



**UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARÁ
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
FACULDADE DE GEOLOGIA**

TRABALHO DE CONCLUSÃO DE CURSO

**PADRÕES GEOMÉTRICOS EM MILONITOS DO *DUPLEX*
LAVRAS DA MANGABEIRA, VÁRZEA ALEGRE - CE.**

Trabalho apresentado por:

LENISSON MIRANDA DE BARROS COSTA

Orientador: Prof.Dr. Roberto Vizeu (UFPA)

Coorientadora: Prof.Msc. Iara Maria dos Santos (UFPA)

**BELÉM
2019**



Universidade Federal do Pará
Instituto de Geociências
Faculdade de Geologia

**PADRÕES GEOMÉTRICOS EM MILONITOS DO *DUPLEX*
LAVRAS DA MANGABEIRA, VÁRZEA ALEGRE - CE.**

TRABALHO APRESENTADO POR

LENISSON MIRANDA DE BARROS COSTA

Como condição para obtenção do grau de Bacharel em Geologia, pela Universidade Federal do Pará

Data de aprovação: 13/12/2019

Banca examinadora:

Prof. Dr. Roberto Vizeu Lima
Pinheiro Orientador-UFPA

Prof. Dr. Francisco de Assis
Matos de Abreu -UFPA

Msc. Junny Kyley Mastop de
Oliveira - CPRM

**À Deus,
À meus pais,
À minha família.**

AGRADECIMENTOS

Reservo este espaço para expressar minha gratidão a todas as pessoas e instituições que colaboraram para a realização deste trabalho.

Em primeiro lugar, agradeço a Deus, pois ele me deu forças em todos os momentos, principalmente naqueles mais difíceis e sempre esteve ao meu lado quando precisei de palavras confortantes.

Agradeço aos meus pais e a minha irmã, por sempre estarem presentes na minha vida, corrigindo erros, incentivando acertos, pelos bons exemplos de coragem, confiança, dedicação e acima de tudo companheirismo.

À Universidade Federal do Pará (UFPA) que, através da faculdade de Geologia, me acolheu ajudando a modelar meu perfil acadêmico e profissional ao longo de todos esses anos de graduação.

Agradeço aos grandes amigos do grupo de Geologia Estrutural (Art, Iara, Gabriel e Vizeu) por sempre estarem dispostos a ajudarem e pelos momentos divertidos e descontraídos vividos no ambiente de trabalho.

Um agradecimento especial aos amigos Marccus e Yago que foram indispensáveis para conclusão deste trabalho, sempre dispostos a ajudar e pela paciência que sempre tiveram nos trabalhos realizados em campo.

Agradeço a professora Iara Maria, pela atenção, carinho, apoio e dedicação sempre demonstrados para com a sua profissão.

Agradeço também, a toda equipe de logística do IG, responsáveis por coordenar as viagens de campo, pois sem eles a coleta de dados para esse trabalho seria muito mais difícil ou até mesmo impossível.

O último agradecimento vai para o professor, orientador e acima de tudo um grande amigo Roberto Vizeu. Expresso meus sinceros agradecimentos pela grande paciência, orientação, críticas e sugestões que além de servirem para conclusão desse trabalho, serviram também para meu crescimento pessoal e profissional ao longo desses cinco anos de graduação.

“A ciência nunca resolve um problema sem
criar pelo menos outros dez”.

GEORGE BERNARD SHAW

Abstract

The studied area is located in the western part of the Patos Shear Zone, in the central portion of the Borborema Province along the Transversal Zone Domain. The TTG's rocks, outcropping in the region, show close composition and organization of a greenstone terrain with a preferred NE-SW trend. The present work deals with the geological and structural interpretation of deformation present in the rocks of the region, including the geometric and kinematic analyzes of both ductile and brittle features recorded in the exposed gneisses and granites. The final aim is to contribute to clarify the understanding of part of the geological evolution of Borborema Province. The exposed rocks are mylonites and monzo- to granodioritic migmatites, which a NE-SW trending pervasive mylonitic fabric. The observed deformation is related to pure shear-dominated transpressive event with pervasive dextral kinematics. This event is associated with the establishment of the Lavras da Mangabeira Duplex. The pure shear-dominated transpressional structures identified in the rocks are related to the Brasiliano Cycle shear that took place along all the Lavras da Mangabeira Duplex.

RESUMO

A área de estudo está localizada a oeste da Zona de Cisalhamento Patos, na porção central da Província Borborema, no domínio zona transversal próximo ao limite com o domínio Rio Grande do Norte. As rochas TTG aflorantes na área possuem composição características de terrenos *greenstones* e um arranjo tectônico com um *trend* preferencial NE-SW. O presente trabalho aborda a interpretação geológico-estrutural das rochas da região, a partir de análises geométricas e cinemáticas das tramas dúcteis e rúpteis registradas nos gnaisses e granitos aflorantes, com o objetivo de esclarecer o entendimento de parte da evolução geológica da província Borborema. As rochas expostas estão representadas por milonitos derivados de migmatitos de composição monzo a granodiorítica, as quais apresentam uma trama milonítica pervasiva de direção preferencial NE-SW. Esta deformação foi associada a eventos transpressivos dominada por cisalhamento puro com cinemática dextral associada. Este evento é associado ao estabelecimento do *Duplex* Lavras da Mangabeira. As evidências estruturais indicam que os milonitos são rochas sintectônicas em relação aos corpos graníticos lenticulares concordantes com a foliação milonítica. As estruturas e padrões deformacionais identificadas na área resultam de uma transpressão dominada por cisalhamento puro com cinemática dextral associada ao Ciclo Brasileiro.

SUMÁRIO

1.	INTRODUÇÃO	9
1.1	APRESENTAÇÃO.....	9
1.2	OBJETIVOS.....	12
1.3	LOCALIZAÇÃO E ACESSO DA ÁREA ESTUDADA.....	12
1.4	METODOLOGIA.....	14
1.5	TERMOS E CONCEITOS APLICADOS.....	16
1.5.1	Zonas de Cisalhamento	16
1.5.2	Duplex	18
1.5.3	Foliação	19
1.5.4	Lineações	20
2.	GEOLOGIA REGIONAL	21
2.1	APRESENTAÇÃO.....	21
2.3	UNIDADES LITOESTRATIGRÁFICAS.....	25
3.	GEOLOGIA DA ÁREA DE ESTUDO	29
3.2	OCORRENCIA E DISTRIBUIÇÃO DAS ROCHAS MAPEADAS.....	29
3.3	GNAISSES.....	30
3.4	GRANITOS.....	35
4.	GEOMETRIA E CINEMÁTICA DAS ROCHAS AFLORANTES	42
4.1	APRESENTAÇÃO.....	42
4.2	ESTRUTURAS TECTONICAS DÚCTEIS.....	42
4.3	ESTRUTURAS TECTONICAS RUPTEIS.....	52
5.	EVOLUÇÃO GEOLÓGICA	57
5.1	INTRODUÇÃO.....	57
6.	CONCLUSÕES	60
	REFERÊNCIAS.....	61

1. INTRODUÇÃO

1.1 APRESENTAÇÃO

Este trabalho foi desenvolvido nos domínios geológicos da Província Borborema com área de estudo localizada na porção sudeste do estado do Ceará, sobre a Zona de Cisalhamento Patos e analisa as principais feições tectônicas de parte do *Duplex* Lavras da Mangabeira situado na porção oeste da Zona de Cisalhamento Patos (Fig. 1) (Vauchez et al. 1995; Corsini et al. 1996; Freimann 2014).

