos são representados por rochas do Supergrupo Espinhaço Superior, depositadas entre o Mesoproterozoico até o início do Neoproterozoico. A sequência seguinte corresponde ao Grupo Macaúbas e correlatos, do Neoproterozoico, seguido do Grupo Bambuí, depositado no Ediacariano-Cambriano (Reis *et al.* 2017, Paula-Santos 2015, Moreira *et al.* 2020). Rochas sedimentares fanerozoicas, representadas pelos grupos Santa Fé, Areado, Mata da Corda e Urucuaia, sobrepõem as unidades do Grupo Bambuí e rochas mais antigas (Campos & Dardenne 1997, Sgarbi 2001). Tais sucessões recobrem unidades arqueana e paleoproterozoicas do embasamento.

As unidades pré-cambrianas da margem leste da Bacia do São Francisco são afetadas pela orogenia brasileira. Ela se propaga da Faixa Araçuaí em direção ao interior do cráton e define o cinturão de antepaís da Faixa Araçuaí (Figura 2.14) (Alkmim & Martins-Neto 2001, Reis *et al.* 2017). Com vergência dirigida para oeste, o cinturão apresenta um arranjo de falhas de empurrão e dobras associadas, eventualmente definindo duplexes e leques imbricados. A ocorrência de uma clivagem plano axial é comum nesta porção da Bacia do São Francisco e sua expressividade e penetrabilidade aumentam gradualmente em direção a leste. O metamorfismo também aumenta progressivamente neste sentido, chegando a atingir fácies xisto verde nas porções mais orientais (Alkmim & Martins-Neto 2001 e autores por eles citados). Um conjunto de fraturas com direção NE e NW é bem característico dessa região. (Alkmim & Martins-Neto 2001 e autores por eles citados).

O aulacógeno Pirapora corresponde a um gráben não aflorante de direção NW-SE e que corta a porção central da bacia do São Francisco (Alkmim & Martins-Neto 2001). Provavelmente formado durante o Proterozoico, acomoda a deformação brasileira no interior da região cratônica (Hercos *et al.* 2008; Reis *et al.* 2017). Hercos *et al.* (2008), a partir de interpretações sísmicas, propõe o domínio de tectônica *thick-skinned* no setor central do Cinturão de antepaís Araçuaí causado por inversão de estruturas extensionais pré-existentes no embasamento. Em superfície, as feições do embasamento invertidas durante o desenvolvimento do cinturão de antepaís da Faixa Araçuaí se expressam na forma de grandes feições geomórficas com direção geral N-S (e.g., Serra do Cabral e Serra da Água Fria; Hercos *et al.* 2008; Reis *et al.* 2017). A norte e a sul, o cinturão de antepaís da Faixa Araçuaí é de natureza epidérmica e se articula em descolamentos próximos a base do Grupo Bambuí. Sendo assim, a margem leste da Bacia do São Francisco pode ser compartimentada em setor central, com deformação do tipo *thick-skinned* e setores norte e sul, com deformação epidérmica (Reis *et al.* 2017).

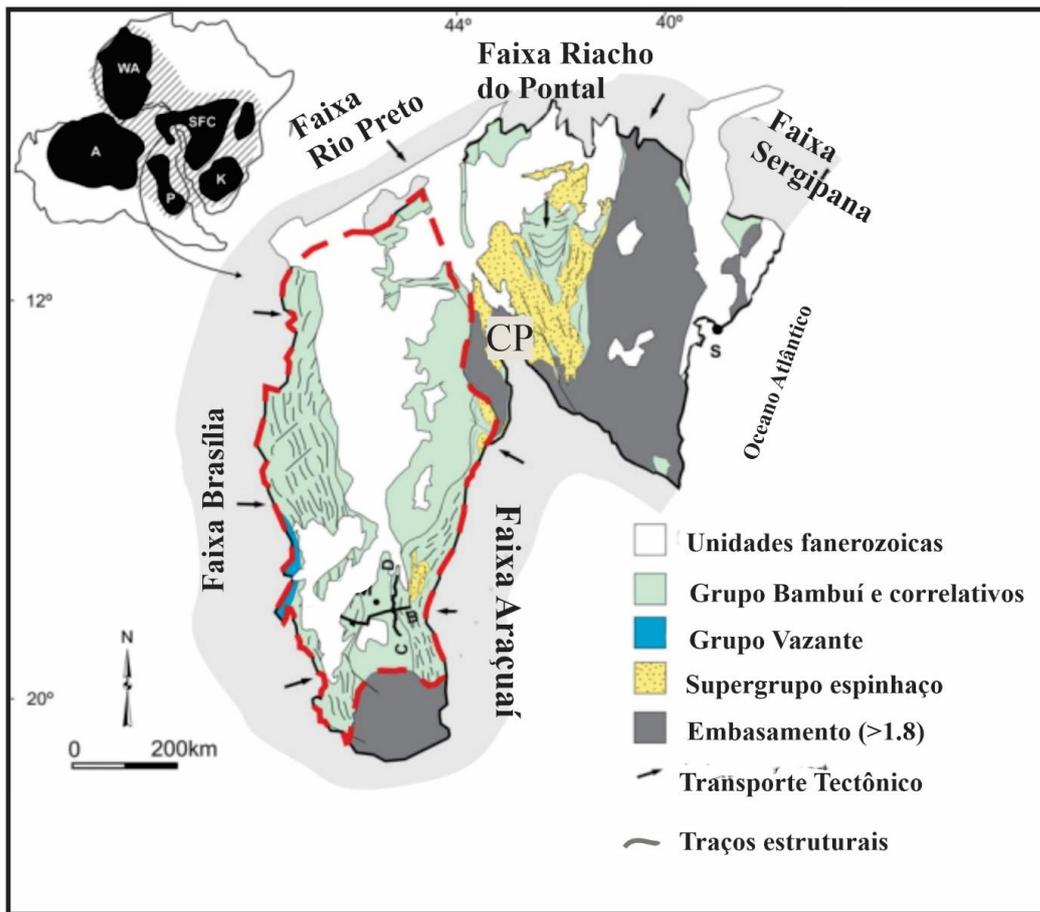


Figura 2.13 - Disposição da Bacia do São Francisco em relação ao cráton homônimo e às faixas adjacentes. CP: Corredor do Paramirim. Extraído de Reis *et al.* (2017).

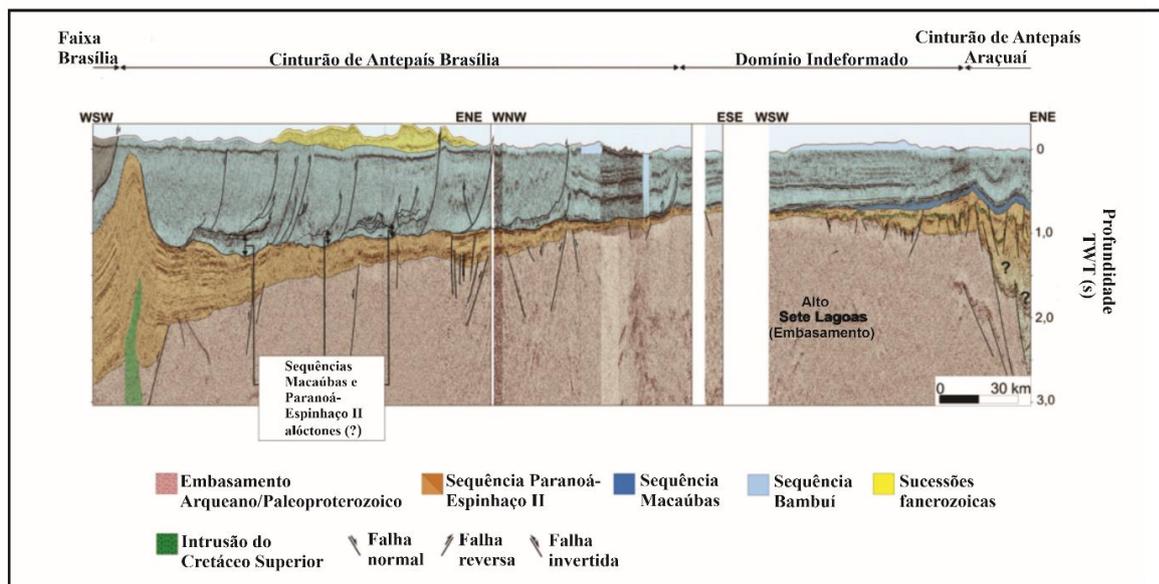


Figura 2.14 - Seção sísmica evidenciando estruturas em profundidades e mostrando o cinturão de antepaís da Faixa Araçuaí. A sequência Paranoá-Espinhaço II corresponde ao Supergrupo Espinhaço superior, a sequência Macaúbas corresponde à Formação Jequitáí (correlata ao Grupo Macaúbas) e a sequência Bambuí ao Grupo Bambuí. Modificado de Reis & Suss (2016).

2.5.2 Litoestratigrafia

O Grupo Bambuí, foco do estudo, é a principal unidade de cobertura do Cráton do São Francisco. Na área de estudo, ele recobre rochas do Supergrupo Espinhaço e/ou da Formação Jequitaiá, que são correlatas às rochas do Grupo Macaúbas aflorante na Faixa Araçuai a leste (Kuchenbecker *et al.* 2016). O embasamento cristalino da Bacia do São Francisco na região estudada é representado pelo Complexo Januária, constituído principalmente por gnaisses bandados e monzogranitos (Uhlein *et al.* 2015).

No domínio leste da Bacia do São Francisco, as rochas do Supergrupo Espinhaço afloram principalmente nas serras do Cabral e da Água Fria (Alkmim and Martins-Neto 2001). Na serra do Cabral, da base para o topo, afloram quartzo-arenitos da Formação Galho Miguel, siltitos, arenitos feldspáticos e sericíticos da Formação Santa Rita e arenitos puros a micáceos da Formação Córrego dos Borges. Subordinados junto a essas formações, também ocorrem pelitos e conglomerados (Hercos *et al.* 2008).

A Formação Jequitaiá, correlata do Grupo Macaúbas no interior do cráton do São Francisco, ocorre com expressividade nas serras do Cabral e da Água Fria (Lopes 2012, Hercos *et al.* 2008). Ela compreende principalmente diamictitos com grânulos e seixos de proveniência variada. Subordinadamente, ocorrem arenitos grossos a conglomeráticos alternados ao diamictito (Hercos *et al.* 2008).

O Grupo Bambuí é a uma sequência mista, carbonática e siliciclástica, depositada em um sistema de antepaís durante as edificações das faixas Brasília e Araçuai (Alkmim and Martins-Neto 2001, Reis & Suss 2016). No setor leste da Bacia do São Francisco as principais unidades estratigráficas que afloram, da base para o topo, são as formações Carrancas, Sete Lagoas, Serra de Santa Helena, Lagoa do Jacaré, Serra da Saudade e Três Marias (Martins-Neto & Alkmim 2001) (Figura 2.15). A Formação Carrancas compreende diamictitos e conglomerados e é sobreposta pela Formação Sete Lagoas, que apresenta dolomititos, folhelhos, margas e calcilutitos com ocorrência de estromatólitos. A Formação Serra de Santa Helena é formada por folhelhos, argilitos, margas e siltitos e é recoberta pela Formação Lagoa do Jacaré, composta por calcissiltitos, calcarenitos, comumente oolíticos e oncolíticos. A Formação Serra da Saudade é composta principalmente por folhelhos e siltitos e a Formação Três Marias compreende siltitos, arcóseos, arenitos e conglomerados (Martins-Neto & Alkmim 2001).

No setor leste da bacia, as rochas ediacaranas-cambrianas do Bambuí são discordantemente recobertas por depósitos continentais cretácicos do Grupo Areado, que é representado por depósitos de sedimentos de leques aluviais, lacustres, fluviais, fluvio-deltaicos e eólicos. Dentre as unidades que compõem o Grupo Areado estão a Formação Abaeté (conglomerados, arenitos e ruditos) a Formação

Quiricó (arenitos, siltitos e argilitos) e a Formação Três Barras (arenitos com cimentação por carbonato de cálcio) (Sgarbi 2001).

Na área de estudo, as formações Serra de Santa Helena, Lagoa do Jacaré e Serra da Saudade representam as principais unidades aflorantes e encontram-se metamorfisadas regionalmente em baixo (muito baixo) grau (Chaves & Andrade 2014).

A Formação Serra de Santa Helena é uma sucessão de metassiltitos rosados com intercalações locais e sub-métricas de folhelhos ardosianos. É comum a presença de níveis argilosos finos, menores que 1 centímetro. O contato superior com as rochas da Formação Lagoa do Jacaré é concordante e transicional. Os metassiltitos da Formação Serra de Santa Helena tendem a apresentar feição rítmica em direção ao topo da formação (Chaves & Andrade 2014).

Chaves & Andrade (2014) subdividiram a Formação Lagoa do Jacaré em duas subunidades na Folha Montes Claros: i) uma unidade composta predominantemente por calcários e ii) uma unidade contendo metassiltitos rítmicos. A primeira, é composta por calcarenitos e calcilutitos. A segunda subunidade compreende um metassiltito que possuem alternância de níveis siltosos milimétricos a centimétricos com níveis siltíticos-argilosos (Chaves & Andrade 2014). Por outro lado, outros autores, como na Folha Brasília de Minas, descrevem a Formação Lagoa do Jacaré indivisa. Kuchenbecker & Costa (2014) descrevem a mesma unidade, porém cartografada na Folha Brasília de Minas como composta por calcários com eventuais intercalações pelíticas.

Os calcários da Formação Lagoa do Jacaré, de maneira geral, são calcarenitos de coloração cinza-escuro, acamadados. A ocorrência de porções oolíticas e intraclásticas é frequente, assim como camadas de calcilutito e calcissiltito (Kuchenbecker & Costa 2014). É comum presença de estruturas sedimentares, tais como, plano-paralela, cruzada tabular, hummocky, além de laminações, marcas onduladas e gretas de contração. É comum a presença de sulfetos (principalmente pirita) e matéria orgânica indicando ambiente deposicional (ou pós-deposicional) redutor e atividade orgânica. O contato entre as formações Lagoa do Jacaré e Serra da Saudade é do tipo gradacional (Kuchenbecker & Costa 2014; Martinez 2007).

A Formação Serra da Saudade tem como principal litologia metargilitos de coloração amarela a rosa clara, às vezes, com tonalidade roxa. Eles costumam apresentar níveis métricos de metassiltitos (Kuchenbecker & Costa 2014). De modo geral, se observa a laminação plano-paralela definida pela alternância de frações granulométricas silte e argila. É comum o espessamento dos estratos à medida que a contribuição arenosa aumenta (Chaves & Andrade 2014).

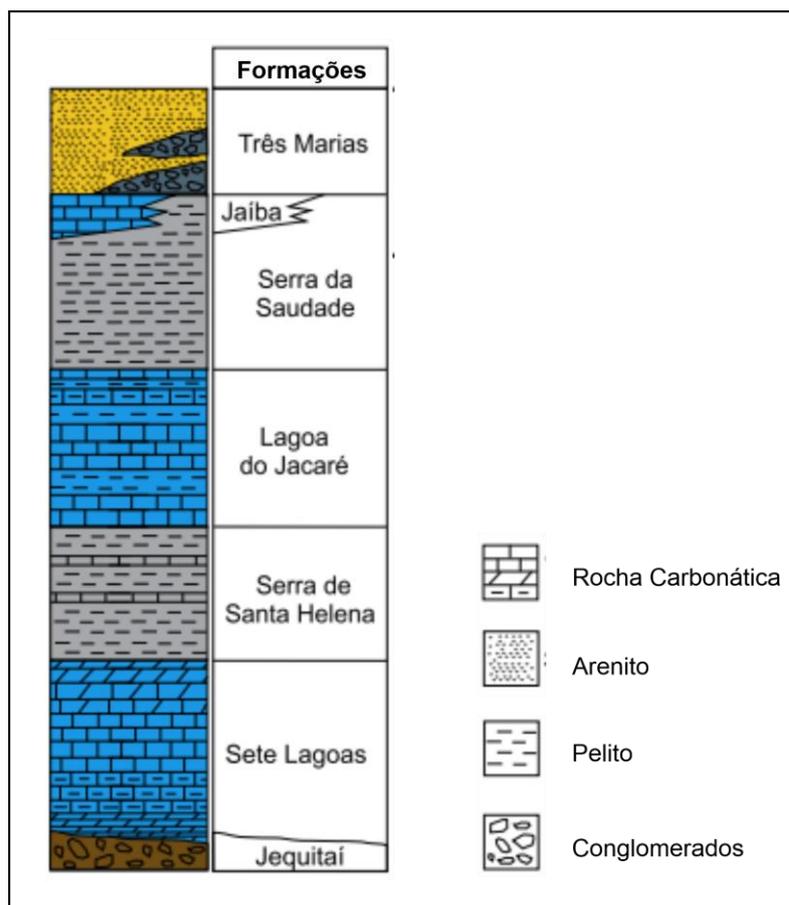


Figura 2.15 – Litoestratigrafia do Grupo Bambuí na margem leste da Bacia do São Francisco. Retirado de Rossi, *et al.* (2020).

2.5.3 Geologia Estrutural

Na área de estudo, as rochas do Grupo Bambuí exibem estruturas predominantemente formadas em regime compressivo sob condições rúpteis a rúpteis-dúcteis (Chaves & Andrade 2014). É comum a ocorrência de rochas com acamamento ondulado e sub-horizontal (mergulho menor que 10°). As dobras apresentam dimensões variáveis e compõem anticlinais e sinclinais quilométricos abertos e de eixo NNE-SSW. Apresentam uma foliação plano-axial e são localmente afetadas por falhas normais de porte médio, cuja direção é a mesma que do plano de foliação (NNE) (Chaves & Andrade 2014, Kuchenbecker & Costa 2014).

Em escala de afloramento, Kuchenbecker & Costa (2014) descreveram dobras com variadas geometrias na Folha Capitão Enéas (**Erro! Fonte de referência não encontrada.**). Os metapelitos apresentam dobras abertas e fechadas, simétricas e cilíndricas, com os eixos compatíveis com o padrão regional. É possível observar dobras isoclinais ou recumbentes, com superfície axial rompida ou ondulada. Nos calcários da Formação Lagoa do Jacaré é comum a presença de dobras fechadas, assimétricas e limitadas a apenas a uma camada. Nas adjacências superiores e inferiores dessas

camadas dobradas, são observadas camadas plano-paralelas. Possivelmente, as dobras fechadas se associam a um deslizamento interestratal, marcado por estrias desenvolvidas em cristais de calcita e sobre os planos de acamamento. (Kuchenbecker & Costa 2014, Chaves & Andrade 2014).

A presença de uma foliação plano axial relacionada com os dobramentos regionais é comum. Nas rochas do Grupo Bambuí, ela ocorre geralmente como uma clivagem espaçada, sendo mais expressiva nos metapelitos. Apresenta direção N30E e mergulhos próximos a 67° (Chaves & Andrade 2014). É comum a ocorrência de veios preenchidos por calcita fibrosa ou não (Kuchenbecker & Costa 2014). Chaves & Andrade (2014) registraram 3 famílias de fraturas, sendo a principal com direções entre N-S e NNE e outra transversal, com direções entre W-E e WNW.

3.1 ESTRATIGRAFIA

Ao longo da área de estudo, afloram predominantemente calcários e pelitos da Formação Lagoa do Jacaré, que se assentam sobre pelitos da Formação Serra de Santa Helena e são sobrepostos por rochas siliciclásticas da Formação Serra da Saudade (Figura 3.1, Figura 3.2 e Figura 3.3). Coberturas cretácicas do Grupo Areado e depósitos sedimentares cenozoicos se assentam discordantemente sobre as rochas do Grupo Bambuí (Chaves & Andrade 2014, Kuchenbecker & Costa 2014) (Figura 3.1 e Figura 3.2).

Embora as rochas do Grupo Bambuí encontrem-se deformadas, seus elementos primários apresentam elevado grau de preservação ao longo de toda área de trabalho. Portanto, as seções seguintes abordarão tais litologias conforme seus respectivos protólitos sedimentares. Como as demais unidades não foram descritas em campo e não são foco deste trabalho, as seções seguintes tratam apenas das formações Lagoa do Jacaré e Serra da Saudade. Os depósitos basais do Grupo Bambuí e coberturas cretácicas são detalhadamente descritos por Chaves & Andrade (2014) e Kuchenbecker & Costa (2014).