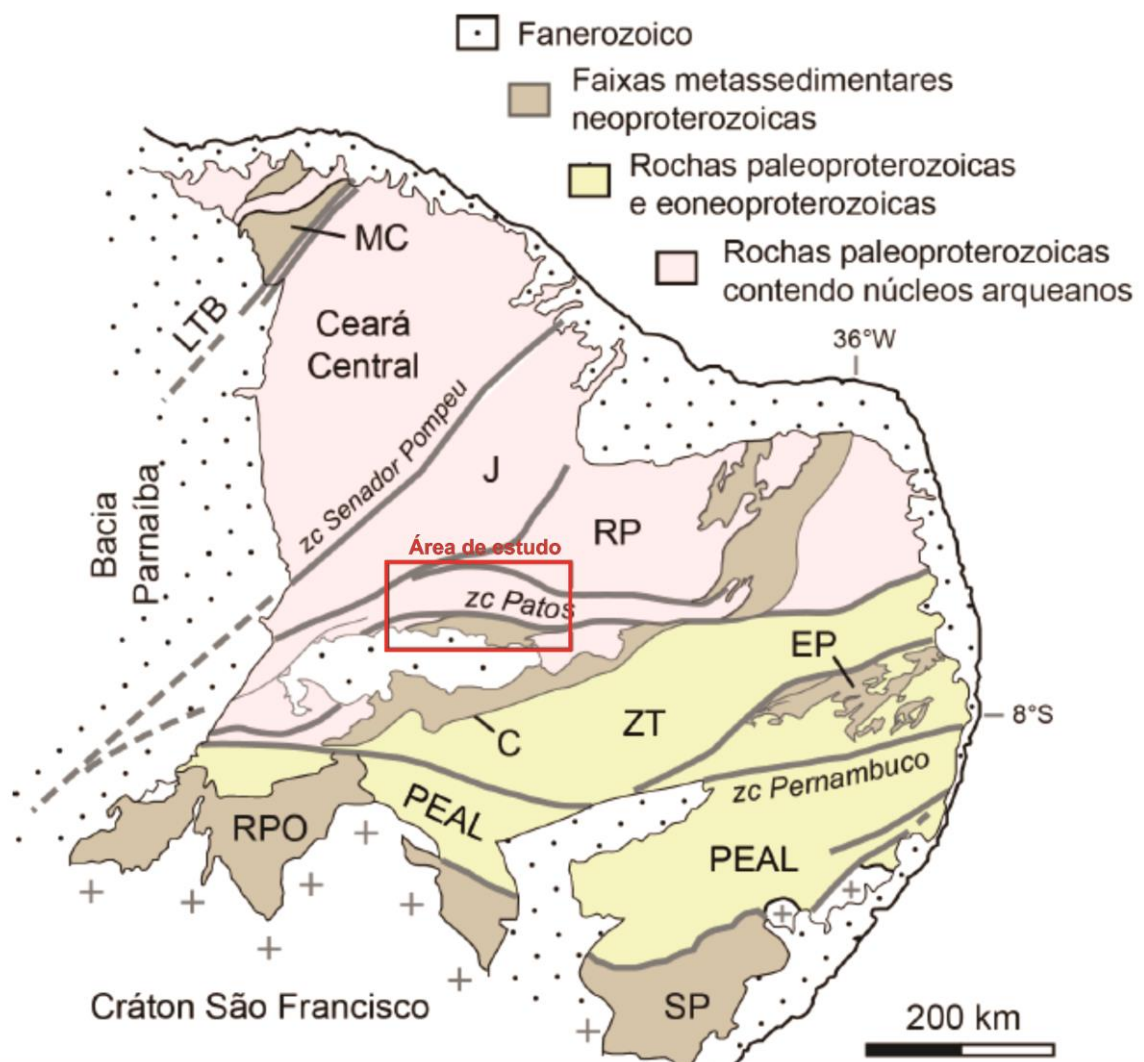


Figura 1: Compartimentação tectônica da Província Borborema com destaque para a localização da área de estudo indicada pelo retângulo vermelho localizada na porção oeste da zona de cisalhamento Patos. (LTB, Lineamento Trans-Brasiliano; MC, Médio Coreaú; J, Bloco Jaguaribe; RP, Rio Piranhas; SE, Seridó; C, Cachoeirna; EP, Leste Pernambuco; SP, Sergipano; RPO, Riacho do Pontal; ZT, Zona Transversal e PEAL, Domínio Pernambuco-Alagoas). Adaptado de Freimam (2014).

O Lineamento Patos caracteriza uma estrutura originada a partir de colisões associadas ao Ciclo Brasileiro que divide o Domínio Zona Transversal e o Domínio Rio Grande do Norte (BRITO NEVES et al. 2001). À oeste, o Lineamento Patos se curva progressivamente para sudoeste gerando uma transição do *trend* estrutural de E-W para NE-SW formando uma matriz arqueada de aproximadamente 50 km de largura e 150 km de comprimento. Corsini (1996) descreve essa estrutura como *duplex* com falhas de cavalgamento desenvolvidas por uma tectônica transpressiva onde as unidades estão imbricadas e formam várias lentes sigmoidais de quilômetros de largura (Fig. 2).

Corsini (1996) foi o primeiro a observar os padrões de deformação que caracterizam o *Duplex* Lavras da Mangabeira e descreveu uma estrutura convexa em seção transversal resultante do empilhamento de unidades lenticulares ou *horses* de cavalgamento.

Os entendimentos acerca do arranjo tectônico e contexto metamórfico das rochas aflorantes nesta região são bem caracterizados em escala regional, porém pouco caracterizados em mesoescala (Jardim de Sá 1984; Archanjo e Bouchez 1991; Corsini et al. 1991).

Na área de estudo afloram rochas de composição TTG características de terreno *greentones* apresentando importantes registros estruturais necessárias para o amplo entendimento a respeito dos eventos geológicos ocorridos que resultaram na atual configuração tectônica evidente na região.

Os dados apresentados neste trabalho concentram informações estruturais das rochas expostas na Zona de Cisalhamento Patos fornecendo base para o entendimento da configuração espacial, posicionamento tectonoestratigráfico e suas possíveis relações com os eventos tectônicos ocorridos no Arqueano ao Cenozóico.

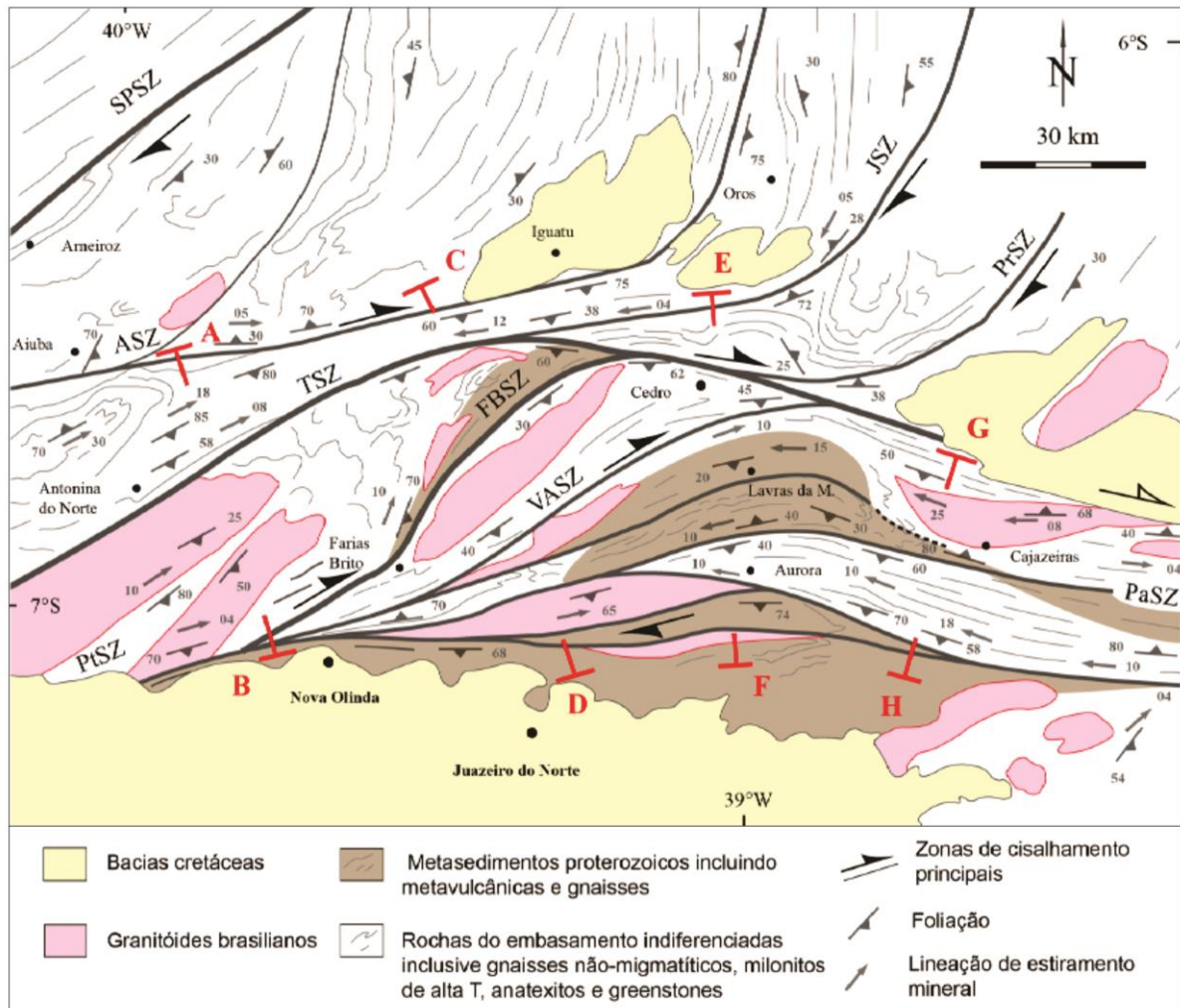


Figura 2: *Duplex strike-slip*, formado a oeste da Zona de Cisalhamento Patos. É possível observar estrutura com falhas de cavalgamento desenvolvidos por uma tectônica transpressiva com unidades imbricadas e formando várias lentes sigmoidais. (Adaptado de Freimann 2014).

1.2 OBJETIVOS

Os objetivos do trabalho incluem:

(i) Caracterização dos aspectos geométricos e cinemáticos das estruturas tectônicas registradas nas rochas expostas em parte do *Duplex* Lavras da Mangabeira na região de Várzea Alegre (CE);

(ii) Investigar a partir de dados de mapeamento geológico de detalhe (escala 1:25000), parte do *Duplex* Lavras da Mangabeira, com ênfase nas suas estruturas tectônicas e distribuição das rochas.

1.3 LOCALIZAÇÃO E ACESSO DA ÁREA ESTUDADA

A área de estudo localiza-se 5 km à leste do município de Várzea Alegre no sudeste do estado do Ceará. Compreende uma área limitada pelas coordenadas 6°40'S, 39°20'W, 6°50'S e 39°30'W de aproximadamente 80 km². Está incluída nas folhas Cedro (SB-24-Y-B-VI) e Cajazeiras (SB-24-Z-A-IV) (CPRM). As principais vias de acesso desta região são as rodovias BR-230, CE-211 e CE-385 (Fig. 3).