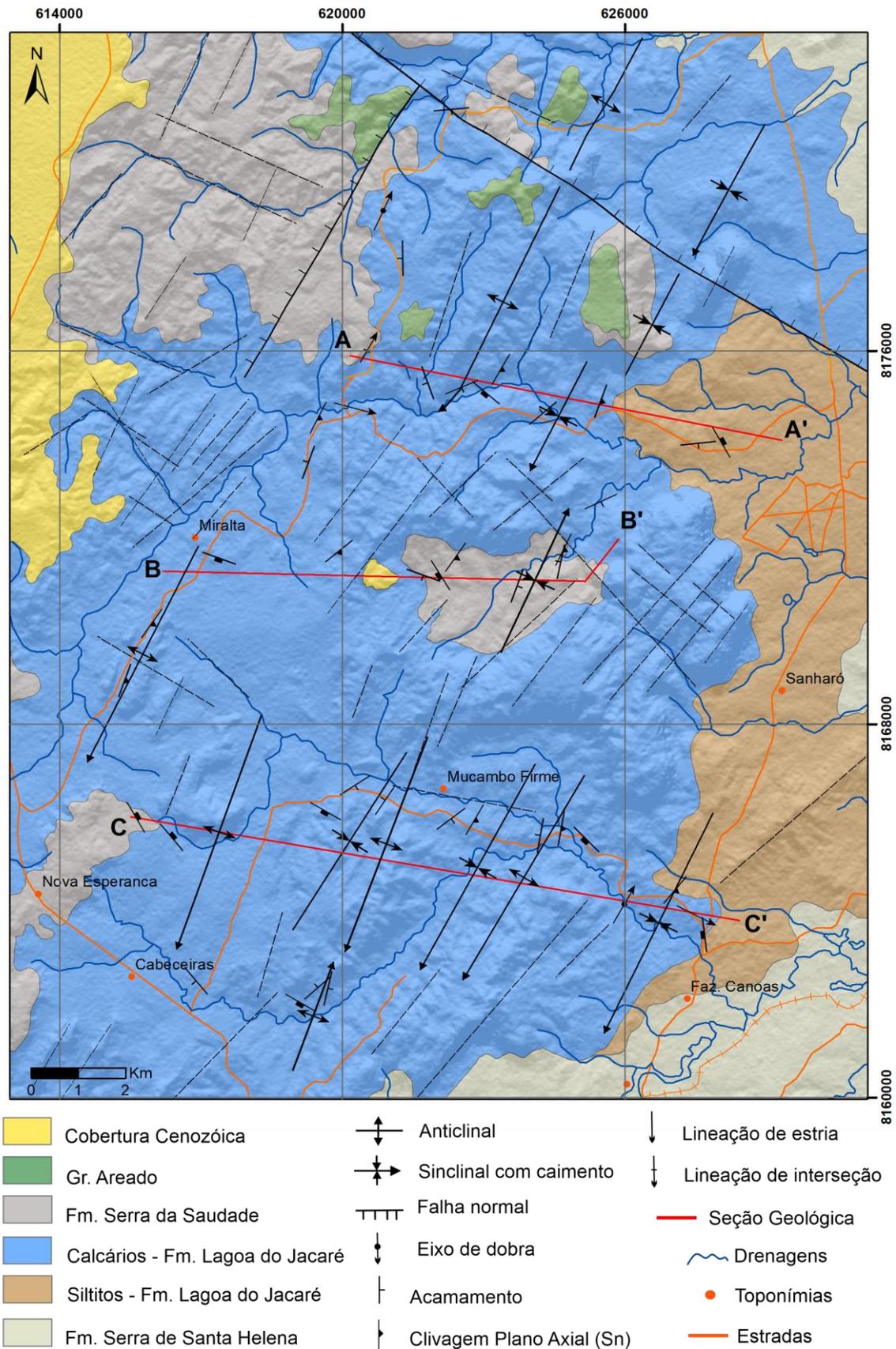


Figura 3.1 - Mapa geológico-estrutural da área de estudo. Modificado de Chaves & Andrade (2014) e Kuchenbecker & Costa (2014).

Seções Geológicas

1:50 000
Exagero Vertical: 5 vezes

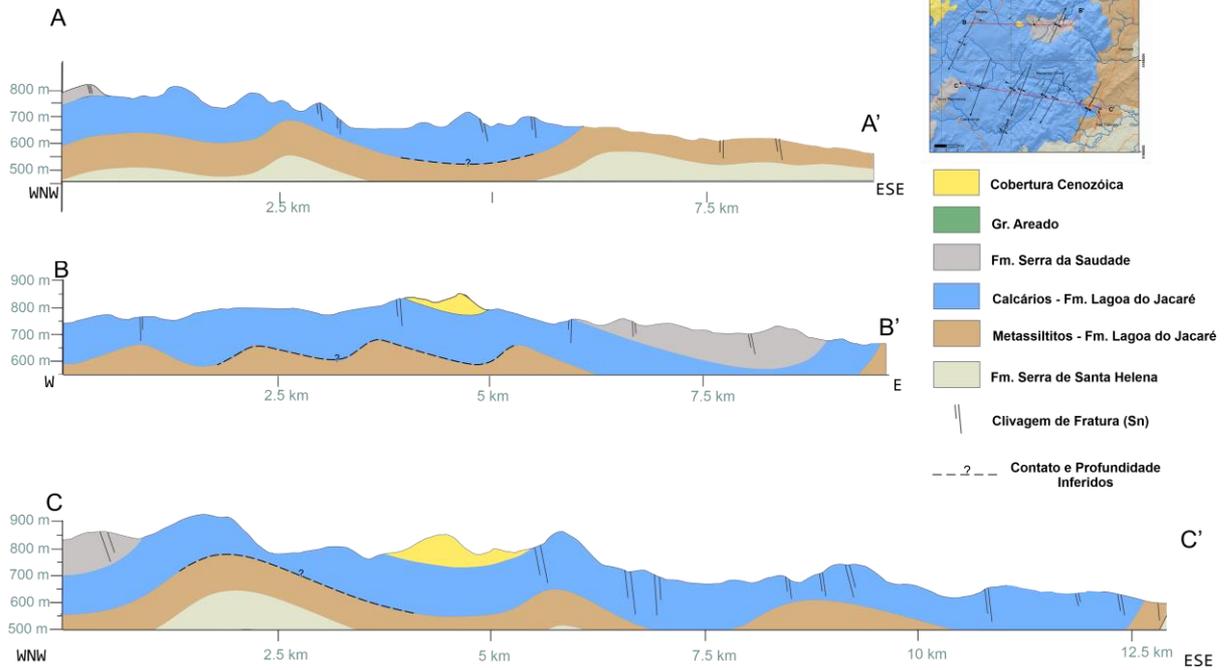


Figura 3.2 - Seções geológicas levantadas ao longo da área de trabalho. A posição dos perfis é indicada na Figura 3.1. Mapa geológico simplificado (canto direito superior) baseado em Chaves & Andrade (2014) e Kuchenbecker & Costa (2014), que também suportaram a construção das seções geológicas.

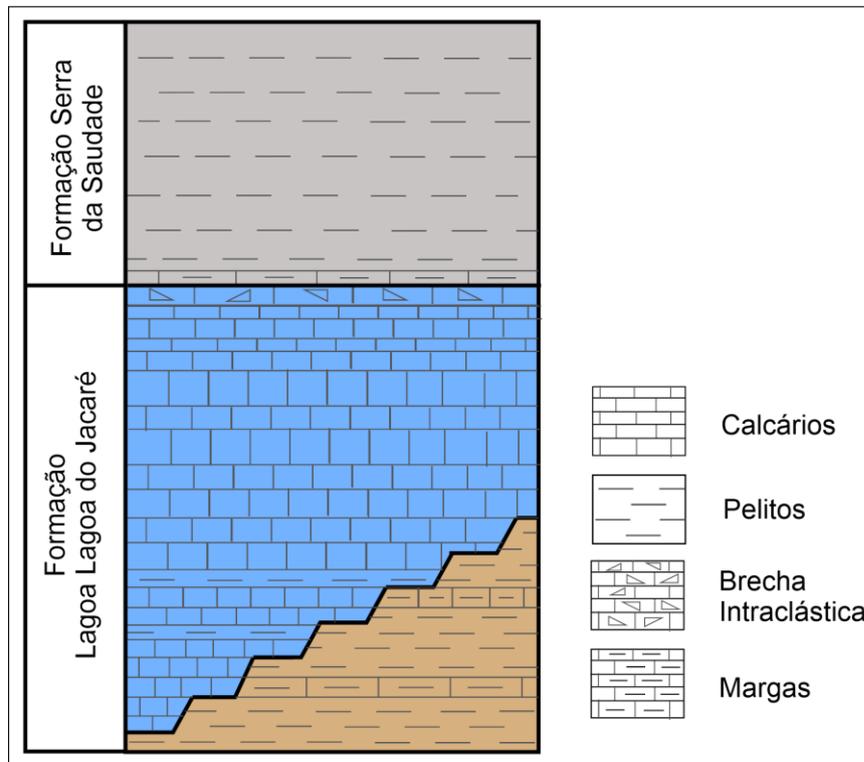


Figura 3.3 - Coluna estratigráfica da porção intermediária a superior do Grupo Bambuí na região de Montes Claros. Baseado na estratigrafia proposta por Chaves & Andrade (2014).

3.1.1 Formação Lagoa do Jacaré

A descrição da Formação Lagoa do Jacaré é baseada em Chaves & Andrade (2014), que dividem a formação em duas subunidades: i) siltitos rítmicos e ii) calcários. Essas duas subunidades ocorrem interdigitadas/intercaladas, sendo que calcários tendem a predominar no sentido do topo.

3.1.1.1 Siltitos rítmicos

Essa subunidade predomina na porção leste da área de trabalho (Figura 3.1) é caracterizada pela predominância de siltitos laminados com aspecto rítmico, alternando lâminas silto-argilosas com lâminas silto-arenosas. A laminação é plano paralela e, por vezes, ondulada. Essas rochas também apresentam estratificações cruzadas tangenciais. A ocorrência de margas cinzas a esverdeadas também é comum (Figura 3.4).

Estas rochas são compostas basicamente por quartzo na fração silte (localmente na fração areia muito fina), argilominerais, sericita subordinada (detrítica) e pirita euédrica como mineral acessório. Por vezes, essas rochas apresentam um componente carbonático, caracterizando as margas. Em seção delgada, é possível observar que esse componente carbonático ocorre na forma de micrita e cimento calcítico.

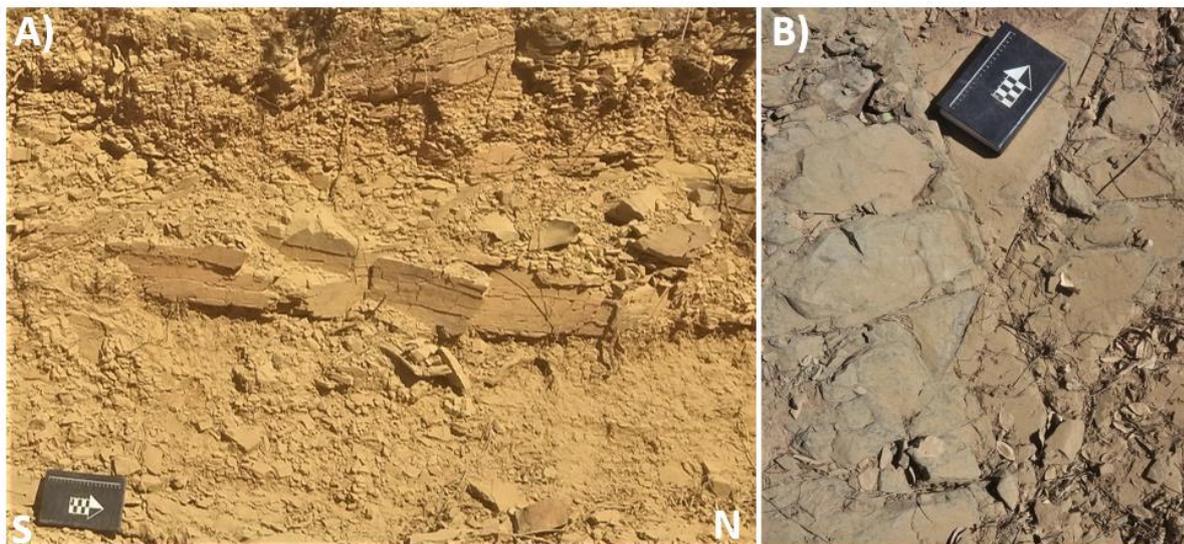


Figura 3.4 (A) Silito (ponto TA-39) e (B) marga da Formação Lagoa do Jacaré (ponto TA-38). As rochas encontram-se intemperizadas.

3.1.1.2 Calcário

Essa subunidade é representada pela predominância de calcários cinzas que sustentam serras, morrotes e paredões carstificados ao longo de grande parte da área de trabalho (Figura 3.1 e Figura 3.5a). Os calcários também ocorrem em lajedos e afloramentos de extensão deca a hectométrica em

cortes de estrada. Correspondem, essencialmente, a calcarenitos e calcirruditos oolíticos e intraclásticos, que alternam calcissiltitos e calcilitos (Figura 3.5b).

Essas rochas apresentam estratificações plano paralelas, cruzadas de baixo ângulo e tangenciais. Por vezes, os topos dos sets apresentam marcas onduladas. Comumente, essas rochas exibem estratos com espessura variável e definindo geometrias lenticulares, cuja estrutura interna é composta por laminações cruzadas de baixo ângulo ou tangenciais definindo estratificações cruzadas *hummocky*. Em seções delgadas, os calcarenitos/calcirruditos oolíticos podem ser classificados como *grainstones/packstones* (Dunham 1962), possuindo cerca de 70% de grãos aloquímicos, que também podem incluir intraclastos e peloides, 20% de matriz, 5% de cimento e porosidade de até 5% (Seção 3.4). Comumente, observa-se estilólitos paralelos ao acamamento.

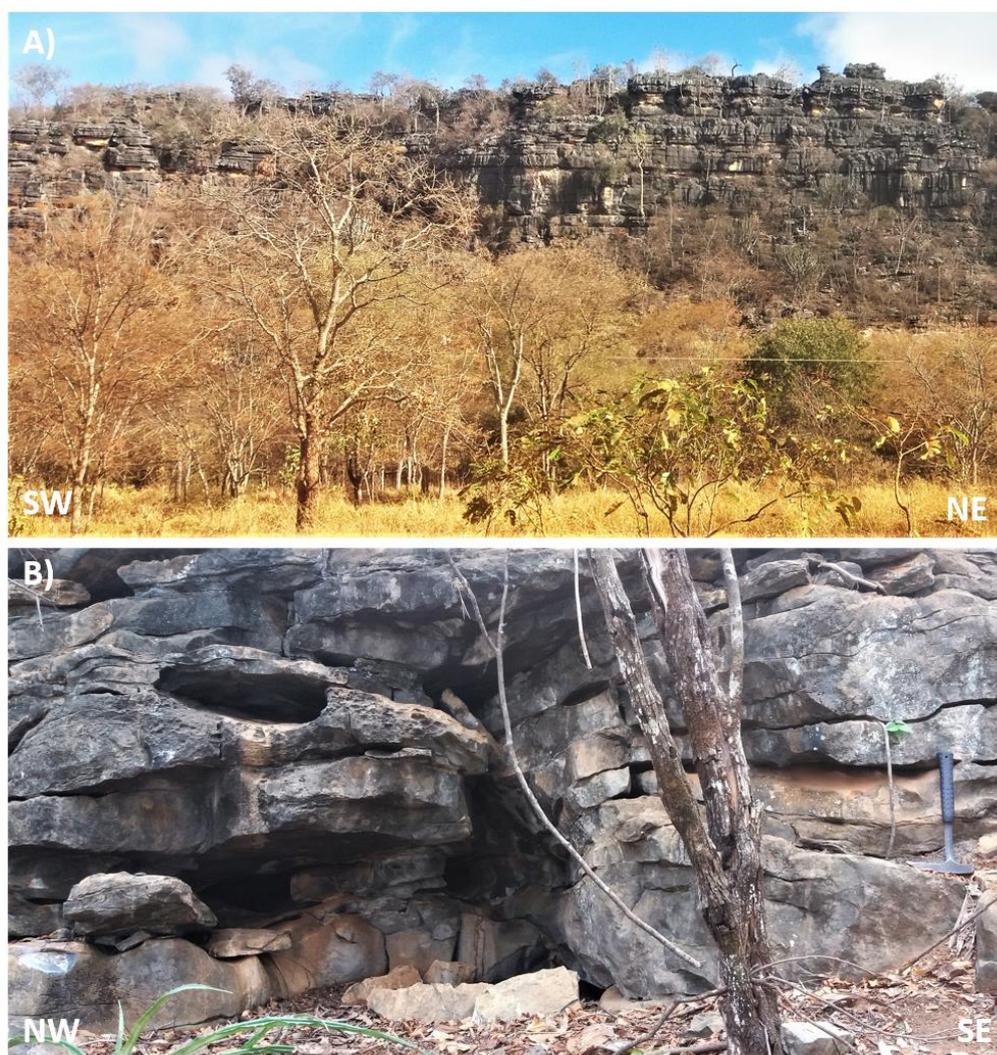


Figura 3.5 – (A) Calcários cinza escuros sustentando paredão (ponto TA-20) e (B) Calcarenitos exibindo carstificação incipiente (condutos centimétricos de direção NNE-SSW) (ponto TA-06) da Formação Lagoa do Jacaré.

O contato entre os calcários da Formação Lagoa do Jacaré e a Formação Serra da Saudade (superior) ocorre de forma transicional, caracterizado por pacotes de calcários intercalados a lâminas margosas. As camadas de calcários apresentam aproximadamente 10 cm de espessura e internamente essas camadas são milimetricamente laminadas, com alternância entre calcilutito e calcarenito fino. É possível observar essa feição na estação geológica 28 (Figura 3.6), onde camadas de calcário diminuem sua espessura gradativamente da base para o topo, enquanto as camadas de marga tendem a apresentar maior proporção de argila e silte. Esse pacote de calcário impuro é sobreposto por pacotes de pelitos. Na transição entre calcário e argilito também é possível observar sucessões de pacotes de calcilutitos intercalados com brechas intraclásticas sobrepostas pelos pelitos (Figura 3.6b e Figura 3.6c).



Figura 3.6 - Contato aproximado entre a Formação Lagoa do Jacaré e a Formação Serra da Saudade. A) Pacote de calcário margoso, apresentando camadas de calcilutito e calcissiltito na base, que tendem a afinar para o topo (Ponto TA-28). B) e C) Brecha intraclástica da Formação Lagoa do Jacaré.

3.1.2 Formação Serra da Saudade

Essa formação na área de estudo é composta majoritariamente por siltitos e pelitos que se apresentam com coloração amarelada a roxo-acizentada, tendo como mineralogia argilominerais, quartzo (fração silte) e filossilicatos, como sericita e clorita. Localmente, podem ocorrer margas na

base dessa formação, que exibem alternância entre lâminas compostas por grãos siliciclásticos imersos em cimento carbonático e lâminas compostas por grãos calcíticos em em sua maioria (Figura 3.7).

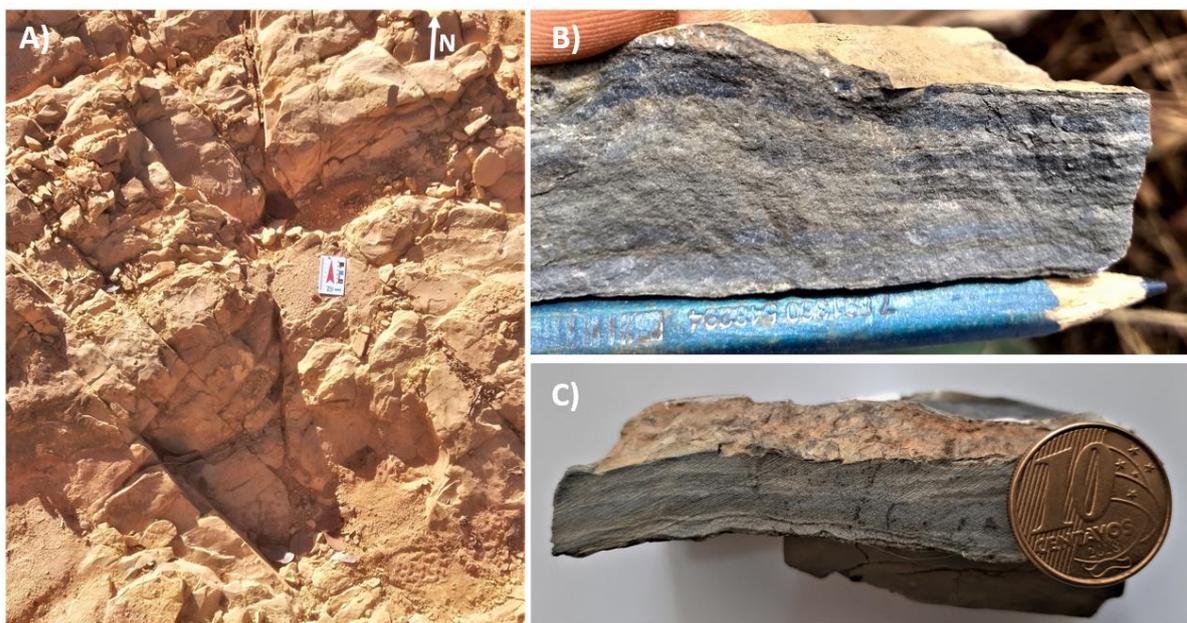


Figura 3.7 - A) Pelito fraturado (ponto TA-15). B) e (C) margas com laminação ondulada da Formação Serra da Saudade. A laminações nas margas são definidas pela alternância entre camadas ricas em quartzo e camadas ricas em calcita (ponto TA-54).