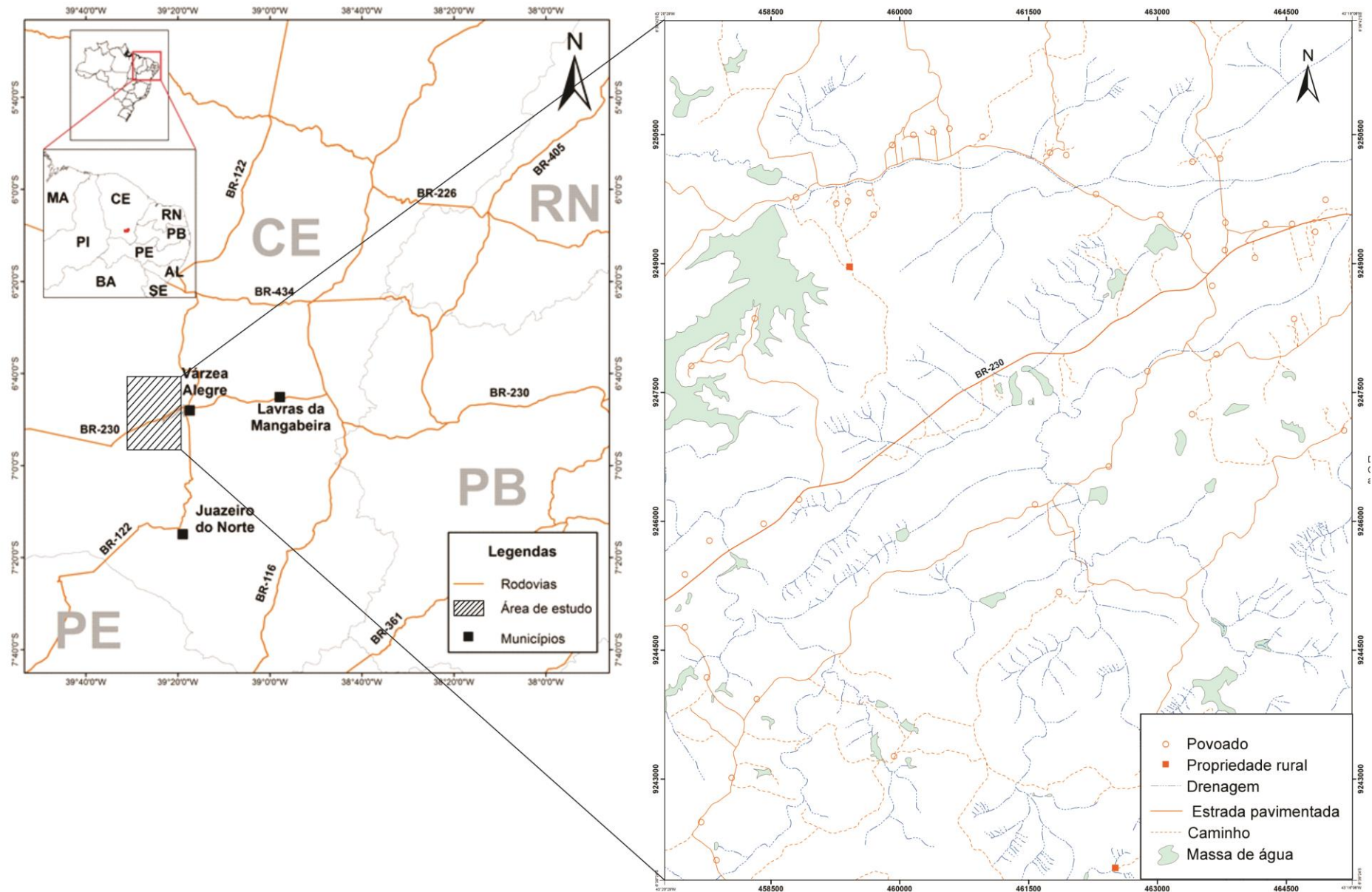


Figura 3: Mapa de localização e logístico com principais vias de acessos e localidades da área de estudo.

1.4 METODOLOGIA

A análise das estruturas tectônicas presente nas rochas expostas na área de estudo foram realizadas com base no conceito de deformação progressiva em zonas de cisalhamento dúctil, fluxo deformacional, partição e fácies de deformação, que priorizam a definição geométrica e cinemática do fluxo representativo das condições de formação e vorticidade evidentes nas estruturas tectônicas observadas, possibilitando a aplicação deste conceito em qualquer regime tectônico (Fossen & Tikoff 1998). Esta análise permite a organização em domínios de fluxo e domínios estruturais.

A execução deste trabalho envolve os seguintes procedimentos: levantamento bibliográfico e cartográfico existente para a região, fotointerpretação da área de estudo identificando lineamentos a partir de sensoriamento remoto, elaboração de mapas base (logística e estrutural) na escala de 1:25000, descrição de afloramentos, coleta de dados litológicos e estruturais. Os *softwares* utilizados para a confecção dos mapas foram: *Arcgis 10.5*, *Global Mapper 17*, *Zoner Photo Studio 17*, *Google Earth Pro* e *Corel Draw X7*.

1.4.1 Levantamento bibliográfico e cartográfico

Nesta etapa foram reunidas monografias, teses, dissertações, livros, artigos e mapas, com o objetivo de obter conhecimento prévio sobre a geologia da região, sua evolução, litoestratigrafia e seus principais domínios. A pesquisa bibliográfica resultou em uma síntese da geologia regional e uma revisão conceitual, que servem como base para o presente trabalho.

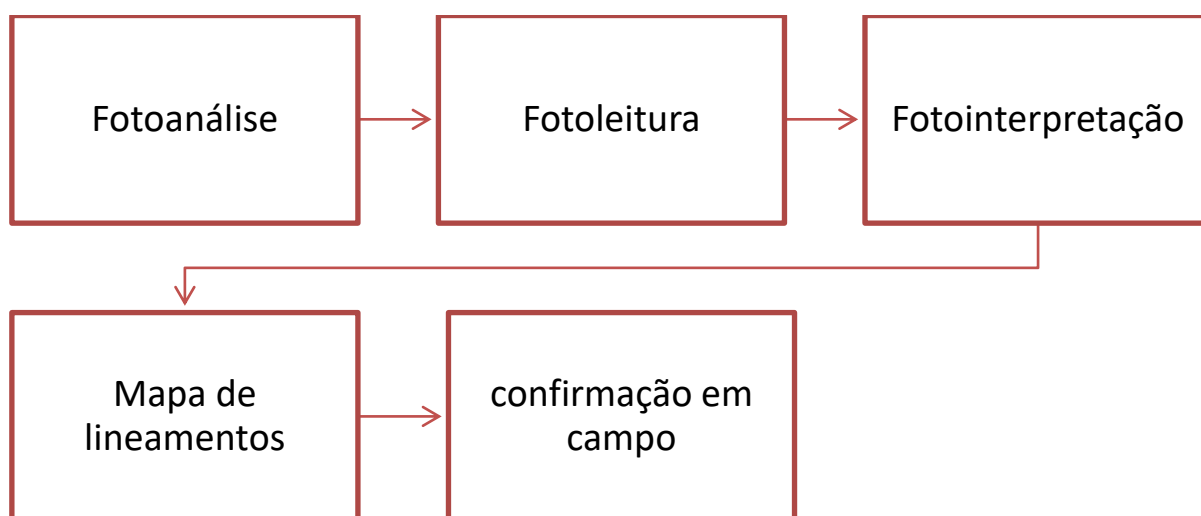
1.4.2 Estudo dos lineamentos e elaboração de mapa logístico

A metodologia empregada para o estudo dos lineamentos foi baseado no Método Lógico-Sistemático de Soares & Fiori (1976), dividido em três passos: a) identificação de elementos de imagem; b) análise de elementos de imagem; c) interpretação de elementos de imagem, ajudando na identificação dos elementos como relevo e drenagem da imagem obtida por anaglifos. Como auxílio a esta etapa foi utilizado um Modelo Digital de Elevação (MDE) obtido a partir de dados da missão SRTM (*Shuttle Radar Topography Mission*), desenvolvido pela NASA (*National Aeronautics and Space Administration*) e pelo NGA (*National Geospatial-Intelligence Agency*) no ano 2000, e também imagens do satélite de alta resolução

Geo Eye obtidas através do aplicativo *Google Earth Pro*. Dessa forma foi possível a elaboração dos mapas de lineamento e logístico presente nos anexos III e IV deste trabalho.

Para a confecção do mapa de lineamentos (Anexo IV), Inicialmente foram identificados e traçados em *Arcgis 10.5*, a partir de anaglifos da área, os elementos principais da imagem, como relevo e drenagem, definindo assim, a morfologia do terreno. Em seguida foram identificadas diferentes texturas de relevo e drenagem, de acordo com a distinção textural e agrupamento de elementos semelhantes. Para definir as Zonas Homólogas de Drenagem foram utilizadas as diferenças dos padrões texturais, de distribuição e densidade da área. Já para as Zonas Homólogas de Relevo, utilizou-se as quebras negativas do terreno, essas foram as últimas a definir padrões para elaboração do mapa de lineamentos (fotoanálise).

Com o produto da fotoanálise foi possível fazer a Fotointerpretação com base nas características que foram utilizadas para agrupar as feições da área. A partir da interpretação por métodos dedutivos, comparativos e inferências aplicadas na imagem, obteve-se à inferência geológica, com informações como a possível quantidade de unidades litológicas, a sequência preliminar e lineamentos prováveis traçados na área. Todavia, estas interpretações são indiretas e serviram como arcabouço base para o mapeamento. Apenas no levantamento de campo essas informações foram confirmadas ou retificadas.