3.2 GEOLOGIA ESTRUTURAL

Ao longo da área estudada, as rochas das formações Lagoa do Jacaré e Serra da Saudade encontram-se deformadas e comumente envolvidas em dobras métricas a quilométricas contendo uma clivagem plano axial ornamentado ou não com lineações de estiramento mineral. As rochas que compõem os flancos dessas dobras apresentam estrias e estepes hospedados nos planos de acamamento. Em geral, as estruturas primárias e formas de leito como marcas onduladas associadas a estratificações cruzadas tangenciais e oólitos com núcleo colapsado (*half-moon*) em calcarenitos/calcirruditos indicam a predominância de estratos normais ao longo da área (Figura 3.8). A deformação é mais elevada a leste e tende a diminuir sua expressão no sentido oeste (Figura 3.1). Fraturas foram observadas ao longo de toda a área de trabalho. Grande parte destas feições se expressam em superfície na forma de alinhamento e lineamento.

As seções a seguir apresentam a descrição detalhada de todos os elementos tectônicos identificados, bem como lineamentos e alinhamentos interpretados sobre modelo digital de terreno (MDT).



Figura 3.8 - Pacote de calcarenito exibindo formas de leito ondulada, lenticular e em *pinch and swell* delimitando o acamamento. Estrato grosso do topo exhibe estratificação cruzada tabular (ponto TA-09). B) Calcirrudito composto por óólito do tipo *half-moon* (hm) indicando o topo normal da camada (ponto TA-19).

3.2.1 Lineamentos e alinhamentos estruturais

Lineamentos e alinhamentos foram extraídos ao longo da área de trabalho manualmente, a partir da análise de relevo sombreado sobre o Modelo Digital de Terreno (MDT), na escala de 1:100.000. Ao todo, foram marcados cerca de 479 km em lineamentos/alinhamentos estruturais. Tais elementos se distribuem conforme dois grupos principais ponderados pelo comprimento: i) um mais frequente e com direção NE-SW e ii) um NW-SE (Figura 3.9).

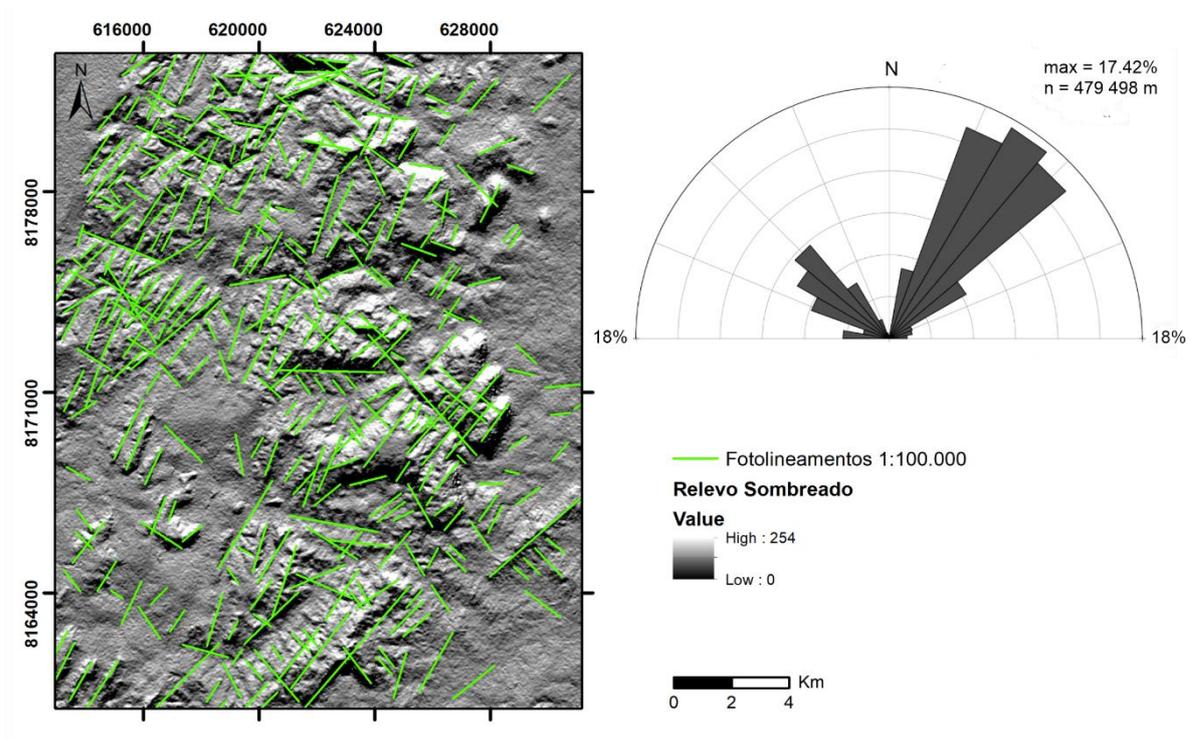


Figura 3.9 - Mapa de lineamentos e alinhamentos interpretados sobre o Modelo Digital do Terreno (esquerda) e roseta representando a distribuição destas estruturas ponderadas pelo comprimento (direita).

3.2.2 Dobras

3.2.2.1 Dobras decamétricas a quilométricas

Correspondem a extensos sinformes e antiformes com comprimentos de onda que variam de 500 a 3000 metros e se destacam na paisagem da área de estudo envolvendo camadas de rochas carbonáticas. Os dobramentos observados na paisagem apresentam camadas com espessura constante ao longo dos dobramentos, o que permite classifica-las como dobras paralelas (ou dobras 1B) (Ramsay & Huber 1987). Essas estruturas correspondem a dobras suaves a abertas e apresentam eixos horizontais ou com caimento suave para SSW predominantemente. A assimetria na maioria das vezes é discreta, porém, ocorrem dobras abertas com a assimetria evidente (Figura 3.10). As dobras dessa ordem exibem vergência dirigida para WNW.



Figura 3.10 – (A) Morrote sustentado por calcários da Formação Lagoa do Jacaré. (B) Expressão do acamamento (So) em linhas pretas contínuas e clivagem plano axial em linhas pretas tracejadas, explicitando um antiforme assimétrico com vergência para NW.

3.2.2.2 Dobras centimétricas a métricas

Dobras em escala mesoscópica ou de afloramento são comuns na área de trabalho e ocorrem afetando as rochas carbonáticas e pelíticas. Em rochas carbonáticas apresentam uma certa variedade em termo de forma e simetria. Em sua maioria, correspondem a sinformes e antiformes com eixos NNE-SSW e caimento suave a ausente para NNE ou SSW. As estruturas são suaves a abertas e assimétricas, com vergência predominante para WNW e, de forma subordinada, para ESE. Estas dobras, respectivamente, compõem os flancos longos e curtos de dobras maiores, incluindo as decamétricas a quilométricas. Localmente, ocorrem dobras em chevron (Figura 3.11).

Em uma mesma sucessão carbonática, as estruturas supracitadas apresentam aspectos geométricos variados a depender da espessura dos estratos em que elas ocorrem. Nas camadas em que os estratos são mais finos (4 a 8 cm de espessura) as dobras apresentam maior amplitude e menor comprimento de onda quando comparadas àquelas contidas em estratos mais espessos (20 a 30 cm de espessura). As dobras tendem a ser mais fechadas nos estratos mais finos e, em algumas situações, elas chegam a adquirir vergência contrária ao regional e plano axiais curvos (Figura 3.12).

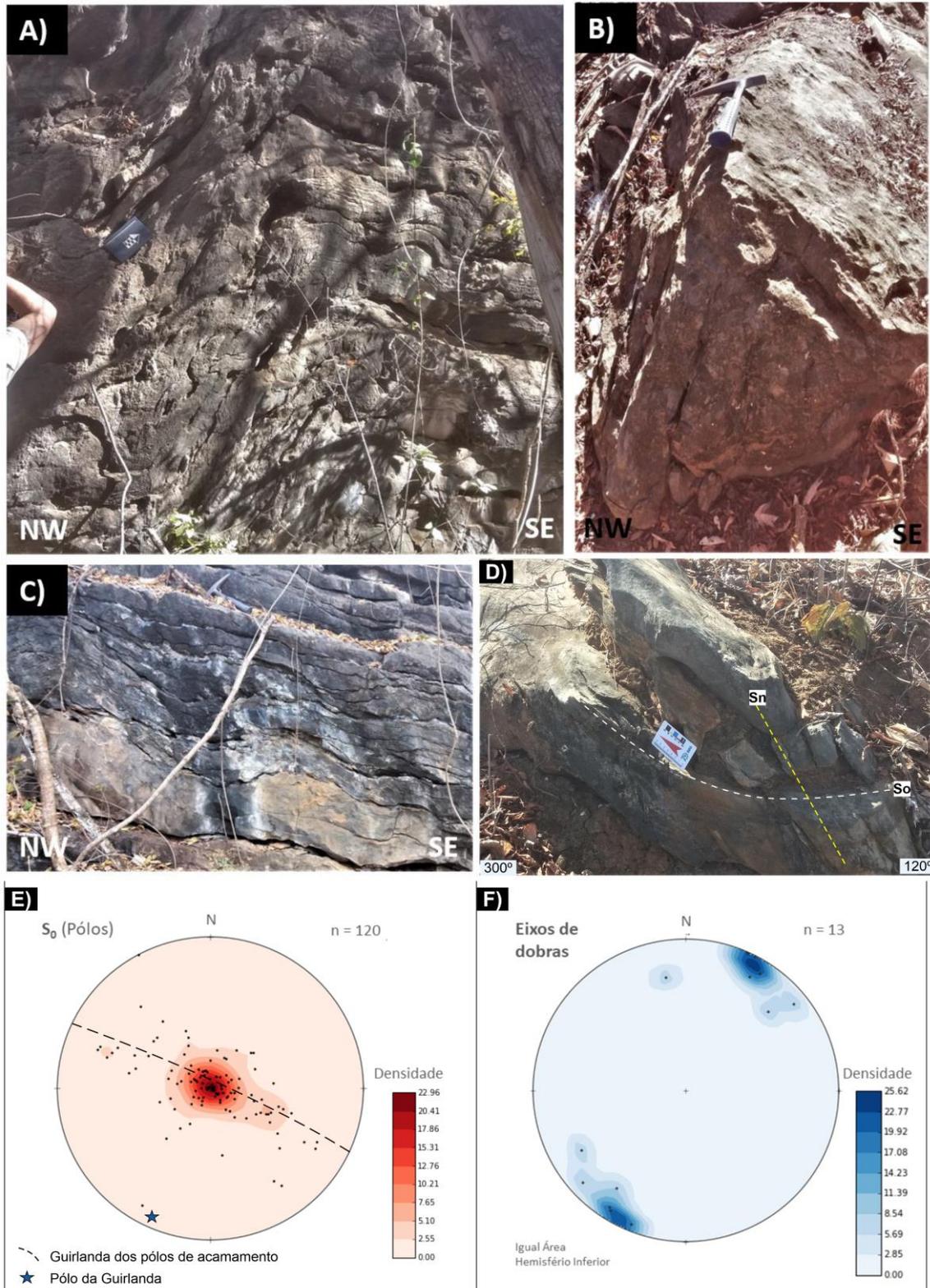


Figura 3.11 - A) Sucessão de calcarenitos apresentando dobras fechadas (TA-42). B) Calcarenitos finos apresentando dobramento em chevron (TA-09). C) Sucessão de calcisiltitos alternados com calcirruditos intraclásticos apresentando padrão de dobramento (TA-07). D) Sinforme de calcarenito com clivagem plano axial associada (TA-41). E) Estereograma representando o pólo das medidas de Acamamento (S_0). A guirlanda definida pelos polos de acamamento apresenta polo (π) com atitude 205/05, paralelo aos eixos de dobras medidos em campo. F) Estereograma representando os eixos de dobras medidos em campo.



Figura 3.12 - A) Estratos de calcissiltito apresentando intenso encurtamento, com dobras fechadas, algumas com vergência contrária (TA-07). B) Calcarenito fino apresentando dobramento com vergência contrária ao regional, flanco curto mergulhando para SE (TA-09). C) Sucessão de calcarenitos apresentando sinforme centimétrico no topo (TA-06).

De leste para oeste, as dobras centimétricas a métricas tendem a diminuir sua expressão e mostrar ângulos interflanquiais cada vez maiores. No extremo oeste, predominam estratos horizontalizados ou levemente ondulados. Essa variação foi notada principalmente ao longo da seção geológica A-A' (Figura 3.2), a qual apresenta dobras métricas fechadas a cerradas na sua porção mais oriental, enquanto na porção central a oeste, as dobras métricas são abertas e tendem apresentar um padrão em caixa (Figura 3.13).

Nas rochas siliciclásticas foram observadas dobras através da deflexão do acamamento entre dois afloramentos separados por 20 a 50 metros de distância.

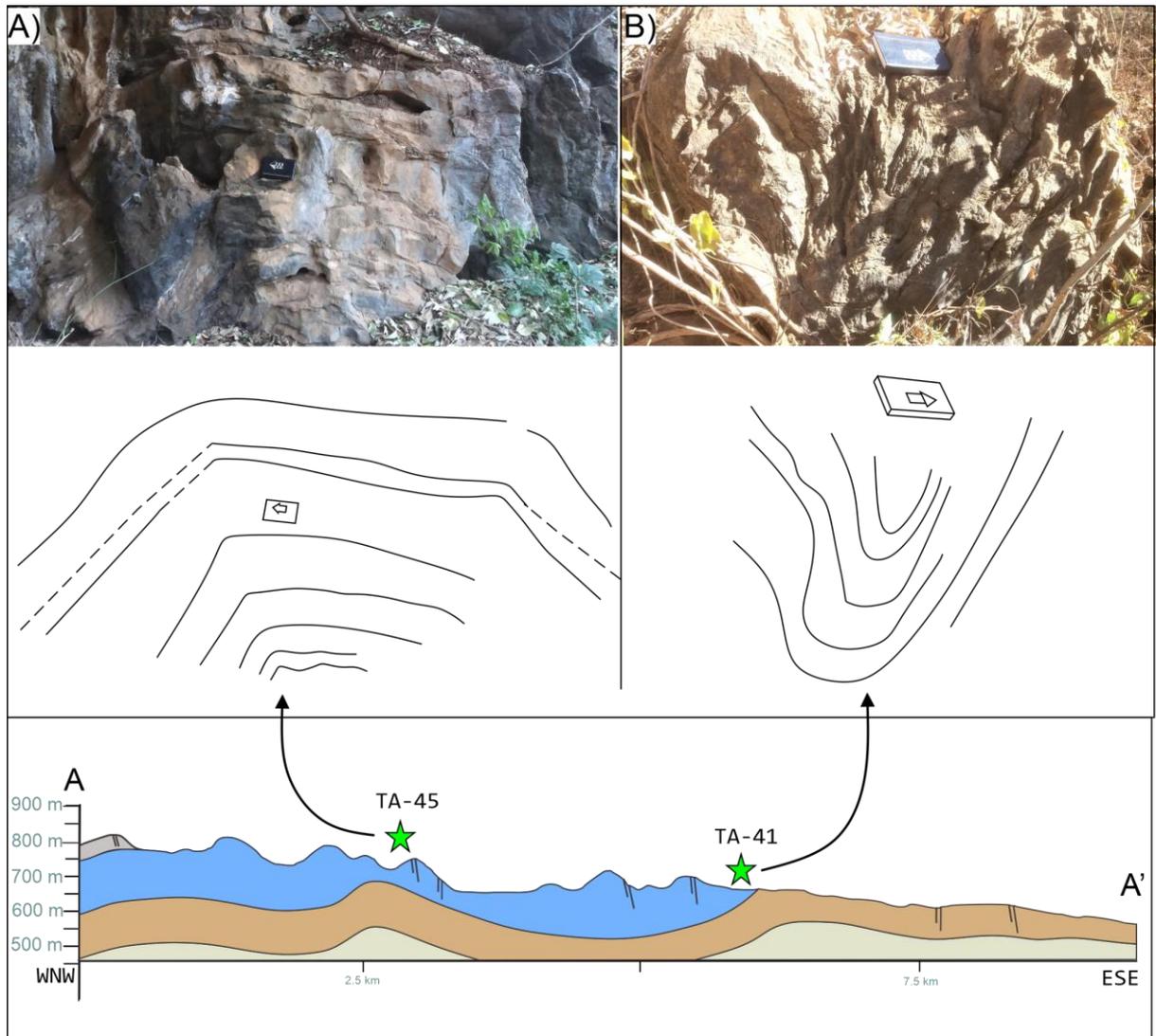


Figura 3.13: Padrões de dobramentos ao longo da seção A-A' apresentando ângulos interfluviais maiores nas porções oeste. A) Calcarenitos apresentando dobramento aberto com geometria em caixa. Ponto TA-45, localizado na porção central da área de estudo (Figura 1.4). B) Calcarenitos exibindo dobramento cerrado, ponto TA-41, localizado na porção centro-leste da área.

3.2.3 Estrias e estepes

Essas estruturas ocorrem nos planos de acamamentos tanto das rochas carbonáticas quanto das rochas siliciclásticas. O azimute das estrias é de 115° e 105° , respectivamente, e o caimento, em geral, é baixo e segue o mergulho geral do acamamento. Onde as estruturas foram medidas, as estrias ocorrem associadas a estepes que apontam sentido de movimento para WNW (Figura 3.14).

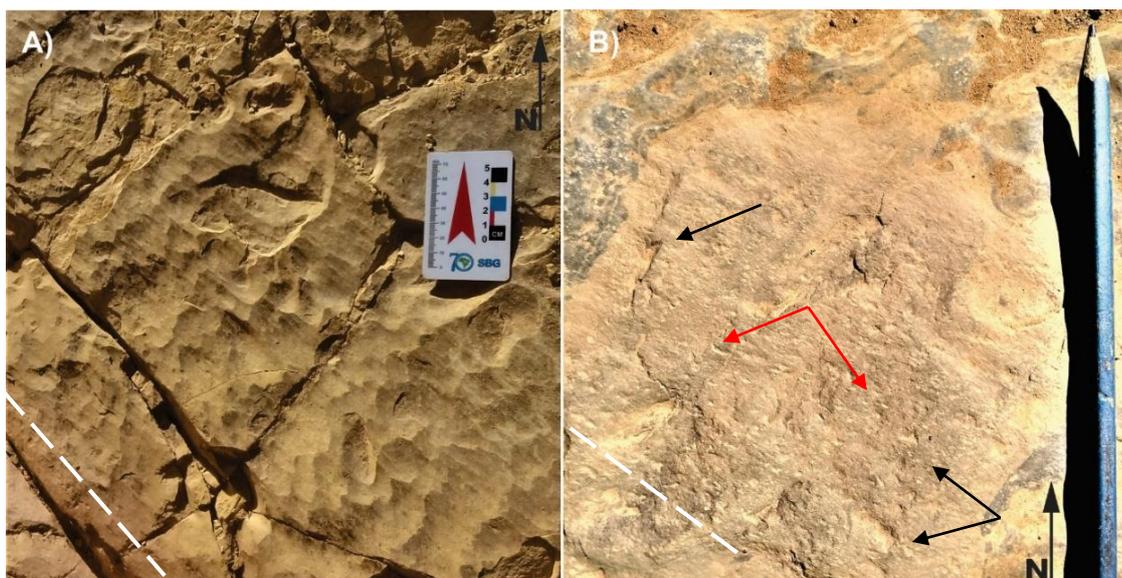


Figura 3.14 – Estrias (linhas tracejadas brancas e seta vermelha) e estepes (setas pretas) sobre o plano de acamamento indicando movimento para WNW em (A) pelito e (B) calcarenito da Formação Lagoa do Jacaré. As estrias azimute de 105° e são (sub-)horizontais.

3.2.4 Clivagem Plano Axial

Uma foliação tectônica foi descrita ao longo de grande parte da área de trabalho afetando os calcários, siltitos, pelitos e margas. Corresponde a uma clivagem plano axial com espaçamento entre os planos variável entre 1 e 10 centímetros (Figura 3.15a e 3.14b). A estrutura ocorre de forma mais expressiva em toda porção leste da área estudada, onde são observados os menores intervalos entre os planos. Já nas regiões central e oeste, a foliação é ausente ou incipiente, pouco penetrativa e com espaçamentos maiores entre os seus planos. Por vezes, ela se apresenta contida em camadas específicas, como calcissiltitos e calcilutitos que intercalam calcarenitos médios (Figura 3.15d).