Fluxograma 1: Fluxograma do Método de Análise Lógica de Soares e Fiori (1976) aplicado na produção do mapa de lineamentos da área de estudo.

1.4.3 Descrição e coleta de dados em afloramentos

Durante a execução das atividades em campo foram utilizados, além dos equipamentos básicos (a exemplo: martelo e bússola), os aparelhos de GPS (*Global Position System*) digital PDA *Navigation System* modelo P550B, para marcação de pontos, e os *softwares Arcgis 10.5, Global Mapper 17, Zoner Photo Studio 17, Google Earth Pro e Corel Draw X7* para o processamento dos dados coletados. Nos afloramentos, foram feitas análises e descrições em relação a aspectos morfológicos, litológicos e estruturais com coleta sistemática de amostras representativas das principais unidades para posterior análise mineralógica.

1.4.4 Tratamento dos dados em escritório

Nessa etapa os dados coletados em campo foram tratados em ambiente computacional com o auxílio dos *softwares* citados anteriormente para a confecção dos mapas geológico e estrutural final, além de observação das tramas deformacionais, seus arranjos e condições de deformação que possibilitaram a conclusão do presente trabalho. Na etapa de tratamento dos dados também foram confeccionadas nove lâminas delgadas para melhor caracterizar as rochas aflorantes.

1.5 TERMOS E CONCEITOS APLICADOS

Com o objetivo de ajudar no entendimento das informações apresentadas deste trabalho, são apresentados os principais conceitos abordados.

1.5.1 Zonas de Cisalhamento

As zonas de cisalhamento são áreas que acomodam movimentos de blocos rígidos onde ocorre deformação geralmente apresentando componentes rotacionais evidenciadas no deslocamento lateral do bloco (Passchier e Trouw, 1996). Em níveis crustais profundos, as zonas de cisalhamentos, possuem o mesmo papel das falhas em níveis crustais rasos. A geometria dessas estruturas é importante para definir a posição e a organização das rochas que sofreram deformação, dessa forma é possível verificar a direção do movimento relativo à zona de cisalhamento em regime dúctil, observando o grau de assimetria dos porfiroblastos ou porfiroclastos, presentes na trama (Fig. 4).

Essas zonas podem ser geradas por acumulo de tensão na parte plástica ou viscosa da litosfera, apresentando grandes variações na orientação, comprimento, espessura, deslocamento, geometria de tensão, coaxialidade e mecanismos de deformação (Cavalcante & Fossen, 2017).

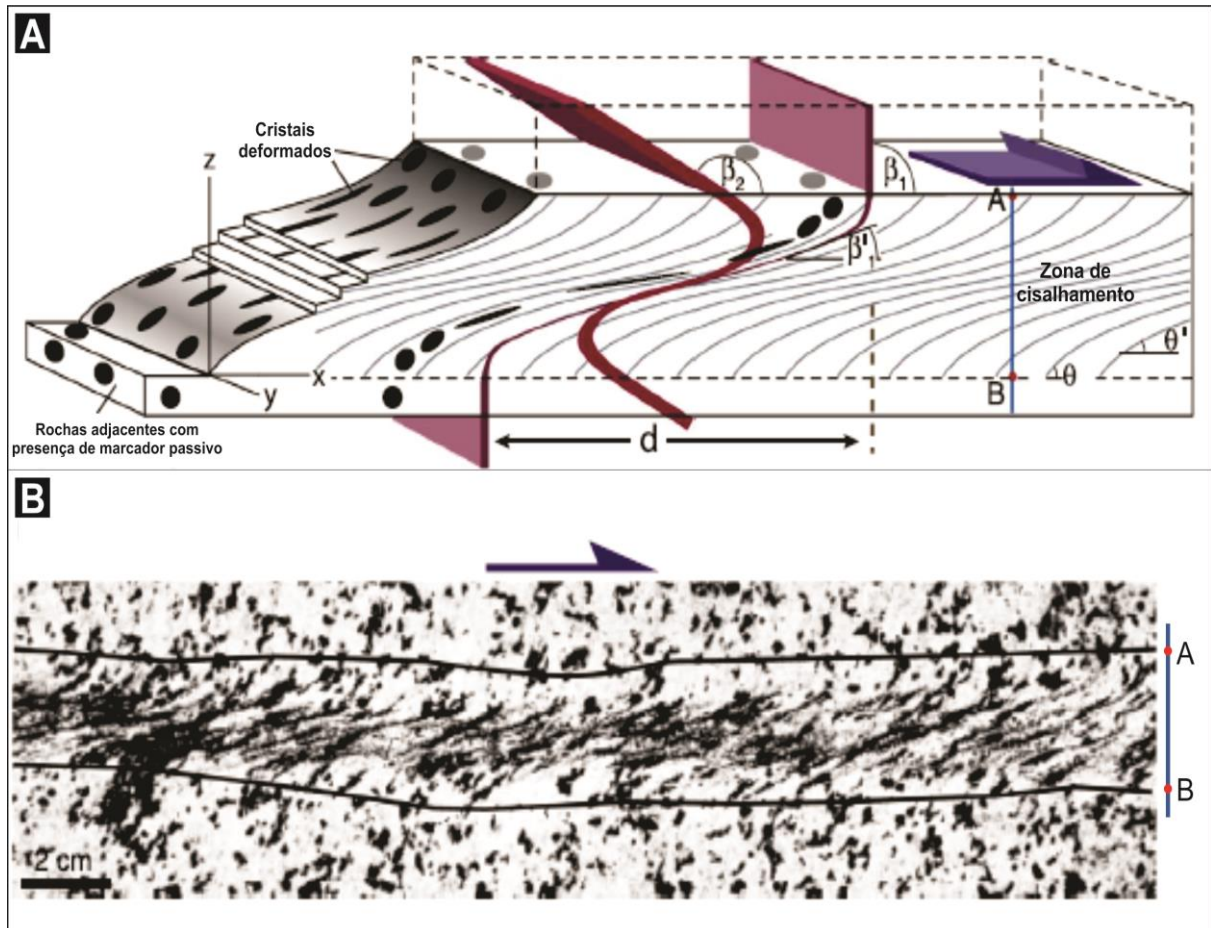


Figura 4: A) Ilustração esquemática de uma zona de cisalhamento, evidenciando a deformação e os marcadores passivos na adjacência da rocha. B) imagem de uma zona de cisalhamento representada pelo esquema acima. Adaptado de Cavalcante & Fossen (2017).

Na zona de cisalhamento a tensão é claramente maior do que nas rochas adjacentes, cujas margens são definidas por uma mudança de textura evidenciada pela rotação de marcadores preexistentes. A deformação é controlada pela geometria, orientação e movimento relativo das paredes da zona, no entanto vários processos podem alterar as condições de deformação ao longo do tempo, como por exemplo, mudança na compactação causada pelo aumento de pressão, perda de material na zona (desbaste) e interação entre zonas de cisalhamentos próximas resultando em uma ampliação por ligação (Cavalcante & Fossen, 2017).

1.5.2 Duplex

Duplexes estruturais representam feições tectônicas que podem ocorrer em qualquer regime tectônico (Dahlstrom 1970; Boyer & Elliot 1982; Woodcock & Fischer 1986). De maneira geral, os elementos geométricos que o compõe são: (1) *falhas de topo e base* que representam regiões de transposição pervasiva; e (2) *horses* ou falhas de cavalgamento oblíquo, que caracterizam zonas menos transpostas (Fig. 5).

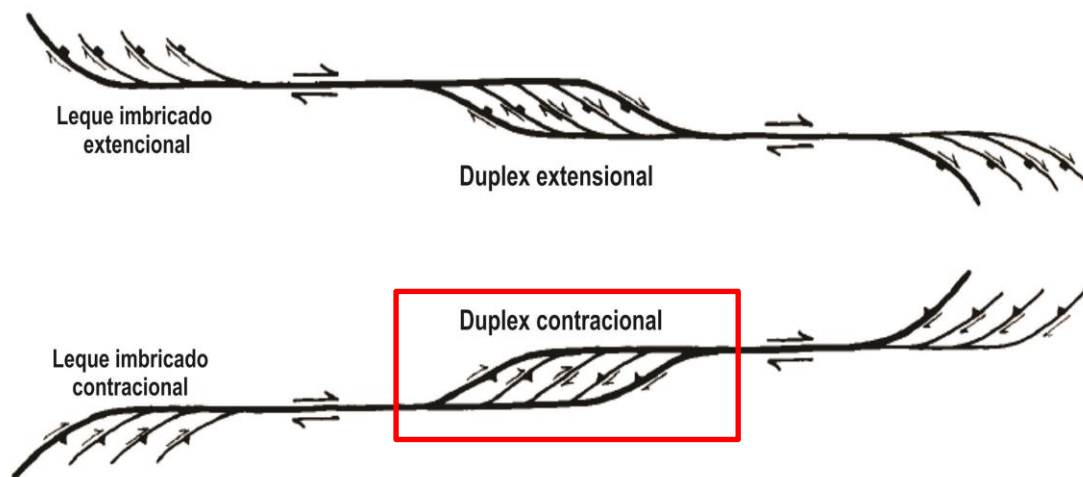


Figura 5: Sistema transcorrente destal ilustrando a formação de *duplexes* extensional e compressional, dando destaque para o sistema que se assemelha ao *Duplex* Lavras da Mangabeira (retângulo vermelho). Adaptado de Woodcock & Fischer (1986).