A maior densidade de medidas (23,43%) para a clivagem plano axial se apresenta com a direção média de N25E e mergulho médio de 82° para SE. Eventualmente, as direções variam até 15° para SE, enquanto os mergulhos variam de 40° a 89° (Figura 3.15f). A clivagem plano axial exhibe direção paralela aos eixos de dobras e, em conjunto, estes elementos se expressam em superfície na forma do principal conjunto de lineamentos/alinhamentos interpretados na Figura 3.9.

Em seção delgada, a clivagem plano axial nos calcários puros é determinada por calcitas recristalizadas e alongamento de grãos do cimento e, por vezes, minerais opacos também ocorrem alongados. Nos pelitos, o principal mineral que define a clivagem plano axial é a sericita (grãos sobrecrescidos). Nas margas, por outro lado, além dos filossilicatos, grãos de quartzo alongados e orientados também marcam a clivagem plano axial. Em uma amostra de marga da Formação Serra da Saudade (TA-54), observou-se que a orientação geral dos grãos tende a defletir nos diferentes meios

(camadas mais siliciclásticas e camadas mais carbonáticas). Essa feição pode ser observada na Figura 3.16 e sugere refração da clivagem plano axial.

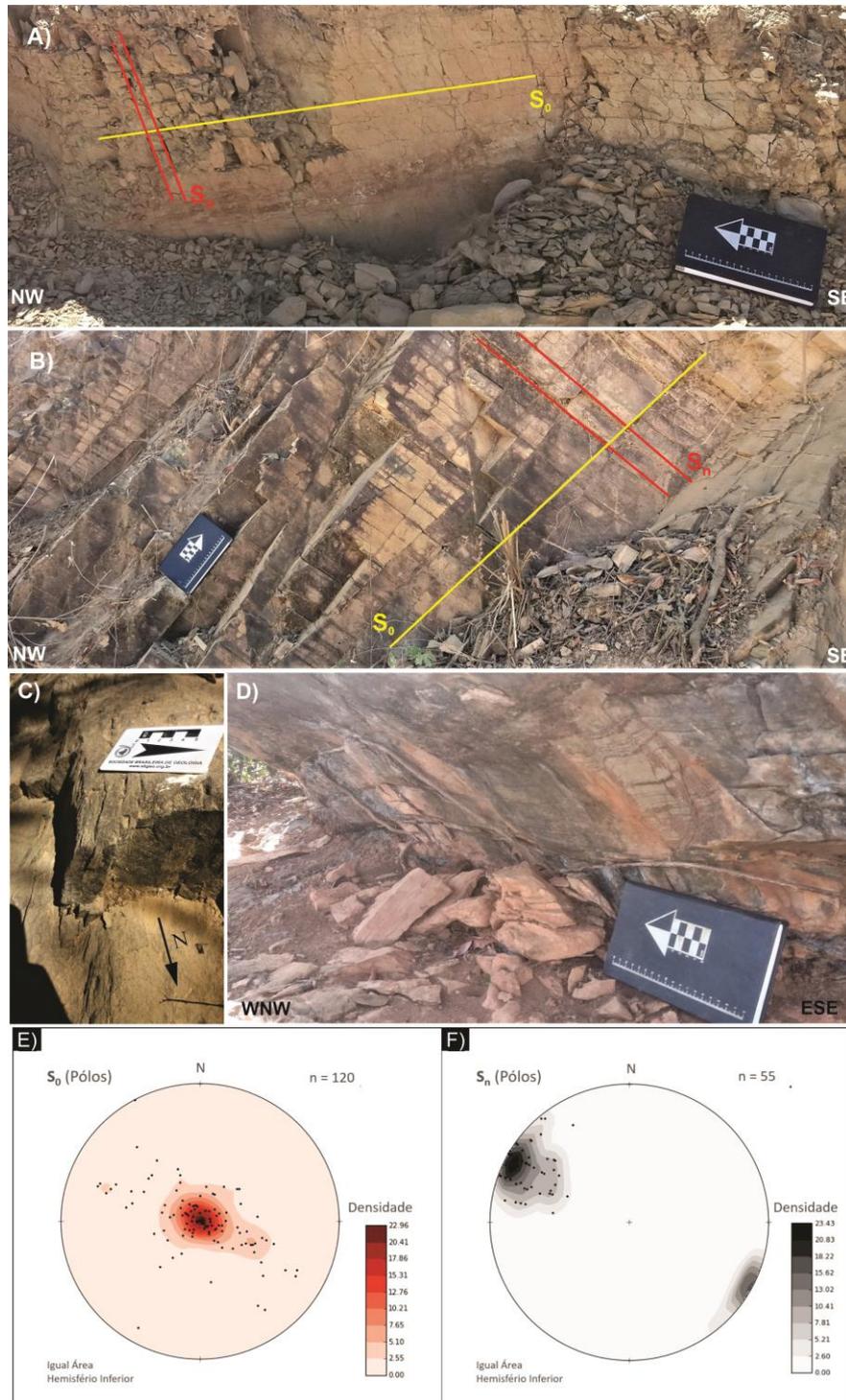


Figura 3.15 - Clivagem plano axial em siltitos rochas carbonáticas da Formação Lagoa do Jacaré. A) Ponto TA 01; $S_n = 120/75$. B) Ponto TA 03; $S_n = 124/51$. C) Ponto TA 02, calcarenito fino, $S_n = 120/74$. D) TA 55, calcissiltito laminado com clivagem plano axial contida ($S_n = 108/66$). Calcarenito oolítico grosso que o sobrepõem não apresenta clivagem plano axial. Orientação da foto: visada para N30E. E) Estereograma representando o pólo das medidas de Acamamento (S_o). F) Estereograma representando pólos das medidas de clivagem plano axial.

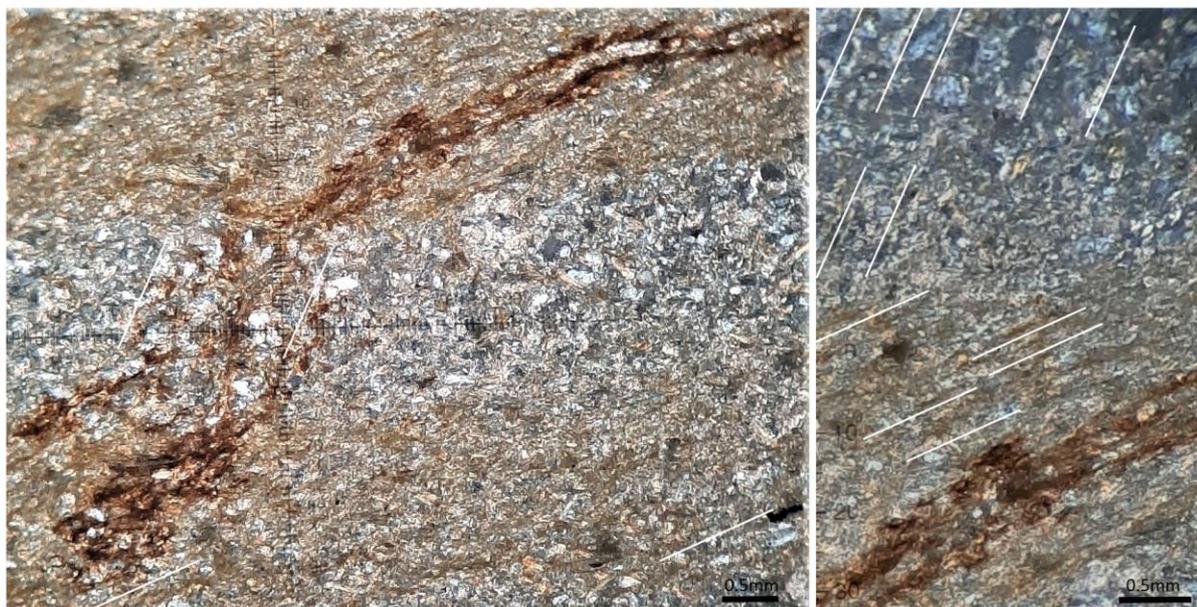


Figura 3.16 – Fotomicrografia mostrando margem laminada da Formação Serra da Saudade apresentando refração da clivagem ao passar de camada rica em carbonato de cálcio para camada rica em sílica (Ponto TA-54). Aumento de 2 vezes, a nicóis cruzados.

3.2.5 Lineação de Estiramento Mineral

Essas estruturas foram observadas localmente nas rochas carbonáticas, ocorrendo no plano da clivagem e representadas por cristais estirados de calcita. Apresentam atitudes em torno de 115/60 sobre plano de clivagem 110/64.

3.2.6 Lineação de Interseção

Lineações de interseção correspondem a interseção entre o plano de acamamento e a clivagem plano axial. Fisicamente, se expressam com maior frequência nas rochas siliciclásticas e exibem orientação espacial paralela aos eixos de dobras, com azimute em torno de 25° (Figura 3.17).

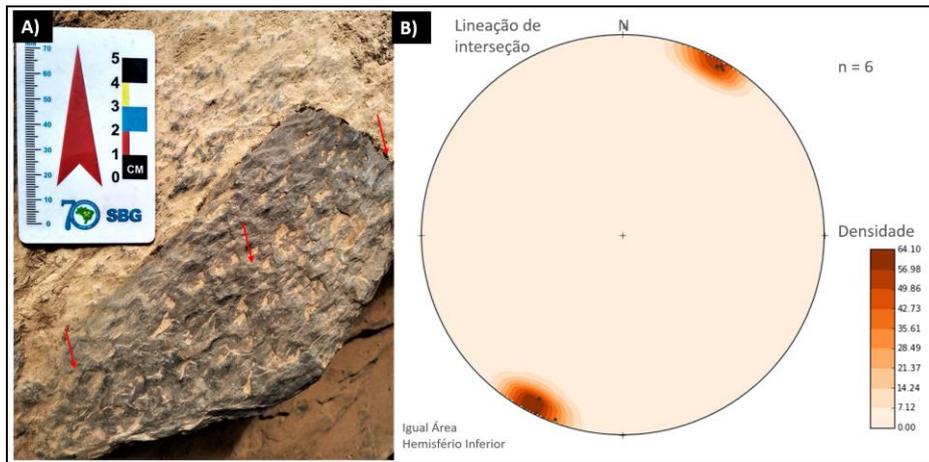


Figura 3.17 - A) Lineação de interseção em margas da Formação Serra da Saudade (TA-54). B) Estereograma com medidas de lineação de interseção.

3.2.7 Fraturas

Fraturas afetam as rochas do Grupo Bambuí ao longo de toda área de trabalho e, de acordo com sua orientação espacial, ornamentação e frequência, podem ser classificadas em 3 conjuntos. O primeiro conjunto inclui fraturas com direção NE, o segundo é composto por fraturas com direções entre W-E e NW-SE e o terceiro conjunto fraturas com direções entre NW-SE e N-S. As rosetas com a distribuição das fraturas conforme o *strike* e os conjuntos identificados são apresentados na Figura 3.18. Em alguns locais, fraturas com direção variando entre WNW-ESE e NW-SE ocorrem ornamentadas por feições em pluma, costelas de detenção e linhas de propagação horizontais (Figura 2.5) e, portanto, podem ser classificadas como fraturas trativas ou plumosas (Figura 3.19). Localmente, feições lineares similares a estrias e com atitude 347/08 foram descritas em fraturas do segundo conjunto. Tais feições sugerem que estas estruturas correspondem a fraturas cisalhantes com componente cisalhante transcorrente puro. Em modelos digitais de terreno e imagens de satélite, lineamentos e alinhamentos ocorrem concentrados ao longo das direções WNW-ESE e NW-SE (Figura 3.9).

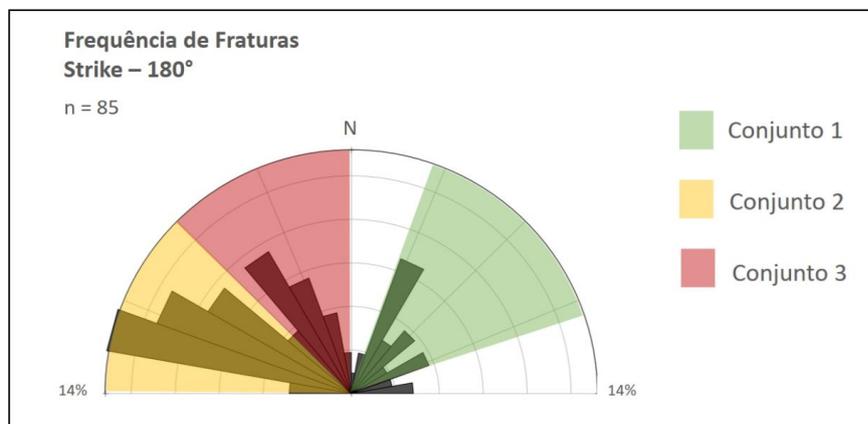


Figura 3.18 – A) Roseta com os diferentes domínios de fraturas.



Figura 3.19 - Face de fratura trativas apresentando feições plumosas (estação geológica TA-39). As fraturas trativas descritas apresentam atitudes 200/87, 238/82 e 245/80 com linhas de propagação com atitude 112/00 e 147/00. As fraturas aparentemente cisalhantes foram documentadas com atitudes 212/80 e 263/83

3.3 QUANTIFICAÇÃO DA DEFORMAÇÃO

3.3.1 Amostra 117

Coletada nas proximidades de Montes Claros, a Amostra 117 pode ser classificada como *Grainstone/Packstone* oolítico. Essa amostra é grão-suportada, possuindo 70% de grãos, 20% de matriz, 5% de cimento e 5% de porosidade. Os grãos são compostos majoritariamente por oólitos. Também ocorrem peloides e intraclastos em menor quantidade. O cimento é predominantemente composto por calcita microespática, calcita espática e, em menor quantidade, composto por sílica.

Quanto à textura, a granulometria mínima é de 0,1 mm, a máxima de 4 mm e a moda gira em torno de 2 mm. Os grãos na amostra tendem a apresentar um caráter bimodal. A primeira moda gira em torno de 0,5 mm e é constituída por oólitos, peloides e intraclastos. Já a segunda moda apresenta granulometria próxima de 2 mm, constituída por oólitos predominantemente. Nesse caso, as análises

foram realizadas apenas na população de granulometria 2 mm. Os grãos apresentam contato flutuante a pontual.

A maioria dos oólitos apresenta composição micrítica e laminações concêntricas preservadas. Alguns apresentam cimentação de calcita de mosaico grosso restrita ao núcleo e as bordas micríticas contendo as laminações concêntricas preservadas. É comum a presença de oólitos do tipo *half-moon*, que apresentam núcleos colapsados envoltos por cimentos calcíticos. Esse tipo de oólito é uma estrutura geopetal e indica que amostra se encontra em estrato normal (não invertido). Estilólitos também são presentes na amostra e são sub-paralelos ou paralelos ao acamamento sedimentar. A maioria deles se encontram preenchidos por material preto aparentemente carbonoso (Figura 3.20).

Quanto à forma, a maior parte dos oólitos são inteiros e alguns se apresentam rompidos. No plano xz, os oólitos apresentam-se achatados e alinhados à clivagem. Os cristais que compõem o cimento também se encontram deformados e orientados conforme a clivagem plano axial (Sn) (Figura 3.21). Também é possível observar estilólitos encurtados de acordo com a geometria dos oólitos deformados.

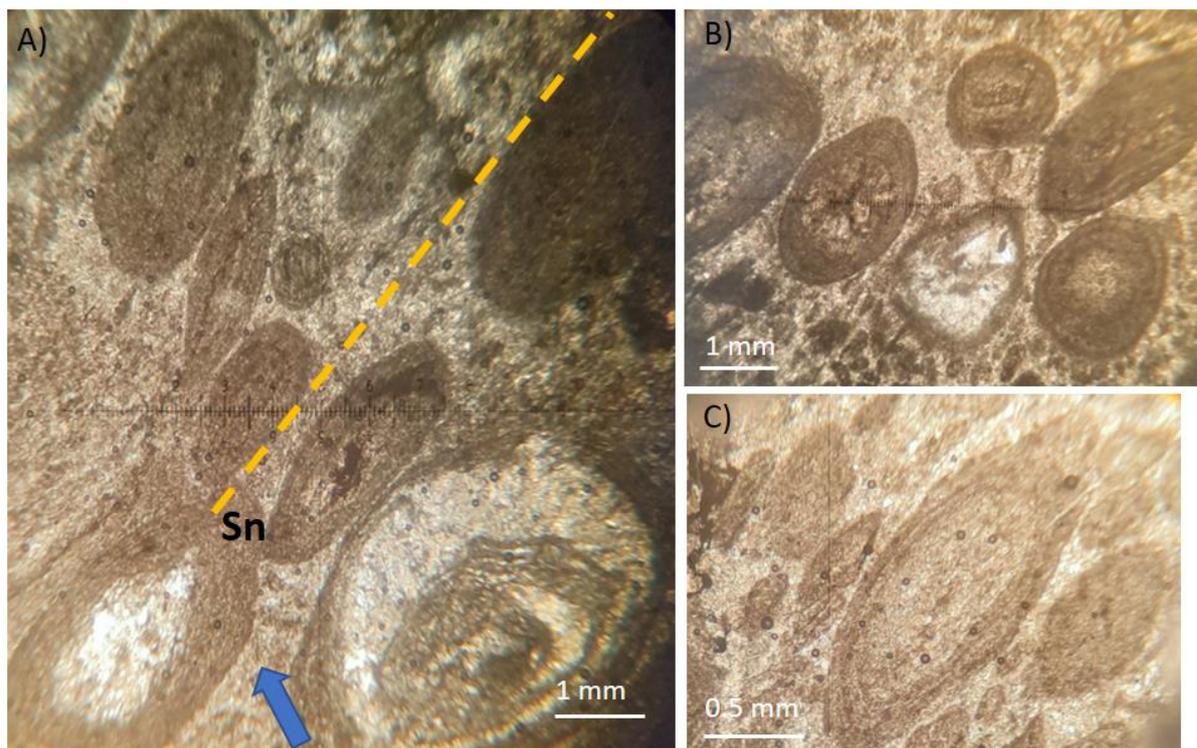


Figura 3.20 - Amostra 117 visada para Az. 205. A e B) Fotomicrografias à luz natural do *Grainstone* oolítico (Aumento de 5x). Oólitos de composição micrítica parcialmente preenchidos por calcita em mosaico grosso (ou recristalizada), com granulometria bimodal e encurtados. O eixo maior dos aloquímicos é paralelo à clivagem plano axial (Sn). A seta azul indica o topo da amostra C) Fotomicrografia à luz natural (Aumento de 10x). Detalhe de oólito micrítico encurtado no centro da imagem. É possível observar laminações concêntricas em sua borda.

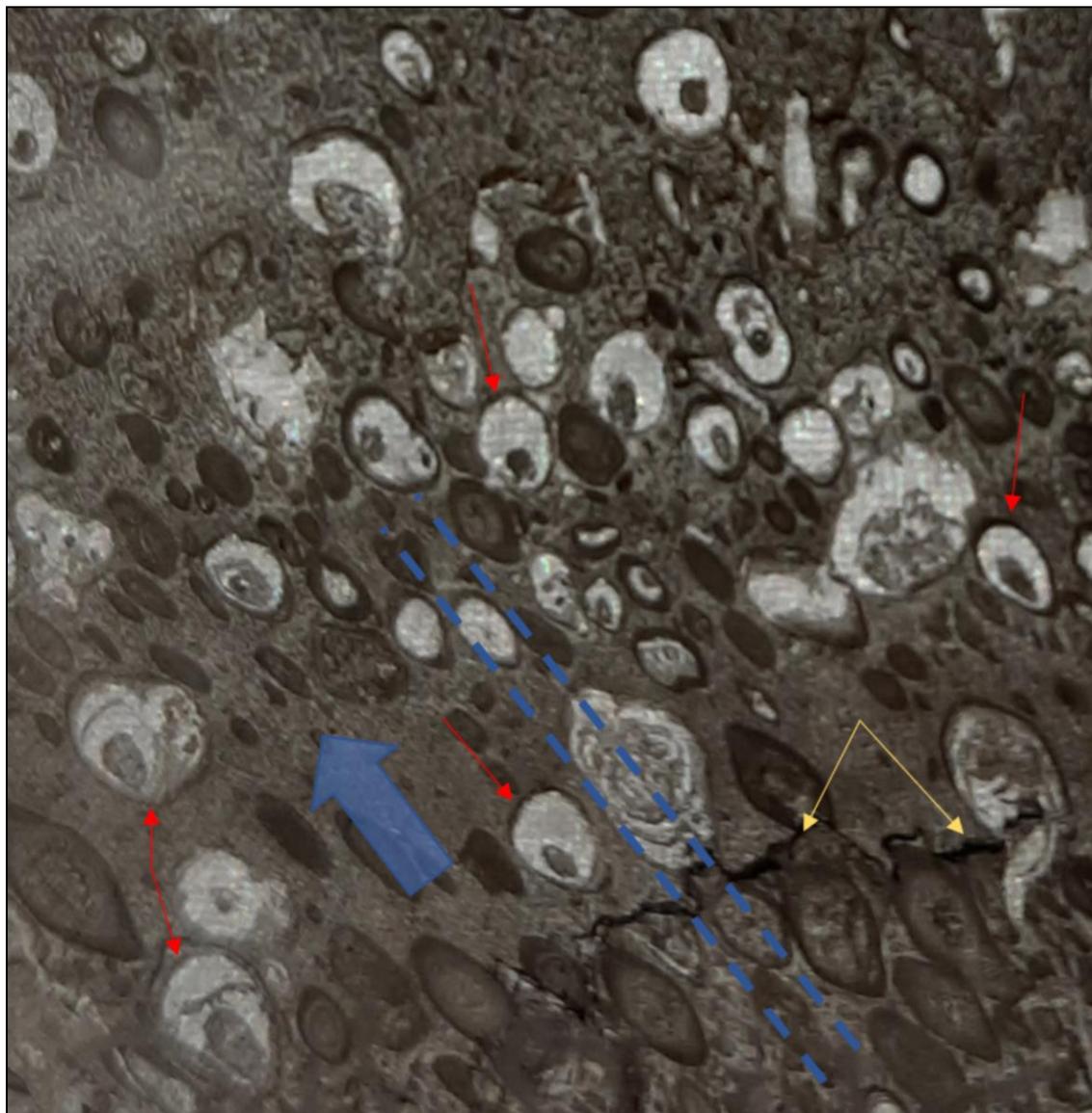


Figura 3.21 - Fotografia da lâmina delgada da Amostra 117 (Visada para Az. 25°). Plano xz exibindo oólitos encurtados e alongados conforme a clivagem plano axial Sn (linha azul tracejada) e *packstone* oolítico. As setas vermelhas indicam oólitos *half-moons*, os quais indicam o topo da amostra no sentido apontado pela seta azul. Setas amarelas indicam estilólitos preenchidos por material preto de composição aparentemente carbonosa.

Na Figura 3.22 são apresentadas as 3 diferentes seções de investigação para a Amostra 117: xz (ortogonal ao Sn e à lineação de interseção), xy (paralela ao Sn) e yz (ortogonal a Sn e paralela à lineação de interseção). A nuvem de pontos gerada pela execução do Método de Fry está representada para as 3 seções na Figura 3.23. A Tabela 3.1 apresenta os valores do maior (X) e menor eixo (Y) da elipse de deformação e Elipsidade (R) encontrados para cada seção da amostra, a partir dos dois métodos de quantificação da deformação.

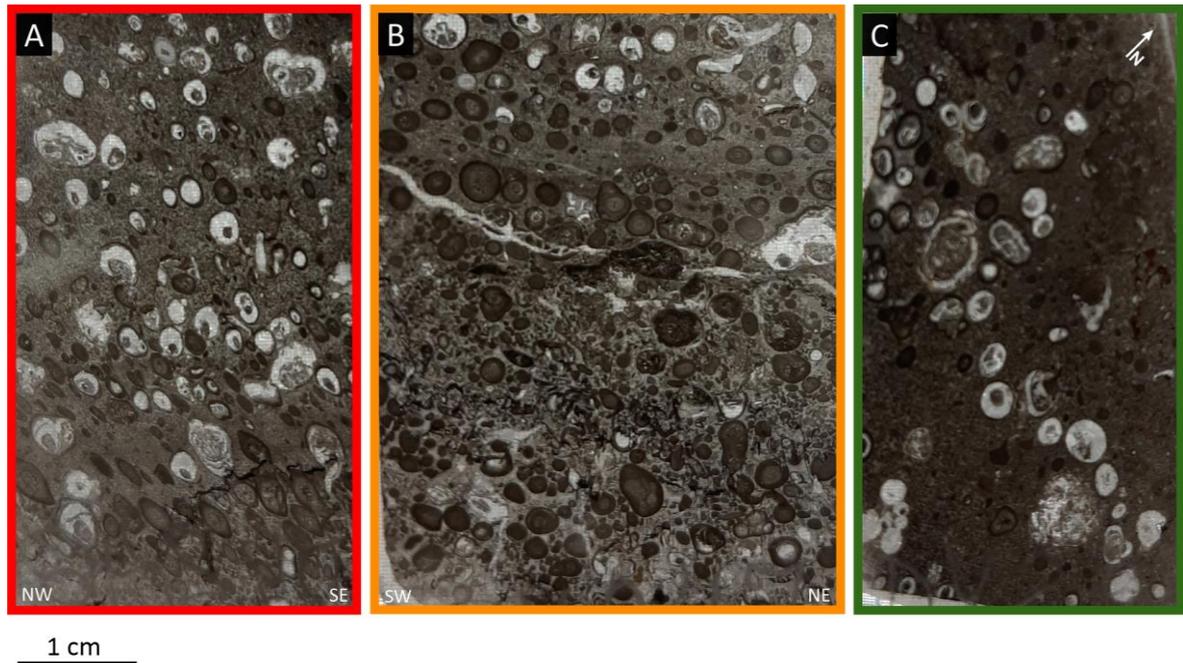


Figura 3.22 - Planos ou seções utilizadas para determinação das elipses de deformação para a Amostra 117. A) Plano xz (ortogonal ao Sn e à lineação de interseção); visada para Azimute 25°. B) Plano xy (paralelo ao Sn) com visada para 295/45. C) Plano yz (ortogonal ao Sn e paralelo à lineação de interseção) com visada para 115/45.

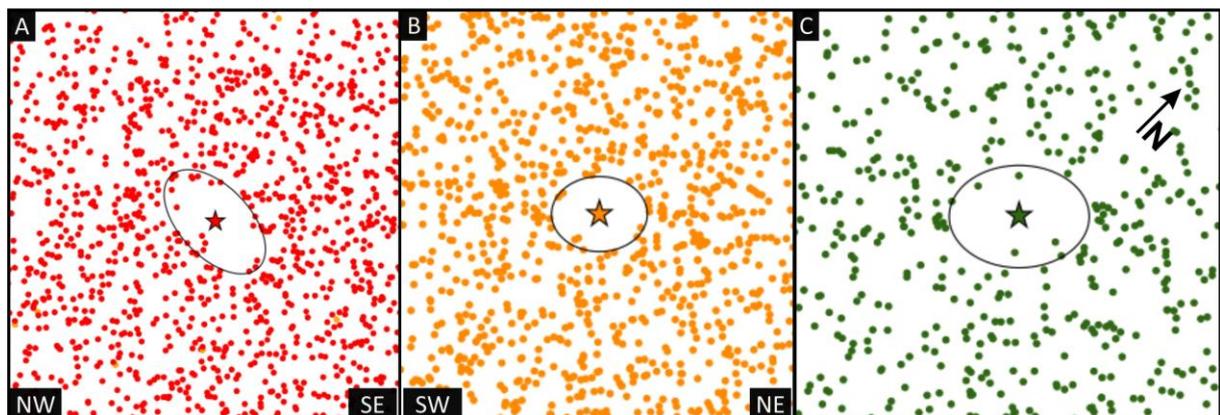


Figura 3.23 - Nuvem de pontos geradas pelo Método de Fry e elipses de deformação encontradas. A) Plano xz, com visada para Azimute 25° B) Plano xy com visada para 295/45. C) Plano yz com visada para 115/45.

Tabela 3.1 - Valores dos maiores e menores eixos (X e Y) da elipse de deformação e elipsidade (R) encontrados para cada plano a partir de diferentes métodos de quantificação da deformação aplicados a Amostra 117. C.C.: Centro a Centro.

Amostra	Eixo da Elipse (X ou Y) Deformação R	Plano xz		Plano xy		Plano yz	
		FRY	C.C.	FRY	C.C.	FRY	C.C.
117	X	21.7	22	12.34	16.5	18.04	20.1
	Y	12.15	12.3	9.34	12.9	13.27	16.1
	R	1.79	1.79	1.32	1.28	1.36	1.25

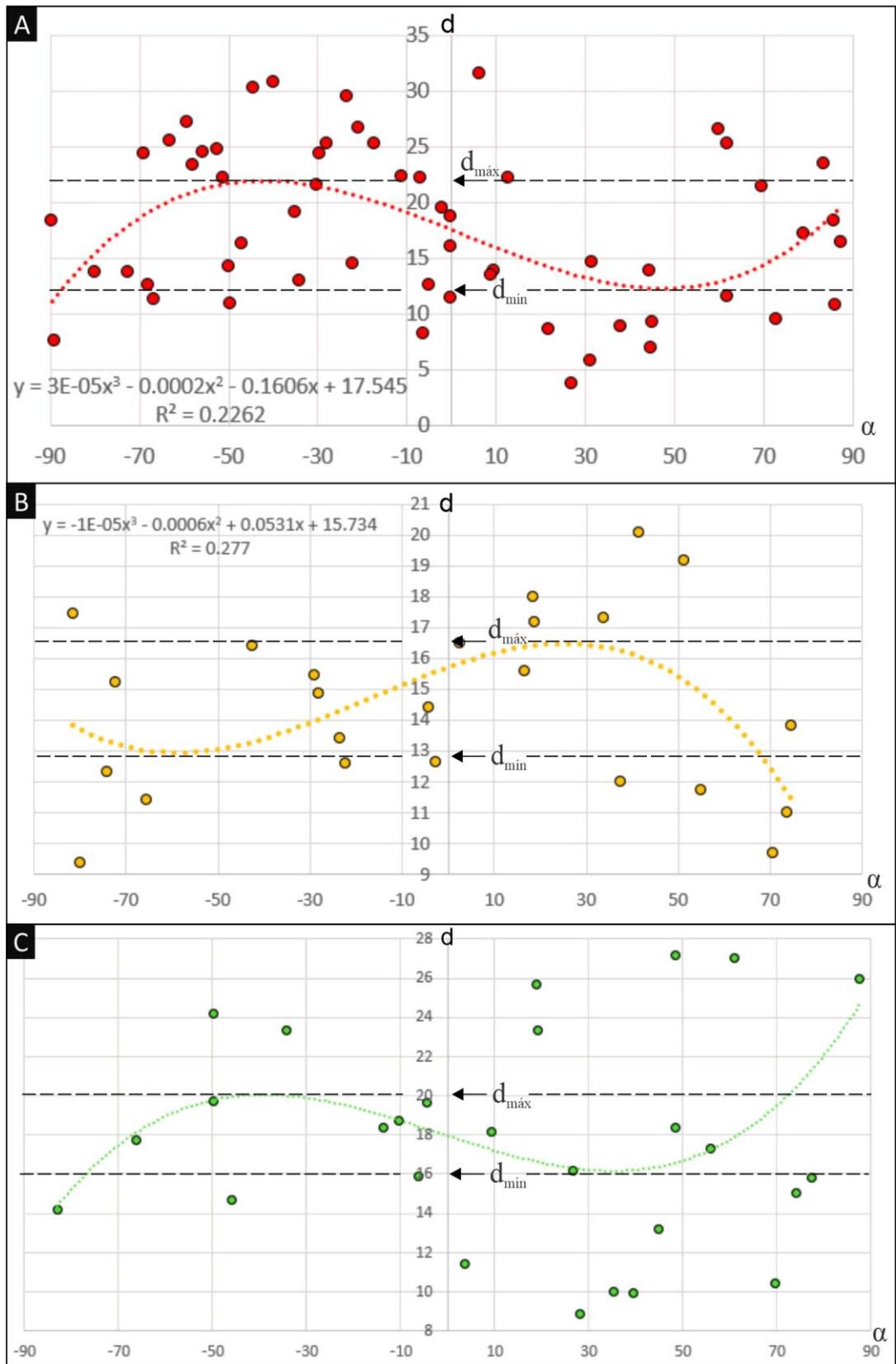


Figura 3.24 - Gráficos encontrados pelo método Centro a Centro. O valor máximo da curva indica o maior eixo da elipse, enquanto o valor mínimo indica o menor eixo da elipse. A equação e o R^2 são referentes à linha de tendência de ajuste dos pontos. A) Plano xz. B) Plano xy. C) Plano yz.

Quando comparados os valores absolutos encontrados para os eixos das elipses em cada método, percebe-se uma variação considerável. Porém, em termos proporcionais essa variação é pequena. Quando comparados os valores de deformação dos dois métodos em um respectivo plano, nota-se que a variação não é maior que 10%. Por exemplo, no Plano xz a elipsidade (R_{xz}) calculada a partir do método de Fry é igual à elipsidade encontrada com o método Centro a Centro. Da mesma maneira, R_{xy} apresenta uma variação de 3.12% entre os dois métodos, enquanto R_{yz} apresenta variação de 8.8%. A maior deformação encontrada corresponde à elipse do Plano xz, cujo maior eixo é paralelo ao traço da clivagem plano axial (S_n).

3.3.2 Amostra 81

Coletada na Brasília de Minas (a oeste da área de trabalho), a Amostra 81 pode ser classificada como um *Grainstone/Packstone* oolítico. Em seu local de ocorrência, as rochas do Grupo Bambuí encontram-se praticamente indeformadas e registram parte de uma plataforma carbonática rasa de alta energia (Neves et al. *em prep.*). Em lâmina delgada, amostra é grão-suportada com 70% de grãos, 20% cimento, 5% de matriz e 5% de porosidade. Os grãos são compostos predominantemente por oólitos e, em menores quantidades, peloides e intraclastos. O cimento é composto por calcita microespática, calcita em mosaico grosso e calcita espática. Porções oolíticas e intraclásticas podem passar gradativamente ou ocorrer intercaladas com lâminas de mudstone/wackstone com espessura de 1 mm. A granulometria mínima é de 0,5 mm, a máxima atinge 2 mm e a moda granulométrica corresponde a 1 mm. A amostra é bem selecionada e contato entre grãos é flutuante.

A maior parte dos oólitos apresenta composição micrítica com laminação concêntrica preservada. Em alguns casos é possível observar substituição parcial ou completa de calcita de mosaico grosso. Também ocorrem oólitos com a borda composta por calcita espática e raros grãos, apresentam cimentação por sílica. São observados oólitos do tipo *half-moon*, oólitos de núcleo complexo, oólitos distorcidos (*spastoliths*) e oólitos rompidos (Figura 3.25).

A ocorrência de estilólitos também é notada nessa amostra. Eles se apresentam preenchidos por material preto e ocorrem marcando o próprio acamamento sedimentar, (Figura 3.26).

Na Figura 3.27 estão apresentadas as 3 diferentes seções de investigação para a Amostra 81. A nuvem de pontos gerada pela execução do Método de Fry está representada para as 3 seções na Figura 3.28 e os gráficos gerados a partir do método Centro a Centro (C.C.) estão apresentados na Figura 3.29. A Tabela 3.2 apresenta os valores do maior eixo (X), menor eixo (Y) e Deformação (R) encontrados para as elipses de cada seção pelos dois métodos.

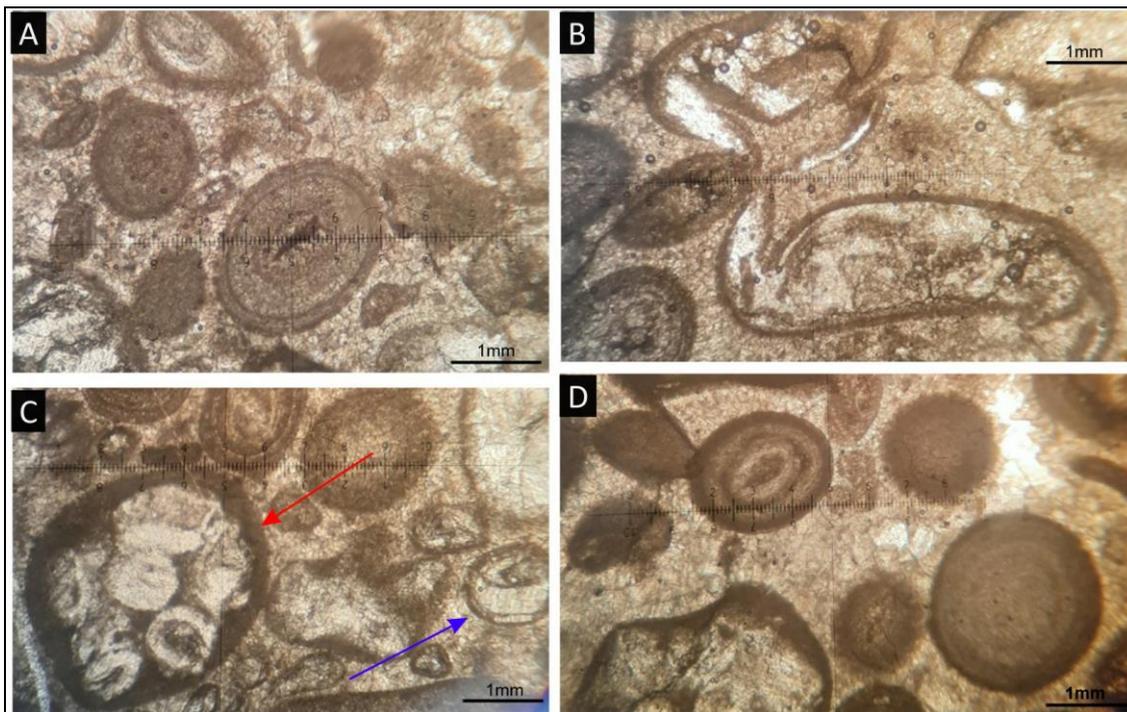


Figura 3.25 - Amostra 81. Fotomicrografias à luz natural do Grainstone oolítico (aumento de 5x). A) Oólitos de composição micrítica, alguns com o centro cimentado por sílica, imersos em cimento de calcita de mosaico grosso (espática). B) Oólito distorcido (*spastolith*) ocupando toda a imagem. C) Seta vermelha indica oólito com núcleo composto e seta azul indica oólito com núcleo colapsado (*half moon*) e cimento de calcita espática na borda. D) Oólitos de composição micrítica com estrutura interna preservada (laminações concêntricas) e peloides. Notar a porosidade secundária parcialmente preenchida por calcita em franja no canto direito superior.



Figura 3.26 - Amostra 81. Grainstone oolítico passando gradativamente para *Packstone no topo*. Nesta porção, é possível observar ainda uma fina lâmina de mudstone/wackestone. Setas vermelhas indicam oólitos half-moons, indicando sentido do topo (seta azul). Setas amarelas indicam estilólitos limitando uma fina camada rica em matriz (*packstone*).

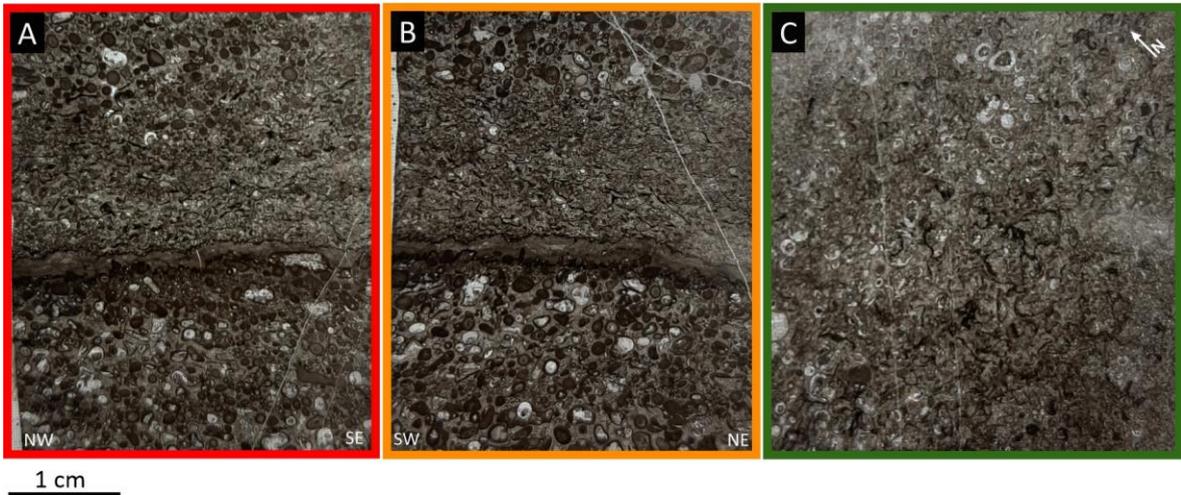


Figura 3.27 - Planos ou seções utilizadas para determinação das elipses de deformação para a Amostra 81. A) Plano xz, visada para Azimute 25°. B) Plano xy; visada para 295/50. C) Plano yz (ortogonal ao Sn e paralelo à lineação de interseção); visada para 115/40.