Os *duplexes* podem ser estruturas do tipo *dip-slip* ou *strike-slip*, comuns em zonas de cisalhamento, gerados por *splays* de falhas imbricadas que se prolongam até sua convergência em duas falhas mestras, de topo e de base, em regimes extensional, compressional ou transcorrente. A principal diferença entre os tipos de *duplexes* estruturais está na atitude do plano de falhas: (1) o *duplex dip-slip* é controlado por falhas normais ou inversas e (2) o *duplex strike-slip* é controlado por falhas transcorrentes destal ou sinistral (Fig. 6). Portanto a geometria de acomodação dos blocos é distinta em relação a cada sistema apresentando distorção lateral ou distorção de superfície (Woodcock & Fischer, 1986).

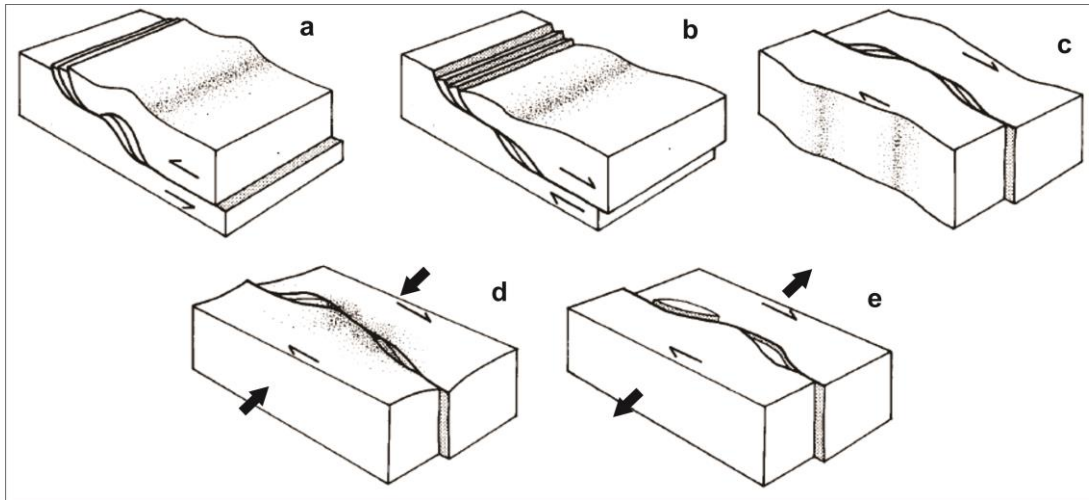


Figura 6: Blocos diagramas indicando acomodação geométrica dos *duplexes*. (a) *Duplex dip-slip* controlado por falha inversa, (b) *duplex dip-slip* controlado por falha normal, (c) *duplex strike-slip* com cinemática dextral, (d & e) *duplexes strike-slip* em regime compressional e extensional respectivamente. Adaptado de Woodcock & Fischer (1986).

1.5.3 Foliação

Sob o ponto de vista da Geologia Estrutural, define-se como foliação qualquer estrutura planar homoganeamente distribuída na rocha, os mais comuns são planos formados pelo alinhamento paralelo de minerais placosos; pelo alinhamento de minerais e/ou objetos geológicos achatados ou pela concentração em bandas de agregados minerais distintos (Twiss e Moore,1992). A morfologia da foliação é descrita de acordo com a forma ou arranjo dos componentes das rochas onde estas se encontram registradas (Fig. 7).

As principais foliações abordadas neste trabalho são do tipo espaçada composicional difusa e bandada, além de foliações disjuntivas e miloníticas encontradas localmente em determinados pontos da área investigada.

Foliações composicionais são marcadas por laminações ou camadas de diferentes composições mineralógicas apresentando um alinhamento planar de minerais placosos, essa estrutura é subdividida com base na variação de minerais máficos e félsicos, no espaçamento e na espessura relativa das camadas, ex. bandamento gnáissico. Foliações difusas são avaliadas por concentração amplamente espaçada de uma foliação mineral predominante em uma ou mais litologias deformadas nos domínios dúcteis de zonas de cisalhamentos geradas a partir da progressão de deformação (Twiss e Moore,1992).

Foliação	Espaçada	Composicional	Difusa
			Bandada
		Disjuntiva	Estilolítica
			Anastomótica
			Irregular
			Regular
	Crenulação	Zonal	
		Discreta	
	Contínua	Fina	Microcrenulação
			Microdisjuntiva
Grossa		Microcontínua	

Figura 7: Esquema de classificação morfológica de foliações (modificado de Twiss e Moore, 1992).

1.5.4 Lineações

As lineações estruturais são definidas por uma orientação preferencial de estruturas lineares que ocorrem de forma penetrativa na rocha. Twiss e Moore (1992) classificaram essas estruturas de acordo com sua morfologia em lineação estrutural e lineação mineral (Fig. 8).

A lineação também pode ser caracterizada pela presença na trama da rocha de agregados ou objetos geológicos lineares (Passchier e Trouw, 1996). Podendo ser superficial, se presente na superfície de planos particulares como estrias em planos de falhas ou penetrativa quando ocorre em todo, ou parte do volume da rocha.

Lineações em Tectonitos	Estrutural	Discreta	Seixos, Oóides, Fósseis e Manchas de alteração
		Construtiva	Linhas de charneiras, Linhas de intersecção, Linhas de boudins Mullions e slickenlines
	Mineral	policristalina	Bastão mineral difuso, <i>Slinckenlines</i> , Sobrecrescimento não fibroso
		Grão Mineral	Grão de habito acicular, Grãos alongados, Minerais fibrosos, Preenchimento fibroso de veios Slickenfibers, Sobrecrescimento fibroso.

Figura 8: Esquema para classificação morfológica de lineações. (adaptado de Twiss & Moores, 1992).

2. GEOLOGIA REGIONAL

2.1 APRESENTAÇÃO

A Província Borborema está localizada na porção nordeste da Plataforma Sul-americana (Fig. 9), abrangendo uma área de aproximadamente 450.000 km² (Brito Neves et al., 2000). As rochas exposta nesta região compreendem gnaisses, milonitos e migmatitos, que constituem o embasamento Arqueano-Paleoproterozóico da região, bem como rochas metassedimentares e intrusões brasileiras associadas ao Neoproterozóico (Brito Neves *et al.*, 2003). Esta região foi afetada por um conjunto de zonas de cisalhamento regionais com direções NE-SW e E-W, com destaque para a Zona de Cisalhamento Patos, na porção sul da província, que apresenta direção E-W e cinemática predominantemente dextral (Vauchez et al. 1995; Hasui, 2012).

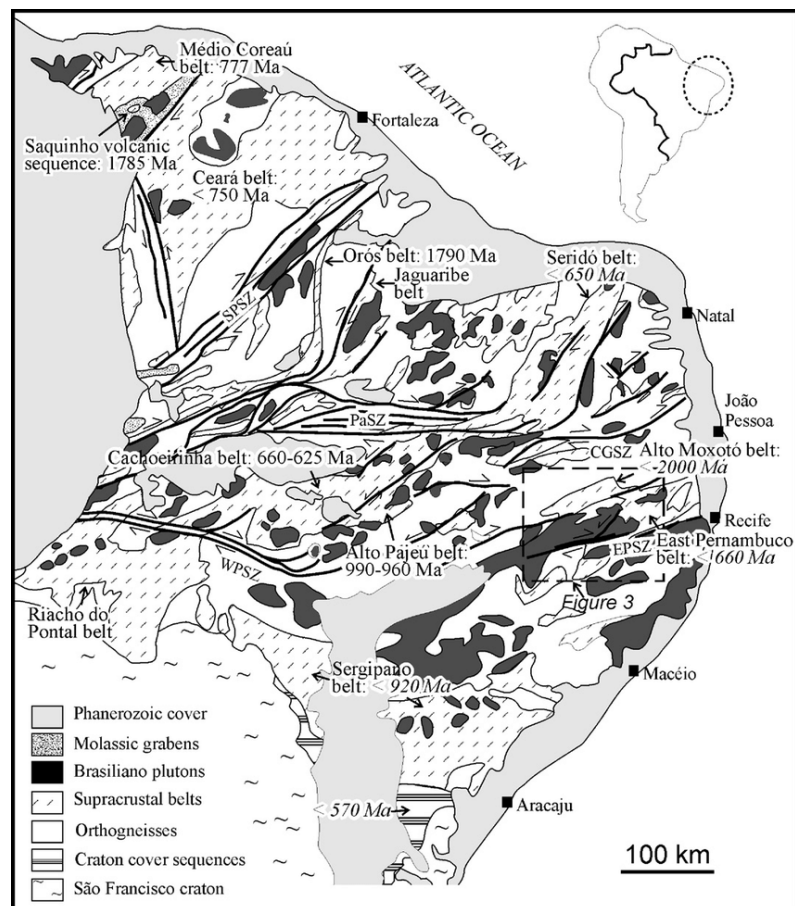


Figura 9: Localização da Província Borborema, a imagem mostra uma caracterização geral da província e sua distribuição litológica, além de diversas estruturas como as zonas de cisalhamentos existentes na região. Adaptado de Neves et al. (1996).

Este segmento tectônico foi subdividido por Brito Neves et al. (2000) em cinco domínios tectono-estruturais, denominados Médio Coreau (DMC), Ceará Central (DCC), Rio Grande do Norte (DRGN), Transversal (DT) e Sul (DS), destacando o Domínio ou Zona Transversal, onde está localizada a área alvo deste estudo (Fig. 10).