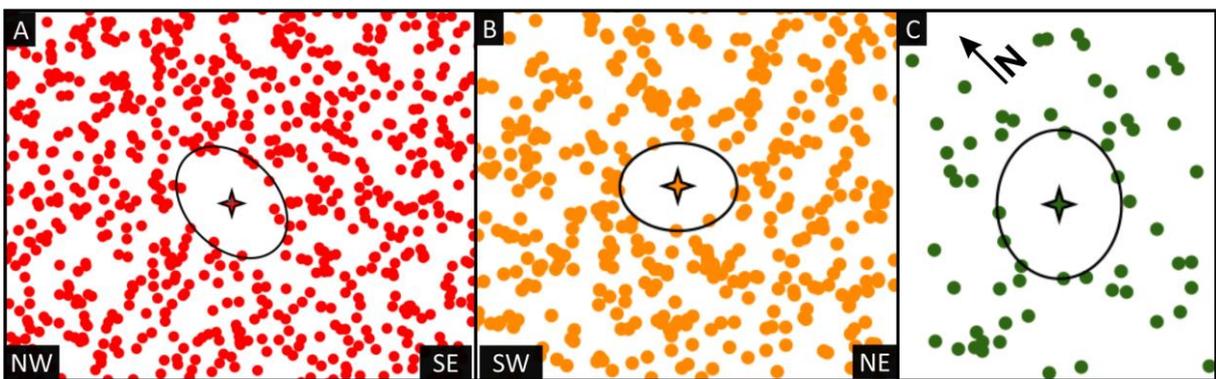


Figura 3.28 - Nuvem de pontos definindo elipses para a amostra 81. A) Plano xz; visada para Azimute 25°. B) Plano xy; visada com atitude de 295/50. C) Plano yz (ortogonal ao Sn e paralelo à lineação de interseção); visada para 115/40.

Tabela 3.2 - Medidas referentes aos maiores e menores eixos (X e Y) das elipses de deformação e elipsidade (R) encontrados para cada plano da Amostra 81, a partir de dos diferentes métodos de quantificação da deformação utilizados. C.C.: Centro a Centro.

Amostra	Eixo da Elipse (X ou Y) Deformação R	Plano xz		Plano xy		Plano yz	
		FRY	C.C.	FRY	C.C.	FRY	C.C.
81	X	11.68	11.1	8.44	8.3	10.76	8.95
	Y	8.3	7.7	6.35	6.1	8.97	7.5
	R	1.41	1.44	1.33	1.36	1.20	1.19

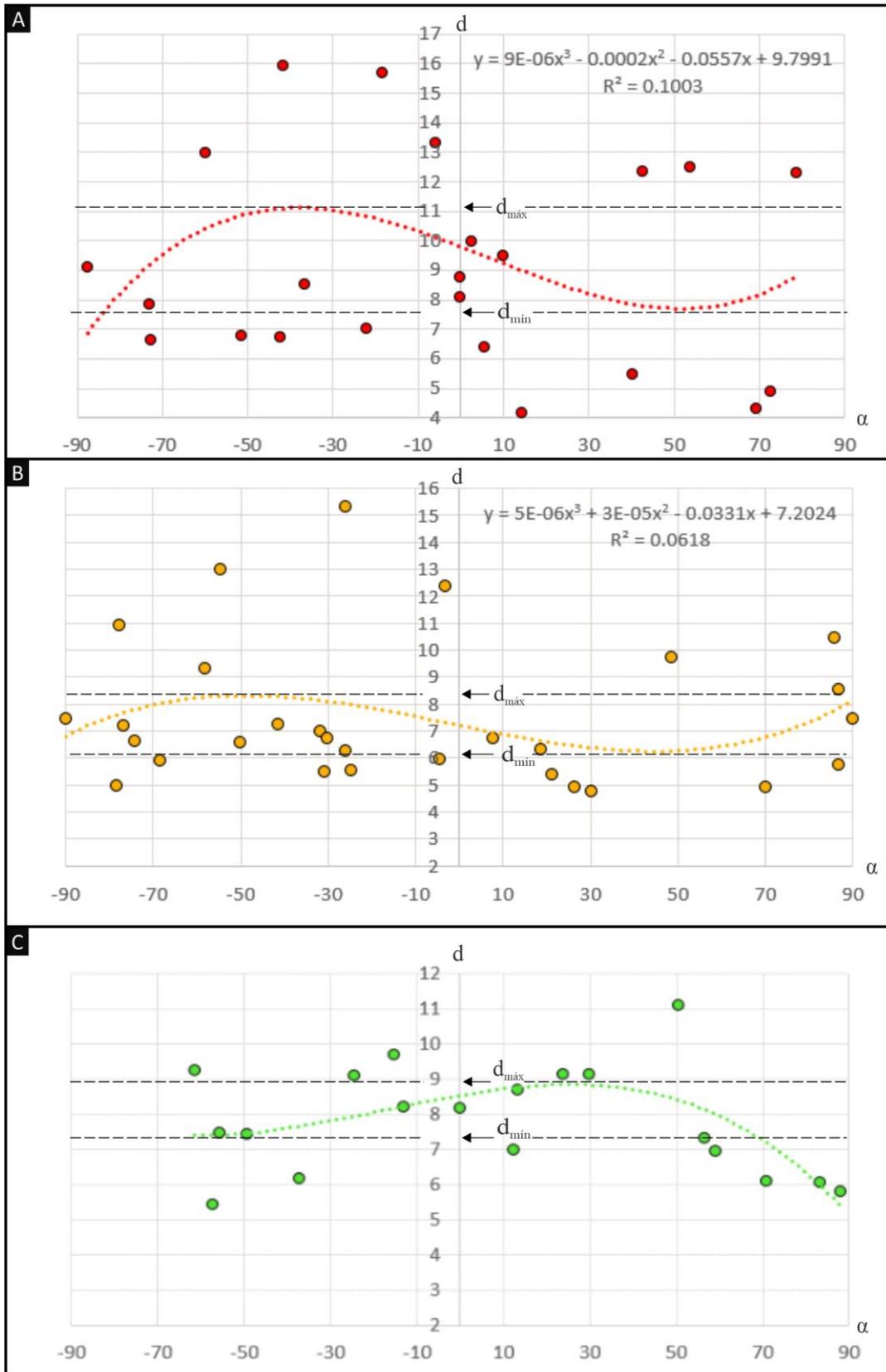


Figura 3.29 - Gráficos encontrados pelo método Centro a Centro para a Amostra 81. O valor máximo da curva indica o maior eixo da elipse, enquanto o valor mínimo indica o menor eixo da elipse. A equação e o R^2 são referentes à linha de tendência de ajuste dos pontos. A) Plano xz. B) Plano xy. C) Plano yz.

Assim como a Amostra 117, a Amostra 81 também apresentou diferenças entre as medidas dos eixos das elipses encontradas com o método de Fry e o método Centro a Centro, entretanto, as diferenças para essa amostra foram ainda menores. Quando observadas as elipsidades calculadas para os diferentes planos, observa-se as seguintes variações: 2,12% para Rxz, 2,25% para Rxy e 0,84% em Ryz.

3.3.3 Elipsoides de deformação

Conhecidas as elipses em cada um dos planos estudados, é possível gerar o elipsoide de deformação a partir da normalização entre os eixos das elipses (Figura 3.30). Outra maneira de analisar a forma e propriedades do elipsoide de deformação é a partir do Diagrama de Flinn apresentado na Figura 3.31. Os resultados obtidos mostram que a amostra coletada mais a leste (Amostra 117) apresenta as maiores elipsidades, portanto, foi submetida a uma maior magnitude de deformação.

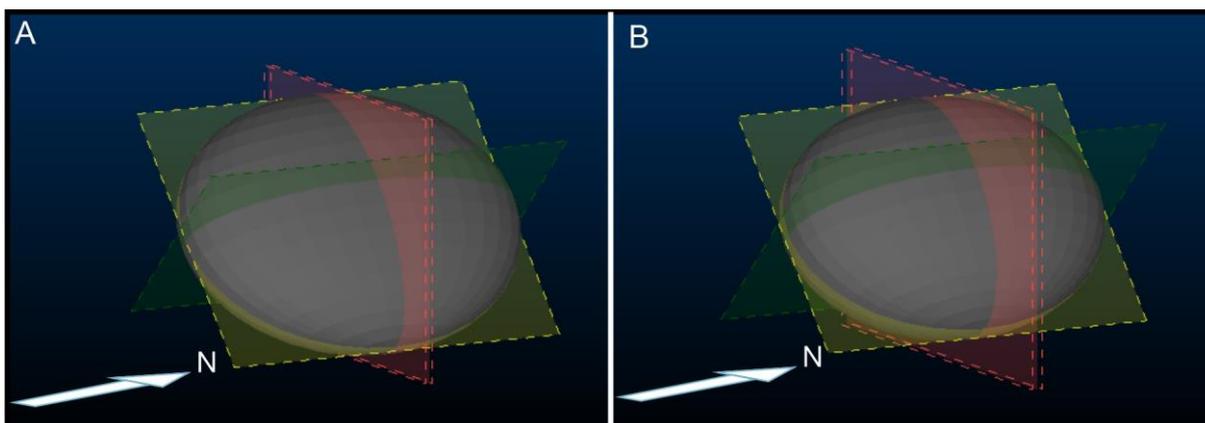


Figura 3.30 - Formato tridimensional dos elipsoides de deformação e os respectivos planos estudados (vermelho: Plano xz; amarelo: Plano xy; verde: Plano yz. A) Elipsoide de deformação da Amostra 117. B) Elipsoide de Deformação 81.

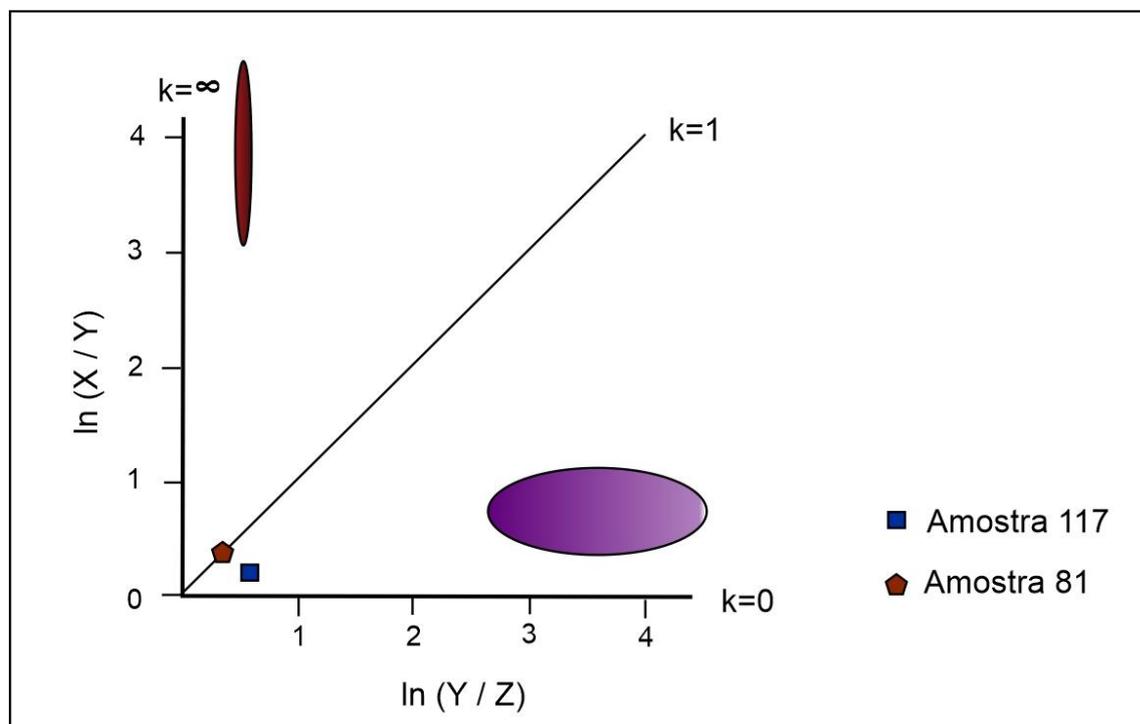


Figura 3.31 - Diagrama de Flinn (Fossen 2012) com a projeção dos elipsoides de deformação encontrados para as duas amostras. Para casos em que $0 < k < 1$ a geometria é oblata, casos em que $k= 1$ indicam deformação plana, para casos em que $1 < k < \infty$ a geometria do elipsoide é prolata.

3.4 FEIÇÕES CÁRSTICAS (DISSOLUÇÃO) E SUA RELAÇÃO COM O ARCABOUÇO ESTRUTURAL

Durante o levantamento de campo, foram identificadas feições cársticas mesoscópicas desenvolvidas nos calcários da Formação Lagoa do Jacaré. Essas feições se apresentam como condutos e cavidades, com geometria cilíndrica ou achatada (Figura 3.32). Foram levantadas as atitudes dessas feições, sendo medidas lineares para cavidades cilíndricas e medidas planares para cavidades achatadas (Figura 3.33). A dissolução das rochas calcárias também pode ser observada a partir do arranjo espacial de blocos calcários, observado em muitos afloramentos (Figura 3.34).

Dentre as dissoluções planares, a maior densidade de medidas (26.8%) se apresenta com a direção N30E e alto mergulho (em torno de 80°). O plano representado pela maior densidade exibe orientação similar ao plano de maior densidade da foliação plano axial (S_n). Esse paralelismo também é observado em afloramento (Figura 3.32). As feições cilíndricas de dissolução apresentam maior densidade ao longo do azimute 30° caimento horizontal a sub-horizontal. Estas feições de dissolução são paralelas ou subparalelas aos eixos de dobras (Figura 3.35).

O desenvolvimento de dissoluções ao longo do plano de acamamento também foi observado e, em geral, se expressa de forma mais proeminente junto a zonas mais encurtadas e descoladas de

estratos mais espessos adjacentes. Nestas circunstâncias, espaços vazios entre os dobramentos suaves e os dobramentos fechados parecem ser aproveitados para a percolação de água e, conseqüentemente, concentram maior dissolução (Figura 3.36). Localmente, são notadas dobras métricas com o núcleo dissolvido (Figura 3.35b).

Em alguns afloramentos é possível observar exposições de calcários descontínuas que apresentam geometria controlada por dois planos principais, um com direção preferencial N30°E e o outro com direção N45W. Ambos os planos apresentam alto mergulho (Figura 3.34).



Figura 3.32 - Cavidades achatadas se desenvolvendo paralelamente à foliação apresentada no afloramento. A) Ponto TA-20. B) Ponto TA-12.

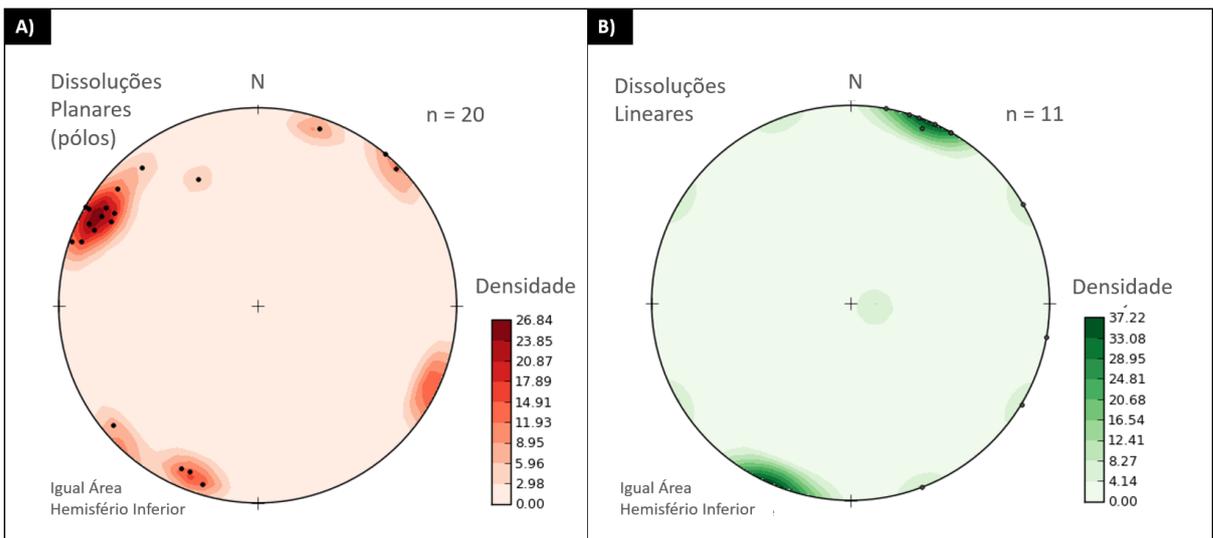


Figura 3.33 - Estereogramas com as medidas de dissoluções. A) Medidas de dissoluções planares ou cavidades achatadas. B) Medidas de dissoluções lineares ou condutos cilíndricos.



Figura 3.34 - Blocos de calcários remanescentes da dissolução, concentrada ao longo de zonas com orientação espacial 210/90 (setas vermelhas).



Figura 3.35 - Conduitos cilíndricos desenvolvidos paralelamente e subparalelamente a eixos de dobras locais em A e C. B) Cavidade desenvolvida no núcleo de uma dobra.

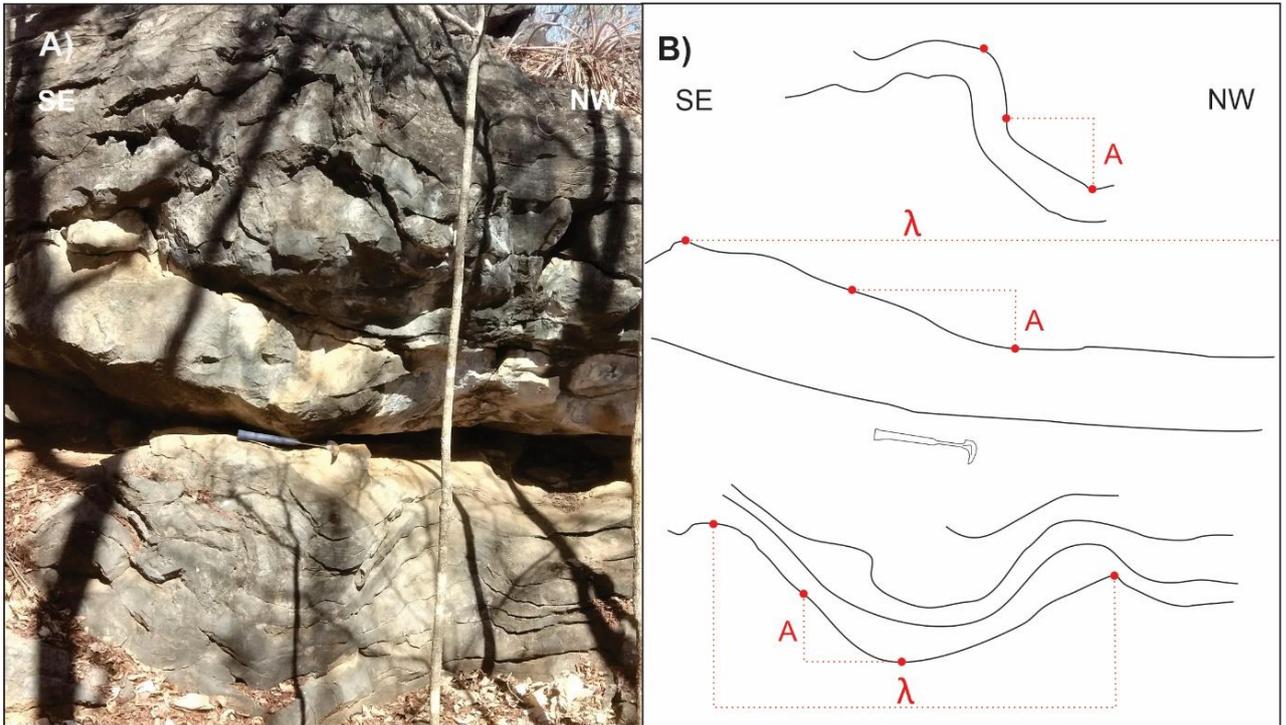


Figura 3.36 - Dissolução desenvolvida no plano de acamamento e separado por dobras com diferentes amplitudes e comprimentos de onda.