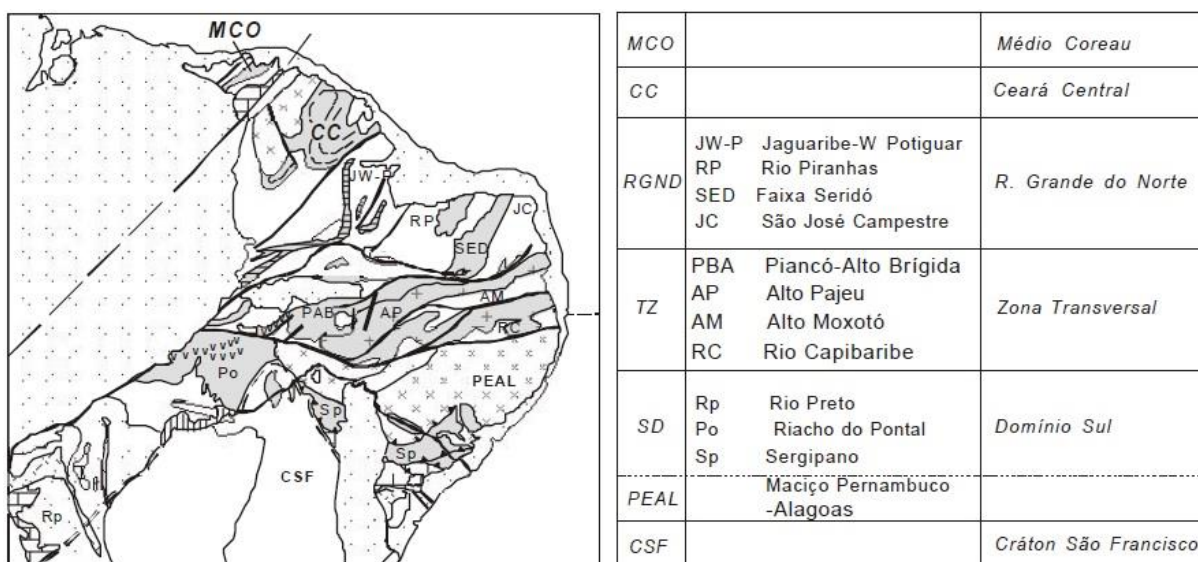


Figura 10: Subdivisão dos domínios da Província Borborema, (Brito Neves et al. 2000).

O Domínio da Zona Transversal (Fig. 11) situa-se entre as zonas de cisalhamento Patos e Pernambuco, apresentando um *trend* estrutural preferencial de NE-SW e E-W. Este domínio foi subdividido em: (1) Terreno Alto Moxotó, de idade Paleoproterozoica, consiste de um embasamento gnáissico brasileiro com a ocorrência de rochas supracrustais e graníticas neoproterozoicas; (2) Alto Pajeú, (3) Capibaribe e (4) Piancó Alto Brígida, que apresentam rochas supracrustais e granitoides neoproterozoicos (Brito Neves et al. 2013).

A Zona Transversal é marcada pela presença de terrenos vulcano-sedimentares de idade neoproterozoica resultante da orogenia Cariris Velhos que resultaram na formação dos terrenos Alto Pajeú, Piancó Alto Brígida e Rio Capibaribe (Brito Neves et al. 2000). Análises da composição mineralógicas, afinidades geoquímicas, natureza das encaixantes e dos possíveis protólitos possibilitaram a distinção de cinco grupos de rochas pertencentes ao domínio da Zona Transversal: (1) cálcio-alcalinos normais; (2) cálcio-alcalinos de alto potássio (com afinidades

shoshoníticas); (3) sienogranitos, quartzo sienitos e sienitos; (4) biotita granitos (transicionais entre alcalinos e shoshoníticos); e (5) biotita sienogranitos leucocráticos, biotita sienogranitos comagmáticos com basalto e dacítos de idades mais jovens (Brito Neves et al. 2000; Ferreira et al. 1998).

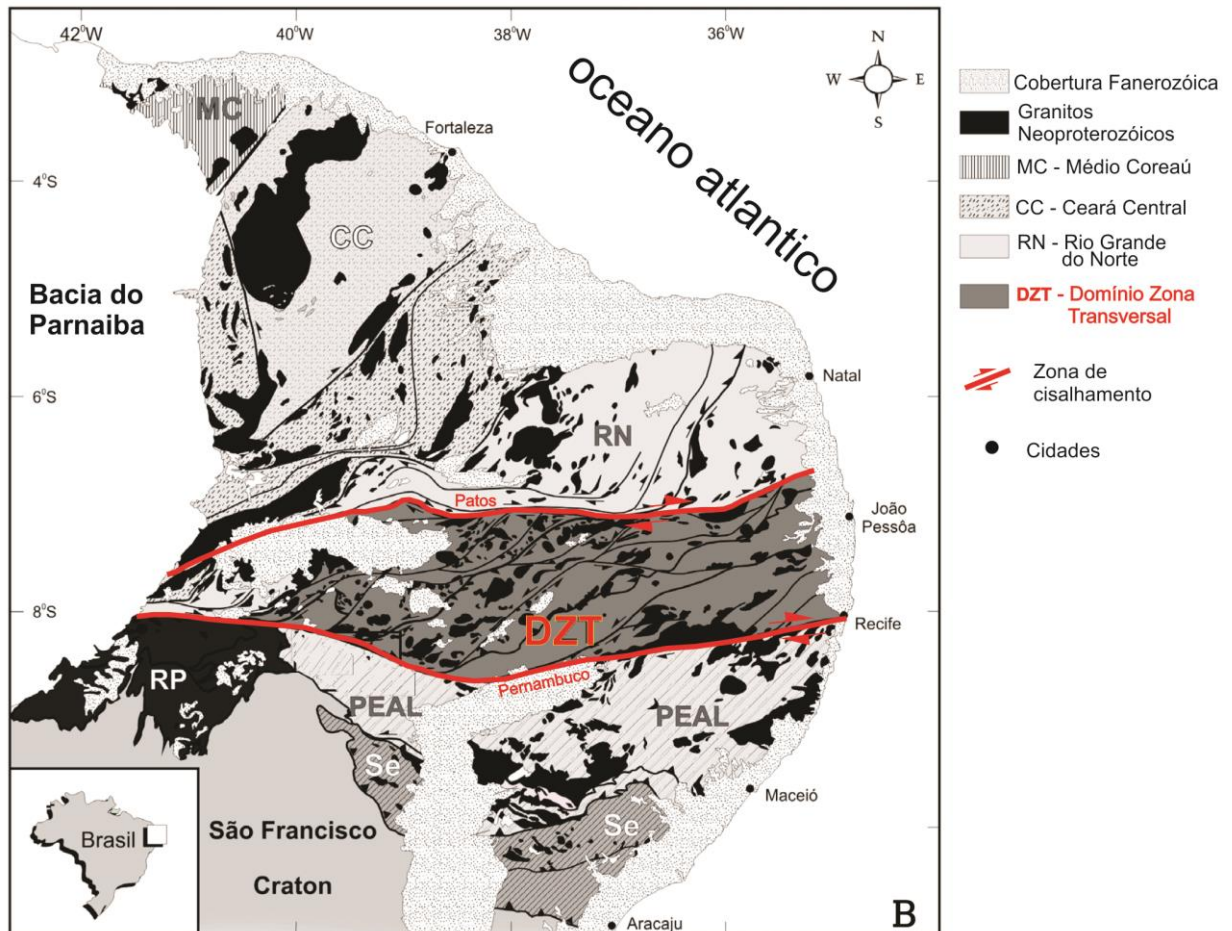


Figura 11: Localização do Domínio da Zona Transversal situado entre a Zona de Cisalhamento Patos e a Zona de Cisalhamento Pernambuco, adaptado de Medeiros (2004).

O Terreno Alto Moxotó localiza-se ao sul do Terreno Alto Pajeú, que compreende a área de Floresta do Navio (Pernambuco) onde está embasando a Faixa Sedimentar Costeira localizada ao sul da Praia de Lucena (Brito Neves et al. 2000). Esse terreno é composto principalmente por ortognaisses de idade paleoproterozoica e se distribui em grande parte paralelo ao sul da Zona Transversal, delimitado pelo Terreno Alto Pajeú.

O Terreno Alto Pajeú é uma faixa de rochas metamorfizadas com cerca de 500 km de comprimento e 40 km de largura, com orientação geral SW-NE que ocorre na

parte sul da zona transversal, ao norte de João Pessoa. Esse terreno tectono-estratigráfico é composto por uma seqüência vulcano-sedimentar, que é cortada e intercalada por corpos tabulares e pequenos *stocks* de ortognaisses, apresentam feições lito-estruturais e composicionais (muscovita, biotita, granada e turmalina) muito características, sempre preservadas (Brito Neves et al. 2003).

O Terreno Piancó-Alto Brígida ocorre a noroeste do Terreno Alto Pajeú compreendendo um amplo sistema deposicional turbidítico metamorfizado na fácies xisto verde, composto por duas unidades siliciclásticas principais: a) Formação Serra de Olho d'Água, na base, composta por conglomerados polimícticos, de matriz arenosa e areias argilosas; e b) Formação Santana dos Garrotes, no topo, composta por pacotes turbidíticos areno-argilosos de baixo grau de metamorfismo, com esparsas intercalações de rochas metavulcânicas básicas, intermediárias e ácidas, provavelmente de ambiente marinho (Brito Neves et al. 2003).

ZONA DE CISALHAMENTO PATOS

A Zona de Cisalhamento Patos representa uma estrutura de escala crustal (~600km de extensão) de direção preferencial E-W, localizada no limite norte da Zona Transversal, cuja evolução tectônica está associada à Orogênese Brasileira ocorrida cerca de 620 Ma (Vauchez et al. 1995; Brito Neves et al. 2013).