CAPÍTULO 4

DISCUSSÕES

Os dados levantados neste trabalho corroboram e são compatíveis com o modelo estrutural existente para a área e que será abordado neste capítulo (Alkmim & Martins-Neto 2001, Chaves & Andrade 2014, Kuchenbecker & Costa 2014, Reis *et al.* 2017). As estruturas documentadas afetando as rochas do Grupo Bambuí na área de trabalho registram principalmente um episódio de deformação que, de acordo com dados disponíveis na literatura, está associado ao desenvolvimento do Cinturão de antepaís da Faixa Araçuaí (Alkmim & Martins-Neto 2001, Reis *et al.* 2017). Como documentado, dobras assimétricas abertas com eixos sub-horizontais de direção NNE-SSW são acompanhadas por uma clivagem plano axial e vergente para WNW que é definida nas rochas siliciclásticas por minerais micáceos, como clorita e sericita, e nas rochas carbonáticas por calcitas estiradas. Esta clivagem, por vezes, contém lineações de estiramento mineral com caimento para ESE e sua interseção com os planos de acamamento forma uma lineação de interseção paralela aos eixos de dobras mesoscópicas e regionais (Figura 3.11 Figura 3.17). Em conjunto, estas estruturas definem um transporte tectônico geral para WNW e maior encurtamento segundo a direção WNW-ESE (Figura 4.2). Conforme dados de subsuperfície disponíveis, tais elementos compõem um seguimento epidérmico do Cinturão de antepaís da Faixa Araçuaí neste setor, onde dobras até quilométricas são localmente afetadas a falhas de empurrão de direção NNE-WSW e mergulho para ESE (Alkmim & Martins-Neto 2001, Reis *et al.* 2017). Este sistema se conecta a um descolamento basal próximo ao contato entre o Grupo Bambuí e unidades subjacentes (Reis *et al.* 2017) e, por exibir uma clivagem bem pronunciada localmente e estruturas rúpteis-dúcteis, se desenvolveu em condições crustais relativamente profundas. A diminuição da penetrabilidade da clivagem até o seu desaparecimento para oeste sugere que a magnitude da deformação e o soterramento diminuiram gradativamente neste sentido durante a formação do cinturão. Todas estas estruturas poderiam ter se desenvolvido sob um campo de tensões com σ_1 WNW-ESE, σ_2 NNE-SW e σ_3 (sub)vertical.

Ao longo de toda a área, a presença de estrias e estepes sobre os planos de acamamento de carbonatos e pelitos indicam deslizamento interestratal como principal mecanismo de geração das dobras observadas na área de trabalho (Fossen 2012). Este processo teria ocorrido a partir do encurtamento paralelo aos estratos. Onde foram documentadas, as estrias paralelas ao acamamento e se dispõem segundo a direção ESE em flancos suaves normais.

A ocorrência de refração da clivagem em margas laminadas também sugere que contrastes reológicos exerceram importante papel durante o desenvolvimento da foliação. Comparando as medidas de clivagem plano axial das rochas calcárias com as medidas das rochas siliciclásticas, também é possível notar densidades de concentração máxima distintas. Enquanto os carbonatos apresentam clivagem com densidade máxima em torno da medida de 115/82, os pelitos apresentam densidade máxima em torno de 105/68. Tal fator, é aqui interpretado como efeito do contraste reológico entre os dois tipos de litologia (Figura 4.1). A disposição da clivagem e superfícies de acamamento observada em lâmina delgada (Figura 3.16) sugere que estas variações de atitude podem ter sido intensificadas pela atuação de mecanismos de deslizamento flexural durante processos de dobramento.

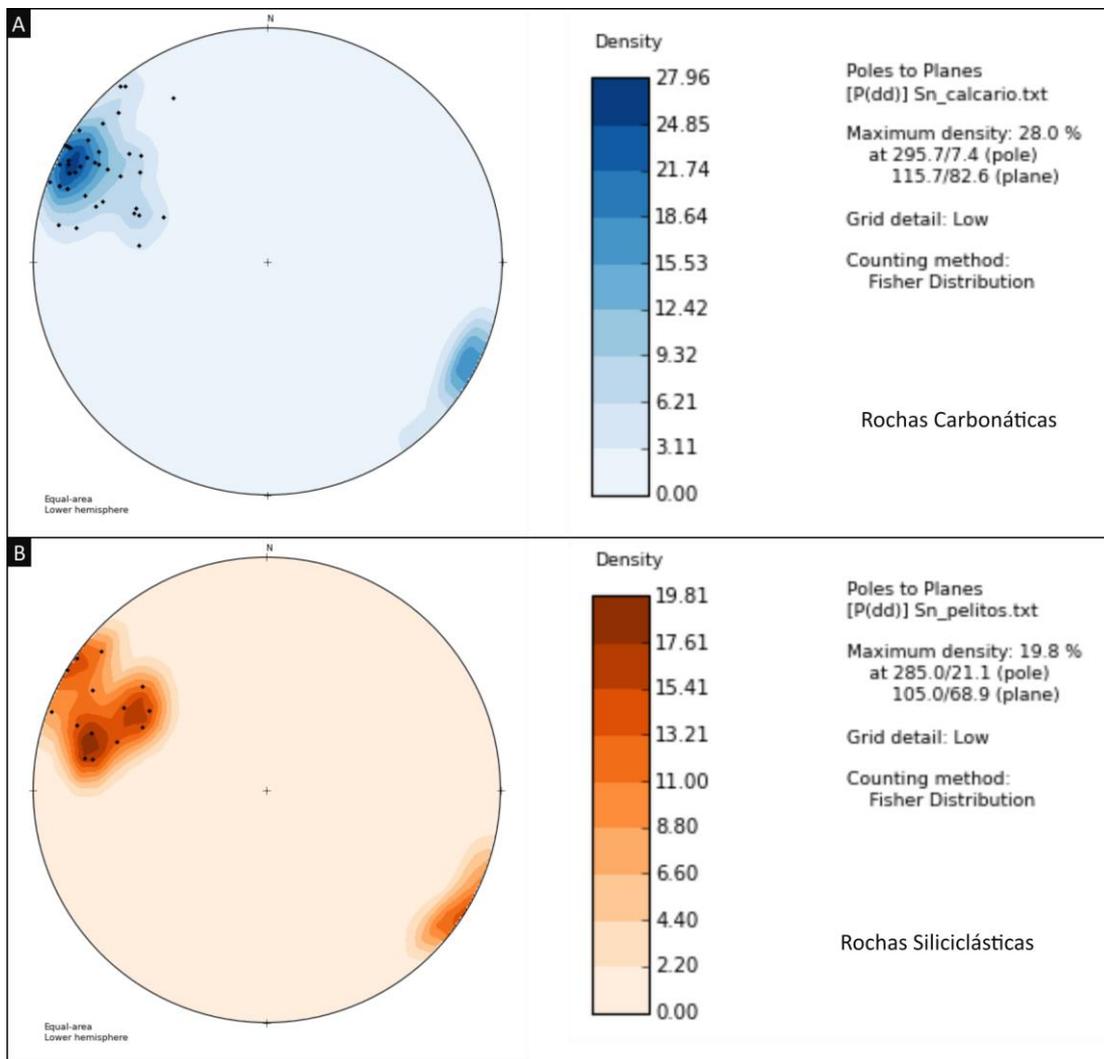


Figura 4.1 – Etereograma de igual área para clivagem plano axial nos diferentes tipos de rochas aflorantes na região de estudo. A) Rochas Carbonáticas. B) Rochas Siliciclásticas.

A análise quantitativa da deformação finita pelo método de Fry, utilizando duas amostras de carbonatos oolíticos da Formação Lagoa do Jacaré, ilustra a diminuição da deformação de leste para oeste à medida que se afasta da Faixa Araçuaí, característica já documentada na literatura (e.g. Alkmim & Martins-Neto 2001). A Amostra 117 (mais próxima da Faixa Araçuaí) apresentou uma deformação (R_{xz}) maior em uma proporção de 27% quando comparada à deformação (R_{xz}) encontrada para Amostra 81. A distância entre as duas amostras é de aproximadamente 55 km como pode-se observar na Figura 4.2. A diferença entre as deformações (R_{xz}) das duas amostras é visualmente evidenciada na observação dos oólitos nas seções delgadas. A amostra 117 apresenta oólitos com encurtamento explícito e maior organização do arranjo dos grãos. O aumento progressivo da deformação tende a proporcionar à rocha maior ajuste entre os grãos, tornando seu arranjo mais organizado, quando comparado ao estado inicial indeformado.

A partir da projeção de seções horizontais e verticais do elipsoide de deformação sobre o mapa e seções geológicas, respectivamente, é possível a comparação direta entre estas feições e os elementos tectônicos documentados na região (Figura 4.3). Observando o corte horizontal do elipsoide de deformação é possível notar que o maior encurtamento para as duas amostras ocorre ao longo da direção de azimute igual a 115°. Essa direção é ortogonal à direção da clivagem plano axial e paralela à guirlanda gerada pela nuvem de pontos de medidas para o acamamento sedimentar. Da mesma maneira, a direção de estiramento máximo da elipse projetada no mapa é de azimute igual a 25°, que por sua vez corresponde à máxima densidade para as direções dos eixos de dobras e lineações de interseção. Essa relação geométrica sugere que a maior parte da deformação interna marcada pelos elipsoides de deformação finita encontrados é resultante do encurtamento causado pelo avanço do Cinturão de antepaís da Faixa Araçuaí. Os elipsoides encontrados com o método de Fry corroboram um campo de tensões com σ_1 orientado segundo WNW-ESE, e σ_3 (sub)vertical. Os dados obtidos a partir da Amostra 81 sugere que, mesmo em uma região onde os estratos encontram-se sub-horizontalizados e a clivagem plano axial não apresenta expressão clara, a deformação durante o desenvolvimento do Cinturão de antepaís da Faixa Araçuaí causou alguma deformação interna nos estratos analisados. Entretanto, vale ressaltar que as amostras analisadas podem estar afetadas por algum tipo de deformação local, além disso os elipsoides de deformação podem sofrer influência na geometria a depender da posição da amostra em relação a estruturas de maior escala, como dobras e falhas. A análise apenas de duas amostras pode não refletir o padrão da região. Portanto, seria necessária uma amostragem em maior número para confirmar as hipóteses levantadas e entender melhor sobre a implicação dos elipsoides de deformação encontrados em relação aos campos de tensões que atuaram sobre as rochas analisadas.

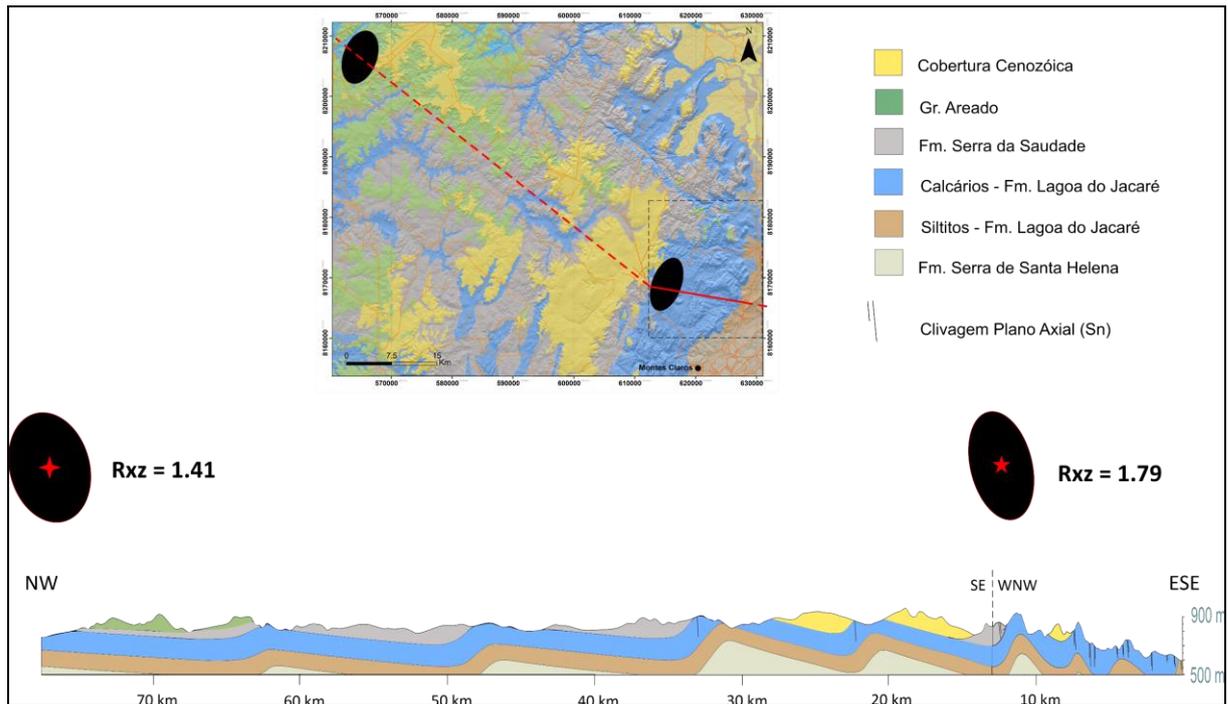


Figura 4.2 - Elipses do Plano xz projetadas em perfil geológico entre a Faixa Araçuaí e Brasília de Minas. A seção é baseada nos dados levantados neste trabalho e em Chaves & Andrade (2014) e Kuchenbecker & Costa (2014).

Fraturas foram descritas afetando todas as unidades ao longo da área de trabalho e refletem condições de deformação relativamente mais rúpteis, sob temperatura e/ou pressão menores. Fraturas plumosas (sub)verticais de direção (W)NW-(E)SE e com linhas de propagação horizontais sugerem que estas estruturas são resultantes de encurtamento na direção ESE. Tais feições parecem ter sido formadas sob um campo de tensões transcorrente, com σ_1 e σ_3 horizontais e com direções (W)NW-(E)SE e NNE-SSW, respectivamente. Isso sugere que as fraturas de alto mergulho NW-SE e NE-SW descritas neste trabalho poderiam representar fraturas cisalhantes destrais e sinistrais, respectivamente. Além de coerentes com aparentes estrias observadas em algumas destas feições, elementos como estes são descritos por outros autores e se associam a zonas transcorrentes tardias que afetam grande parte deste setor do Cinturão de antepaís da Faixa Araçuaí (Alkmim & Martins-Neto 2001, Reis *et al.* 2017). De qualquer maneira, estudos de detalhe voltados para o entendimento destas estruturas rúpteis são necessários para determinar a sistemática e correlação entre fraturas trativas e cisalhantes, assim como sua distribuição espacial.

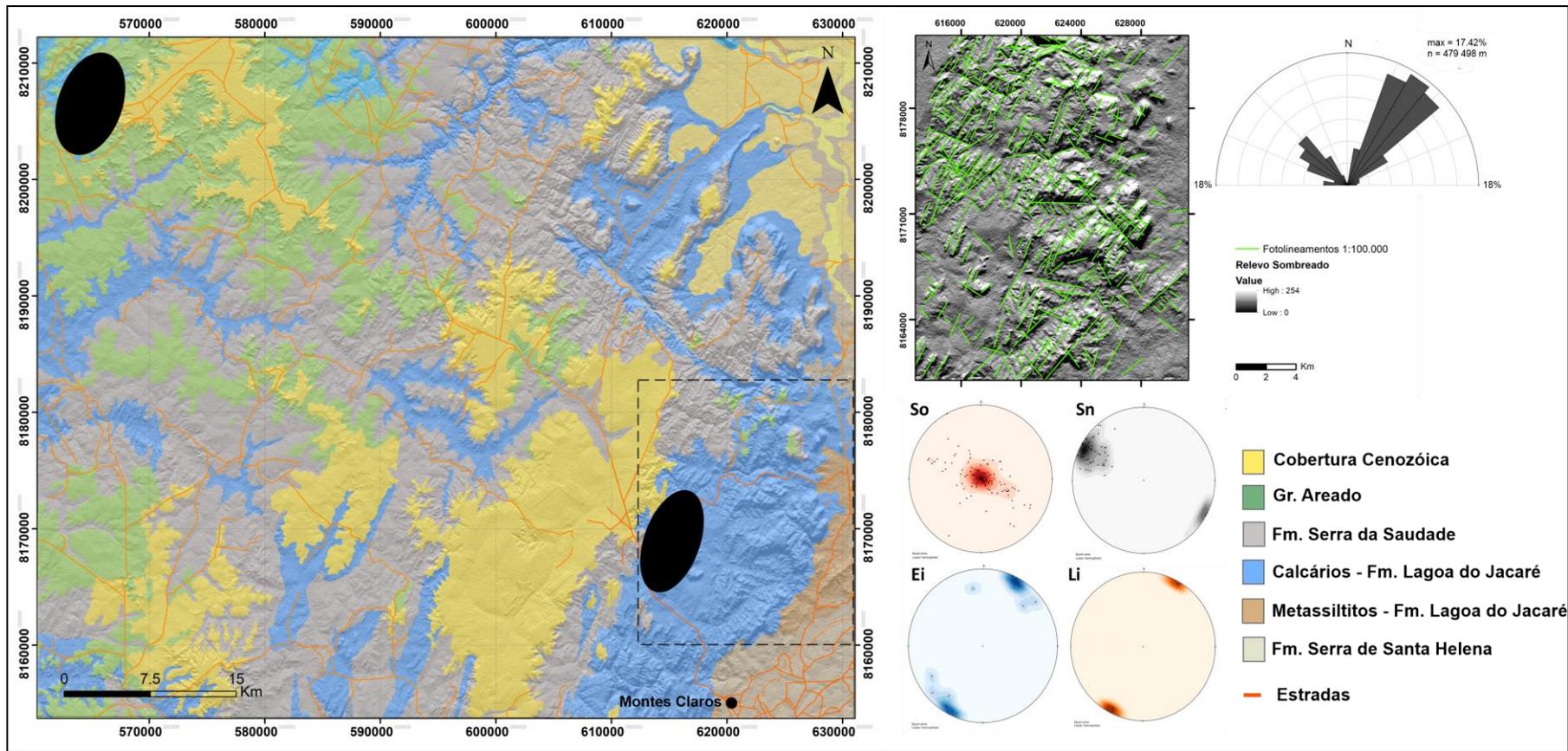


Figura 4.3 - Cortes ou seções horizontais dos elipsoides de deformação das amostras 117 (SE) e 81 (NW) projetadas no mapa litológico. Lineamentos e alinhamentos estruturais interpretados sobre Modelo Digital do Terreno e respectivas roseta. Estereogramas das medidas tomadas em campo (So: Acamamento sedimentar; Sn: Clivagem Plano Axial; Ei: eixos de dobras; Li: Lineação de interseção entre So e Sn). É possível notar a correlação direta entre os eixos maiores e menores das seções horizontais dos elipsoides de deformação obtidos e as estrutura tectônicas documentadas em campo.

4.1 O controle do arcabouço estrutural do Cinturão de antepaís da Faixa Araçuaí sobre o sistema cárstico-fissural da Formação Lagoa do Jacaré na região de Montes Claros

Como documentado, a trama estrutural das rochas carbonáticas da Formação Lagoa do Jacaré exerce forte controle o desenvolvimento de feições cársticas na região de Montes Claros. Foram reportados condutos paralelos aos eixos das dobras que se desenvolvem principalmente ao longo da lineação de interseção entre o acamamento e a clivagem plano axial. Esses condutos, quando bem desenvolvidos, se conectam a feições de dissolução planares adjacentes, formadas junto a superfícies de acamamento (Figura 3.32 Figura 3.35). Tanto os eixos de dobra quanto as clivagens plano axiais, se manifestam em superfície na forma de lineamentos e alinhamentos de direção NNE-SSW (Figura 3.9). Os dados levantados neste trabalho indicam que, em rochas carbonáticas, tais lineamentos estruturais devem corresponder a expressão regional de feições de dissolução como aquelas paralelas às lineações de interseção/eixos de dobra descritas em mesoescala (Figura 3.11 e Figura 3.17). Além disso, o encurtamento diferencial associado a camadas com espessuras variáveis e processos de deslizamento flexural, proporcionam a formação de dobras com diferentes comprimentos de onda e amplitudes que, quando empilhadas, resultam em maior quantidade de vazios entre planos de acamamento, favorecendo a carstificação.

Os dados apresentados neste estudo, juntamente com a análise da literatura, sugerem que o carste da Formação Lagoa do Jacaré exposto na área de trabalho tende a apresentar diferentes arranjos diretamente associados a trama estrutural do Cinturão de antepaís da Faixa Araçuaí. Sendo assim, maiores feições cársticas estariam associadas às cavidades cilíndricas e planares formadas pela dissolução ao longo dos planos de clivagem e acamamento e ao longo de eixos de dobras. Isso indica um importante *trend* de posicionamento do carste na região ao longo da direção N25°E, sobretudo, junto às interseções entre os planos de clivagem e acamamento nas grandes zonas de charneira. Adicionalmente, planos de clivagem com mergulho moderado a alto e fraturas representariam importantes feições cársticas responsáveis pela recarga de aquíferos da região. Neste sentido, fraturas trativas (plumosas) de direção (W)NW-(E)SE também representariam potenciais estruturas condicionantes para desenvolvimento do carste e conseqüentemente caminhos naturalmente mais permeáveis, desde que não preenchidas por qualquer outra fase mineral.

Como essas estruturas são resultado do encurtamento causado pelo avanço da Faixa Araçuaí, nas áreas mais próximas à faixa, como é o caso da região de Montes Claros, essas estruturas tendem a apresentar dobramentos mais frequentes e fechados e clivagem plano axial mais penetrativa. A ocorrência da clivagem plano axial diminui, à medida que se afasta da Faixa Araçuaí em função da própria diminuição da deformação, o que é acompanhado pelo aumento de espaçamento entre seus planos antes do seu desaparecimento no extremo oeste. Nesse cenário, a trama permo-porosa do

sistema cárstico tende a mudar no sentido da porção central e relativamente indeformada do Cráton do São Francisco. Nessas áreas, o sistema cárstico é controlado exclusivamente pelas as fraturas e, segundo dados levantados por Neves (2020), estruturas sedimentares sub-horizontais. A Figura 4.4 sintetiza as diferentes arquiteturas propostas para o sistema cártstico-fissural da Formação Lagoa do Jacaré na região entre Montes Claros e Brasília de Minas, conforme dados levantados neste trabalho e análise da literatura.