Investigações tectono-estratigráficas realizadas por Corsini et al. (1991, 1996), Fetter (1999) e Arthaud et al. (2008) nas rochas expostas nesta região contribuíram para a caracterização de três domínios tectono-estratigráficos, denominados: (1) Domínio Leste; (2) Domínio Central; e (3) Domínio Oeste.

Este estudo foi desenvolvido nas rochas expostas no Domínio Oeste da Zona de Cisalhamento Patos, onde Vauchez et al. (1995) e Corsini et al. (1996) caracterizaram um *Duplex Strike-Slip*, que deforma e justapõe gnaisses e migmatitos de idades arqueanas/paleoproterozoicas, rochas metassedimentares de baixo grau e intrusões graníticas neoproterozoicas, formando corredores de milonitos de alta temperatura, interpretados como zonas de concentração de deformação. De acordo com Viegas (2013), os processos de fusão parcial são sin-cinemáticos.

2.2 UNIDADES LITOESTRATIGRÁFICAS

2.2.1 Complexo Granjeiro

O Complexo Granjeiro corresponde a uma unidade metavulcanos-sedimentar de idade arqueana constituída de intercalações de anfibolitos ricos em magnésio que representam metamafitos e metaultramafitos maciços e bandados atribuídos a fundos oceânicos, além de *pillow* basaltos remanescentes, com biotita micaxisto, quartzitos, metachertes, *BIF's* e mármore em associação com gnaisses de composição TTG (Fetter 2000, Hasui 2012). Esta unidade delimitada por falhas tem como embasamento uma sequência supracrustal de típicas associações *greenstones* (Fetter 2000).

Análises de Nd nos gnaisses tonalíticos e granodioríticos do embasamento forneceram idades (TDM) entre 2,55 e 2,65 Ga e idades de 2,7 Ga nas unidades supracrustais (Fetter 2000). Os gnaisses com idades U-Pb em zircão de 2,541 ± 11 Ma e idades modelo de Nd (TDM) com 2,55 Ga e 2,65 Ga, e valores de Nd positivos, indicam que este é um terreno derivado de crosta juvenil (Silva *et al.* 1995).

2.2.2 Suíte Várzea Alegre

A Suíte Várzea Alegre corresponde à unidade gnáissica de idade paleoproterozoica constituída de gnaisses tonalítico-granodioríticos e granitoides gnaissificados. A geração destas rochas é associada com os eventos do Ciclo Transamazônico, sendo definido como um arco continental magmático com idade 2,19 Ga. A Suíte Várzea Alegre, de idade 2080 ± 16 Ma, corrobora este evento tectonotermal (Hasui 2012).

2.2.3 Grupo Orós

Unidade metavulcanossedimentar e metavulcanoclástica de idade paleoproterozoica constituída de xistos, gnaisses, quartzitos, mármore, metavulcanitos máficos e félsicos (Jardim de Sá 1994). Foi subdividida nas formações Campo Alegre e Santarém, forma uma estreita e pequena faixa na porção sul do domínio (Hasui 2012).

A Formação Campo Alegre é distribuída entre metaplutônicas graníticas (*augen* gnaisse) a leste, e metassedimentos a oeste. A alternância entre quartzitos e

micaxisto mostra a conformidade dos contatos entre os metassedimentos. Leitões de micaxistos, quartzitos e prováveis metatufos ácidos afloram dentro desta unidade. A Formação Santarém tem como litotipo dominante quartzitos associados ou gradando para quartzito-muscovita xistos. No lado ocidental ocorrem lentes expressivas de metacalcários e rochas calcissilicáticas e, no lado oriental carbonáticas e anfíbolíticas (Cavalcante 1999).

2.2.4 Formação Lavras da Mangabeira

A Formação Lavras da Mangabeira está exposta a 15 km ao sul do município de Cedro representada por unidades metassedimentar e metavulcanossedimentar de idade neoproterozoica, composta de filitos, micaxistos, quartzitos e metavulcanitos; além de sequências metassedimentares e unidades granitoides sin a tardiectônicas da Suíte Itaporanga (Arthaud et al. 2008, Hasui 2012).

O quartzito conglomerático é a litologia predominante na Formação Lavras da Mangabeira apresentando coloração branca e cor de rosa dispostos em camadas que formam a parte central da formação, bem conservadas em geral. Essa rocha possui uma matriz rica em muscovita e apresenta uma transição gradual para metapelitos negros em alguns pontos (Caby et al. 1995).

2.2.5 Grupo Seridó

O Grupo Seridó é a unidade representativa da Faixa Seridó e é tradicionalmente dividido em três formações: Seridó, Equador e Jucurutu (Van Schmus et al., 1995; Brito Neves et al., 2000). A Formação Serra dos Quintos, desmembrada da Formação Jucurutu. Trata-se de uma unidade metassedimentar de idade neoproterozoica, constituído de metapelitos de fácies anfíbolito, intercalações de metacalcários, rochas calcissilicáticas e anfíbolito. Ocorrem também xistos na fácies xisto-verde (Cavalcanti e Cavalcante, 2014). Provavelmente representa a fácies marinha distal da bacia, com sedimentação associada a depósito de taludes alimentados por correntes de turbidez sem variações composicionais expressivas. Datações em U-Pb em zircão indicaram idade neoproterozoica (Van Schmus et al. 1995) e registros de zircões clásticos com idades de 640 Ma.

2.2.6 Suíte Itaporanga e Suítes Indiscriminadas

A Suíte Itaporanga está inclusa na supersuíte I das quais fazem parte àquelas identificadas nos principais eventos de plutonismo que afetam a província, das fases iniciais contracionais até a fase final de extrusão, derivadas de fontes híbridas e crustais (Brito Neves et al. 2003). Englobam batólitos formados predominantemente por granitos porfiríticos a tipos quartzo-monzoníticos. A assembleia porfirítica exhibe feições de mistura de magmas com porções dioríticas.

Unidades granitóides sin a tarditectônicas de idade neoproterozoica. Os granitos do tipo Itaporanga são cálcio-alcálicos sem epidoto magmático, ricos em fenocristais de microclima (Hasui et al., 2012).

Dados isotópicos são escassos, modelos (TDM) mostram idades entre 1,6 e 2,5 Ga. Para localidades típicas, existem dados anteriores de idades obtidas em U-Pb de 584 ± 2 Ma (Brito Neves et al. 2003).

2.2.7 Grupo Lavras da Mangabeira

O Grupo Lavras da Mangabeira representa os pacotes de estratos sedimentares, intercalados por derrames de lavas basálticas, que ocorrem nas bacias sedimentares de Lavras da Mangabeira, no estado do Ceará. Este grupo consiste em três unidades litoestratigráficas distintas: (1) uma unidade sedimentar inferior, designada de Formação Iborepi; (2) uma unidade sedimentar superior, designada de Formação Serrote do Limoeiro e (3), intercalada entre elas, uma camada de rochas basálticas designadas como o Basalto Lavras de Mangabeira (CPRM, 2005).

A bacia de maior extensão é a Serrote do Limoeiro com 33.2 km^2 , a bacia Iborepi tem uma área de 24.8 km^2 (Veríssimo & Aguiar 2005).

Segundo Granjeiro (2008) a Formação Iborepi é a unidade basal do Grupo Lavras da Mangabeira. Possui espessura estimada de 60 a 80 metros. É composta por arenitos brancos, granulometria grossa, mal selecionados, friáveis. Possui estratificação cruzada. Localmente apresenta níveis de conglomerados, com seixos rolados de quartzo intercalando-se com arenitos e eventuais camadas delgadas de argilito e siltitos avermelhados encontrados na parte superior desta bacia.

Apresentam contato discordante com as rochas eoproterozóicas da Formação Lavras da Mangabeira.

Um importante evento magmático existente na região é o basalto que ocorre no Grupo Lavras da Mangabeira, mais especificamente na Formação Iborepi na forma de derrame. Datações realizadas pelo método do K-Ar indicaram idade absoluta de 175 ± 4 Ma, posicionando este basalto no Jurássico Inferior a Médio (Veríssimo e Aguiar, 2005) e possibilitando a correlação entre esse evento magmático com a ocorrência de rochas vulcânicas na borda leste da Bacia do Parnaíba, representado pela Formação Mosquito.

Rochas básicas denominadas Basalto de Lavras da Mangabeira estão intercaladas com as duas bacias sedimentares. A ocorrência dessas rochas sobrepostas a Formação Iborepi impede a correlação com formações consideradas cretáceas devido ao conteúdo fossilífero. Para admitir essa correlação é preciso pressupor discrepâncias geocronológicas e cronoestratigráficas empregadas em bacias mesozoicas no Brasil (Veríssimo & Aguiar 2005). Datações radiométricas pelo método K-Ar indicaram idade de 175 ± 4 Ma, como idade aproximada da extrusão posicionando-o no Jurássico Inferior a Médio (Veríssimo e Aguiar, 2005).

Segundo Veríssimo & Aguiar (2005), a Formação Serrote do Limoeiro recobre os basaltos de Lavras da Mangabeira e sua porção superior está exposta à erosão, sendo coberta por sedimentos cenozoicos. É constituída por arenitos vermelhos e roxos finos a médios, intercalados com siltitos e argilitos vermelhos e folhelhos verdes localmente fossilíferos.