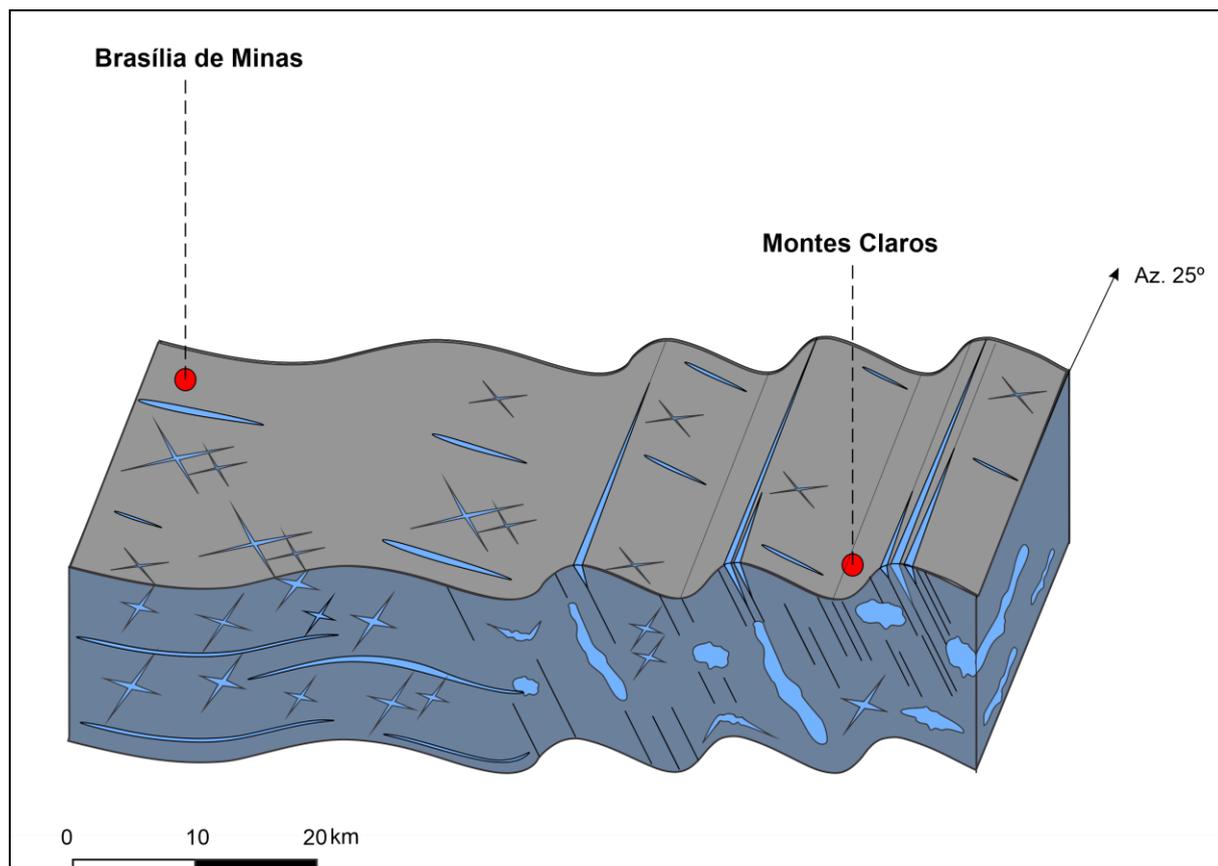


Figura 4.4 – Controle exercido sobre as estruturas do Cinturão de antepaís da Faixa Araçuaí sobre o Aquífero carstíco-fissural Bambuí na região entre Montes Claros e Brasília de Minas. À direita, as porções em azul claro representam caminhos que supostamente apresentam maiores permeabilidades e condutividades hidráulicas ao longo da direção N25E e controlados pela disposição dos eixos de dobra, clivagens plano axiais (e zonas de interseção) fraturas. À medida que a intensidade da deformação diminui no sentido oeste, o controle estrutural sobre a condutividade hidráulica e a permeabilidade passa a ser exercido por fraturas e feições sedimentares.

CAPÍTULO 6

CONCLUSÕES

A partir da integração e análise dos resultados apresentados é possível concluir que:

- Os dados levantados são compatíveis com modelo estrutural registrado na literatura, o qual indica que as rochas do Grupo Bambuí na região de Montes Claros compõem parte do Cinturão de antepaís da Faixa Araçuaí, que apresenta uma trama tectônica resultante de um encurtamento na direção ENE.
- Em conjunto, a análise da literatura, as estruturas documentadas e elipsoides de deformação obtidos a partir do método de Fry indicam sentido de transporte tectônico para WNW. Estes elementos teriam se desenvolvido sob um campo de tensões com σ_1 WNW-ESE, σ_2 NNE-SW e σ_3 (sub)vertical.
- O encurtamento é paralelo ao acamamento, proporcionando dobramento por mecanismos de deslizamento flexural.
- Os dados corroboram com modelo registrado na literatura quanto ao comportamento da deformação na margem leste da Bacia do São Francisco. A deformação é maior no setor leste da área estudada. Ela tende a diminuir à medida em que se afasta da Faixa Araçuaí. A intensidade dos dobramentos e clivagem plano axial também é maior nas regiões mais a leste e diminui à medida que se caminha para o centro do cráton.
- Fraturas (sub)verticais com direções principais WNW-ESE e NW-SE afetam as rochas ao longo de toda a área estudada. As fraturas WNW-ESE representam fraturas trativas, sugerindo encurtamento na direção ESE-WNW.
- A carstificação na área de trabalho é controlada pelos planos da clivagem plano axial e do acamamento, com destaque para as zonas de interseção entre esses planos, que tendem a formar condutos cilíndricos e alongados na direção de azimute igual a 25°. Esses condutos cilíndricos quando desenvolvidos, formam cavidades com geometria tendendo a tabular, subparalelas à clivagem plano axial, com atitudes próximas a 115/82. As fraturas também controlam a carstificação. Quando não preenchidas, fraturas trativas com direção WNW podem controlar importantes zonas permo-porosas. Essas fraturas ocorrem com maior frequência. Tanto as feições rúpteis-dúcteis quanto as fraturas se expressam em superfície na forma de lineamento/alinhamentos estruturais facilmente identificados em Modelo Digital do Terreno.

- A atuação do deslizamento flexural contribuiu para maior carstificação próxima aos planos de acamamento que separam estratos finos de estratos grossos, com encurtamento diferencial.
- Os dados deste trabalho sugerem que o carste do Grupo Bambuí tende a ser mais desenvolvido quando está associado, além das fraturas, aos dobramentos e clivagem plano axial nas porções mais próximas à Faixa Araçuaí onde estas estruturas são mais comuns e/ou penetrativas. À medida que a deformação diminui para oeste o carste passaria a ser controlados exclusivamente pelas fraturas e estruturas primárias (ex.: So).

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Agência Nacional de Águas (Brasil) 2018. Hidrogeologia dos Ambientes Cársticos da Bacia do Rio São Francisco para a Gestão de Recursos Hídricos. Relatório Final – Volume III – Áreas Piloto – Tomo 2 –Bacia Hidrográfica do Rio do Vieira /MG/ Agência Nacional de Águas; Elaboração e Execução: Consórcio TPF Techne. - Brasília: ANA, 2018. 332p.
- Alkmim F. F., & Martins-Neto M. A. 2001. A bacia intracratônica do São Francisco: arcabouço estrutural e cenários evolutivos. *In: Pinto, C. P., & Martins-Neto, M. A. Bacia do São Francisco: geologia e recursos naturais. Sociedade Brasileira de Geologia, Núcleo Minas Gerais, Belo Horizonte, p. 9-30.*
- Boersma Q., Prabhakaran R., Bezerra F. H., Bertotti G. 2019. Linking natural fractures to karst cave development: A case study combining drone imagery, a natural cave network and numerical modelling. *Petroleum Geoscience. 25(4): 454-469.*
- Borges L. 2007. *Qualidade da água do rio Vieira sob a influência da área urbana de Montes Claros MG*. MS Dissertation. Engenharias, Universidade Federal de Uberlândia, Uberlândia, 86 p.
- Campos J.E.G., Dardenne M. A. 1997a. Estratigrafia e sedimentação da Bacia Sanfranciscana: Uma revisão. *Revista Brasileira de Geociências 27(3): 269–282.*
- Chaves M. L. S. C. & Andrade K. W. 2014. *Geologia e recursos minerais da folha Montes Claros – Folha SE. 23-XA-VI, escala 1:100.000. Texto explicativo, estado de Minas Gerais, Serviço Geológico do Brasil – CPRM, 77p.*
- Costa D. A., Velásquez L. N. M., Fantinel L. M., Freitas A. M., Pereira C., Rodrigues P. C. H., Silva S. M. 2010. Hidroquímica e características dos sistemas aquíferos cárstico-fissural e granular no norte de Minas Gerais. *In: 16º Congresso Brasileiro de Águas Subterrâneas e 17º Encontro Nacional de Perfuradores de Poços. São Luís, 20 p.*
- Dunham R. J. (eds.). 1962. *Classification of carbonate rocks according to depositional textures.*
- Feitosa F. A. C., Manoel Filho J., Feitosa E. C., Demétrio J. G. A. (2008). *Hidrogeologia: conceitos e aplicações. Rev. e ampl. Rio de Janeiro: CPRM.*
- Fossen H. (eds.). 2012. *Structural Geology.* Cambridge, Cambridge University Press, 577 p.
- Gay N. C. (1970). The formation of step structures on slickensided shear surfaces. *The Journal of Geology 78(5): 523-532. In: Hancock, P. L. 1985. Brittle microtectonics: principles and practice. Journal of structural geology 7(3-4): 437-457.*

Soares, A.L.F. 2020, Análise Estrutural do Cinturão de Antepaís da Faixa Araçuaf...

Hancock P. L. 1985. Brittle microtectonics: principles and practice. *Journal of structural geology* **7(3-4)**: 437-457.

Hercos C. M., Martins Neto M. A., Danderfer Filho A. 2008. Arcabouço estrutural da Bacia do São Francisco nos arredores da Serra da Água Fria (MG), a partir da integração de dados de superfície e subsuperfície. *Revista Brasileira de Geociências* **38(2)**: 197-212.

Hodgson R., 1961. Regional study of jointing in the Comb Ridge-Navajo Mountain area, Arizona and Utah. *Am. Assoc. Petrol. Geologists Bull* **45**: 11-38. In: Marshak S., Mitra G. (eds.). 1988. Basic methods of structural geology (pp. 303-332). New Jersey, Prentice Hall, Engle-wood Cliffs, 437 p.

Hodgson R., 1961. Regional study of jointing in the Comb Ridge-Navajo Mountain area, Arizona and Utah. *Am. Assoc. Petrol. Geologists Bull* **45**: 11-38. In: Hancock, P. L. 1985. Brittle microtectonics: principles and practice. *Journal of structural geology* **7(3-4)**: 437-457.

Kuchenbecker M., Atman D., Costa R. D., Pedrosa-Soare, A. C., Babinski M. 2016. A Formação Gorutuba: sedimentação litorânea a continental na margem leste da Bacia Bambuí (MG). *Geologia USP. Série Científica*, **16(2)**: 67-81.

Kuchenbecker M.; Costa R.D. 2014. *Projeto Norte de Minas – Mapa Geológico Folha Capitão Enéas (SE.23-X-A-III)*, escala 1: 100.000. Texto explicativo, Belo Horizonte, Universidade Federal de Minas Gerais e CODEMIG.

Liu W. T. H. (2015). Aplicações de sensoriamento remoto. Campo Grande, Oficina de Textos, 900p.

Lopes T. C. 2012. O Supergrupo Espinhaço na Serra do Cabral, Minas Gerais: contribuição ao estudo de proveniência sedimentar. MS Dissertation. Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte, 88p.

Marshak S., Mitra G. (eds.). 1988. Basic methods of structural geology (pp. 303-332). New Jersey, Prentice Hall, Engle-wood Cliffs, 437 p.

Martinez M. I. 2007. *Estratigrafia e tectônica do grupo Bambuí no norte do Estado de Minas Gerais*. MS Dissertation, Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte, 112 p.

Martins-Neto M. A., Alkmim F. F. (2001). Estratigrafia e evolução tectônica das bacias neoproterozóicas do paleocontinente São Francisco e suas margens: Registro da quebra de Rodínia e colagem de Gondwana. *Bacia do São Francisco: Geologia e Recursos Naturais, SBG/Núcleo MG*, 31-54.

Moreira D. S., Uhlein A., Dussin I. A., Uhlein G. J., & Misuzaki A. M. P. 2020. A Cambrian age for the upper Bambuí Group, Brazil, supported by the first U-Pb dating of volcanoclastic bed. *Journal of South American Earth Sciences*, **99**: 102503.

Mourão M. A. A., Cruz W. B., Gonçalves R. L. F. 2001. Caracterização hidrogeológica da porção mineira da Bacia Hidrográfica do São Francisco. *In*: Pinto, C. P., & Martins-Neto, M. A. Bacia do São Francisco: geologia e recursos naturais. *Sociedade Brasileira de Geologia*, Núcleo Minas Gerais, Belo Horizonte, p. 327-349.

Neves P. (2020) A plataforma carbonática de alta energia da formação Lagoa do Jacaré (Grupo Bambuí) na região de Brasília de Minas, MG: arquitetura sedimentar, feições pós-deposicionais e potencial relação com sistemas petrolífero e cárstico locais.. *Trabalho de Conclusão de Curso*, Departamento de Geologia, Universidade Federal de Ouro Preto, Ouro Preto.

Nicolas A. (eds.). 1987. *Principles of rock deformation*. Canadá, Kluwer Academic Publishers, 208 p.

Paula-Santos G. M., Babinski M., Kuchenbecker M., Caetano-Filho S., Trindade R. I., Pedrosa-Soares A. C. 2015. New evidence of an Ediacaran age for the Bambuí Group in southern São Francisco craton (eastern Brazil) from zircon U–Pb data and isotope chemostratigraphy. *Gondwana Research*, **28**(2):702-720.

Ramsay J. G., & Huber M. I. (eds.). 1987. *The techniques of modern structural geology: Folds and fractures*. California, Academic Press, Elsevier Science, 697 p.

Ramsay J. G., & Huber M. I. (eds.). 1983. *The techniques of modern structural geology: strain analysis*. London, Academic press, 307 p.

Ramsay J. G., & Huber M. I. (eds.). 1983. *The techniques of modern structural geology: strain analysis*. London, Academic press, 307 p.

Reis H. L., & Suss J. F. 2016. Mixed carbonate–siliciclastic sedimentation in forebulge grabens: An example from the Ediacaran Bambuí Group, São Francisco Basin, Brazil. *Sedimentary geology*, **339**: 83-103.

Reis H. L., Alkmim F. F., Fonseca R. C., Nascimento T. C., Suss J. F., Prevatti, L. D. 2017. The São Francisco Basin. *In*: Heilbron, M., Cordani, U.G., Alkmim, F.F. (eds.). São Francisco Craton, Eastern Brazil. *Developments Regional Geology Reviews*, Switzerland, Springer, p. 117-143

Rossi A. V., Danderfer Filho A., Bersan S. M., Kelmer L. R., Tavares T. D., Lana, C. (2020). Stratigraphic, isotopic, and geochronological record of a superposed pro-foreland basin in the eastern São Francisco craton during west Gondwana amalgamation. *Journal of South American Earth Sciences*, **97**, 102406.

Sgarbi G. N. C., Sgarbi P. D. A., Campos J. E. G., Dardenne M. A., Penha U. C. 2001. Bacia Sanfranciscana: o registro fanerozóico da Bacia do São Francisco. *In*: Pinto, C. P., & Martins-Neto, M. A. Bacia do São Francisco:

Soares, A.L.F. 2020, Análise Estrutural do Cinturão de Antepaís da Faixa Araçuaí...

geologia e recursos naturais. *Sociedade Brasileira de Geologia*, Núcleo Minas Gerais, Belo Horizonte, p. 93-138.

Singhal B. B. S. & Gupta, R. P. (eds.). 2010. *Applied hydrogeology of fractured rocks*. Roorkee, Springer Science & Business Media, 401 p.

Souza M., Oliveira S. C., Paixão M. M. D. O. M., Haussmann M. G. (2014). Aspectos Hidrodinâmicos e Qualidade das Águas Subterrâneas do Aquífero Bambuí no Norte de Minas Gerais. *Revista Brasileira de Recursos Hídricos*, **19**(1), 119-129.

Suppe J. (eds.). 1985. *Principles of structural geology*. New Jersey, Prentice Hall, Engle-wood Cliffs, 537 p. In: Marshak S., Mitra G. (eds.). 1988. Basic methods of structural geology (pp. 303-332). New Jersey, Prentice Hall, Engle-wood Cliffs, 437 p.

Twiss R. J., & Moores E. M. (eds.). 1992. *Structural geology*. New York, Macmillan, 736 p.

Uhlein A., Perrela P., Uhlein G.J., Caxito F.A.; Neiva G.S., Souza R.D., Mendes T.A.A. 2015. *Projeto Fronteira de Minas – Mapa Geológico Folha Januária (SD.23-Z-C-II)*, escala 1: 100.000. Texto explicativo, Belo Horizonte, Universidade Federal de Minas Gerais e CODEMIG.

Waldron J., & Snyder M. (eds.). 2020. *Geological Structures: a Practical Introduction*. University of Alberta, 213 p.

Wheeler R. L., & Dixon J. M. (1980). Intensity of systematic joints: methods and application. *Geology*, **8**: 230-233. In: Marshak, S., Mitra, G. (eds.). 1988. Basic methods of structural geology (pp. 303-332). New Jersey, Prentice Hall, Engle-wood Cliffs, 437 p.

APÊNDICE

Medidas estruturais

Ponto	Longitude	Latitude	Altitude	Estrutura	Direção de Mergulho	Mergulho
TA 01	627639	8163674	618	Fratura	263	83
TA 03	626971	8164260	642	Clivagem plano axial	130	59
TA 07	625009	8165636	640	Fratura	225	90
TA 08	624654	8165570	643	Clivagem plano axial	100	80
TA 09	624381	8165605	656	Clivagem plano axial	130	81
TA 09	624381	8165605	656	Acamamento	300	78
TA 10	624150	8165630	669	Acamamento	280	2
TA 12	622755	8165769	701	Clivagem plano axial	120	78
TA 13	622359	8165920	709	Acamamento	143	23
TA 14	620787	8166463	742	Acamamento	304	44
TA 15	615990	8165869	846	Fratura	60	84
TA 16	616531	8165448	814	Fratura	50	84
TA 17	620314	8166636	743	Acamamento	147	2
TA 18	619464	8166202	693	Fratura	210	88
TA 19	615356	8168741	773	Clivagem plano axial	110	80
TA 20	615899	8169964	828	Clivagem plano axial	125	88
TA 21	619806	8171554	805	Fratura	55	88
TA 21	619806	8171554	805	Clivagem plano axial	141	86
TA 23	621707	8171129	754	Acamamento	200	2
TA 24	621937	8171324	755	Fratura	238	67
TA 25	622349	8171377	752	Clivagem plano axial	125	89
TA 26	623773	8170948	737	Acamamento	300	28
TA 27	624582	8171492	689	Acamamento	282	28
TA 28	624660	8171533	685	Clivagem plano axial	116	80
TA 29	625515	8172714	643	Acamamento	155	8
TA 30	618944	8162093	758	Fratura	210	82
TA 31	619434	8162360	771	Acamamento	51	8
TA 32	619451	8162396	784	Acamamento	319	24
TA 32	619451	8162396	784	Fratura	54	68
TA 33	619755	8162323	779	Acamamento	103	23
TA 34	616856	8162468	803	Acamamento	230	11
TA 38	628175	8173891	588	Fratura	60	89
TA 39	627557	8173965	648	Acamamento	174	25
TA 41	625466	8174719	675	Acamamento	204	18
TA 43	624233	8174714	657	Acamamento	320	16
TA 44	623307	8175423	662	Clivagem plano axial	120	90
TA 45	622883	8175191	675	Fratura	220	80
TA 46	622554	8175162	674	Acamamento	157	34

TA 47	621762	8175296	725	Acamamento	250	2
TA 49	617194	8171586	770	Fratura	200	89
TA 51	619232	8173626	730	Acamamento	290	10
TA 52	619439	8174378	706	Clivagem plano axial	117	85
TA 55	621228	8177983	842	Acamamento	269	15
TA 58	622322	8181114	685	Acamamento	175	5