3. GEOLOGIA DA ÁREA DE ESTUDO

3.1 GENERALIDADES

A área de estudo está localizada na Zona de Cisalhamento Patos a oeste do *Duplex* Lavra das Mangabeiras a cerca de 5 km a SW da cidade de Várzea Alegre. Nessa região afloram diferentes tipos rochosos que apresentam variações expressivas na deformação estrutural observadas em meso e macro escala.

O mapeamento geológico realizado neste trabalho permitiu a caracterização petrográfica das rochas aflorantes na região e um entendimento detalhado das estruturas tectônicas observadas em escala de afloramento. Foram identificadas estruturas planares e lineares geradas em regime de deformação dúctil, dúctil-rúptil e rúptil, bem como indicadores cinemáticos.

Os dados coletados em campo foram integrados aos dados obtidos por sensoriamento remoto, a fim de se obter um melhor entendimento do quadro tectônico das rochas presente na região alvo deste trabalho.

A apresentação e descrição das rochas expostas na área de estudo segue a organização geométrica proposta no mapa geológico apresentado em anexo deste trabalho (Anexo I – Mapa Geológico). Os pontos de coletas de dados mencionados neste capítulo encontram-se no mapa de pontos disponível em anexo (Anexo II - mapa de pontos).

3.2 OCORRÊNCIA E DISTRIBUIÇÃO DAS ROCHAS MAPEADAS

As rochas aflorantes na área de estudo correspondem a dois grupos litológicos: a Unidade Gnáissica e a Unidade Granítica de composição granodiorítica, por vezes migmatizados.

As rochas pertencentes à Unidade Gnáissica ocupam cerca de 70% da área mapeada e incluem hornblenda-biotita-gnaiss e biotita-gnaiss. Estas rochas exibem metamorfismo que varia entre as fácies xisto verde de grau alto a anfibolito. Os principais afloramentos observados são lajedos situados em áreas de pastos e leitões de drenagens existentes nas cotas mais baixas (200m) na base dos morros encontrados na área.

As rochas incluídas na Unidade Granítica perfazem cerca de 30% da área, apresentando composição granodiorítica a monzogranítica. Estas rochas possuem forma alongada em escala de mapa com direção NE-SW, sendo concordantes com os planos de foliação encontrados na área. Os afloramentos da Unidade Granítica se apresentam em forma de lajedos no alto das serras de forma lenticular com direção preferencial NE-SW em drenagens locais que interceptam essas serras.

3.3 UNIDADE GNÁISSICA

Em mesoescala essas rochas possuem granulação média a grossa sempre com uma coloração marrom-esbranquiçada. Exibem bandamentos composicionais com espessura milimétrica a centimétrica evidenciando a alternância entre as porções máficas e félsicas (Fig. 12), por vezes dobrados em zonas de cisalhamentos. Em microescala, estas rochas exibem textura predominantemente heteroblástica, lepidoblástica e localmente granular hipidiomórfica como textura reliquiar.

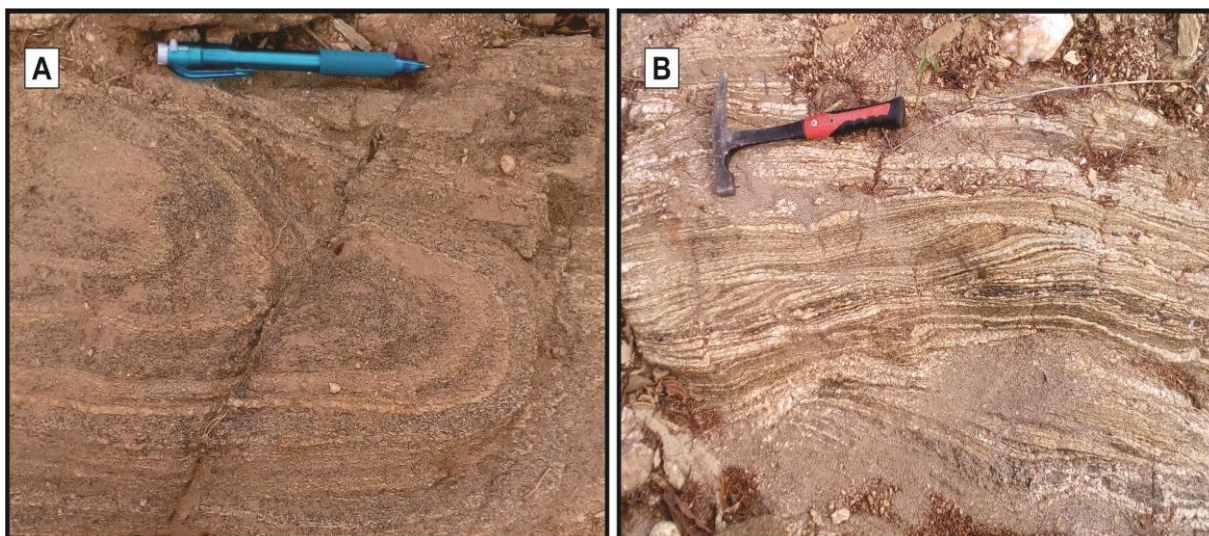


Figura 12: Bandamento composicional presente nos gnaisses aflorantes na área mapeada. A – bandamento dobrado encontrado em algumas porções da Unidade Gnáissica. B – detalhes do bandamento composicional levemente ondulado, definido pela alternância entre as porções máficas e félsicas da rocha.

As bandas máficas são compostas por biotita e anfibólio, enquanto que as bandas félsicas são compostas por plagioclásio, quartzo e microclínio. Estas rochas possuem composições que variam de granodiorítica a monzogranítica, possivelmente associados com protólitos ígneos.

As rochas dessa unidade exibem foliação milonítica anastomótica com direção preferencial NE-SW, apresentando mergulhos que variam de 30° a 85° para os quadrantes SE e NW. Neste contexto também ocorrem estruturas lineares penetrativas e porfiroclastos de quartzo e feldspato, em sua maioria simétricos, porém é possível observar assimetria em alguns pórfiros indicando cinemática dextral.

Eventualmente ocorrem veios pegmatíticos concordantes e discordantes ao bandamento gnáissico, de coloração branca com porções avermelhadas, compostos basicamente de quartzo e feldspatos com espessuras que chegam até 40 cm. Esses veios podem ocorrer associados a fraturas e rotacionam a trama da foliação causando deformação na rocha em que estão intrudidos apresentando feições que indicam arrasto (Fig. 13).

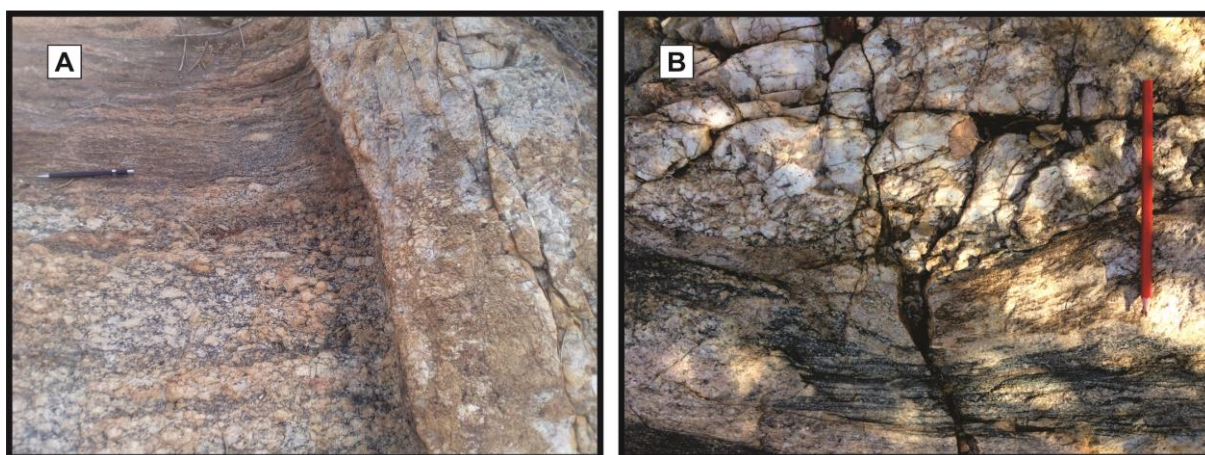


Figura 13: Veios de composição quartzo feldspático que ocorrem tanto concordante quanto discordante com os planos de foliação das unidades gnáissicas. A – veio pegmatítico perpendicular ao bandamento rotacionando a foliação e gerando feições de arrasto. B – veio pegmatítico encaixado concordante com o bandamento.

Na análise microscópica das rochas em lâminas delgadas e das amostras mesoscópicas coletadas da Unidade Gnáissica foi possível identificar duas litologias distintas de acordo com a composição mineralógica das amostras, são elas: biotita-gnaisse e hornblenda-biotita-gnaisse.

A rocha **biotita-gnaisse** (Figura 14) apresenta coloração cinza-esbranquiçada, de granulação média e com bandas composicionais centimétricas, evidenciando alternância entre porções máficas compostas predominantemente por biotita e

porções félsicas compostas majoritariamente por quartzo e plagioclásio. Tendo em vista a proporção entre minerais máficos e félsicos, a rocha é classificada como mesocrática.

O plagioclásio representa 35% da rocha e apresenta cor branca, brilho vítreo, cristais euédricos a subédricos. Os cristais de biotita perfazem cerca de 25% do volume da rocha, são castanho-escuros, apresentam hábito placoso, brilho micáceo e faces subédricas; possui orientação segundo uma direção preferencial. Dentre os minerais félsicos, o mais abundante é o quartzo, constituindo aproximadamente 40% da composição modal. Os cristais de quartzo são caracterizados por apresentarem cor cinza clara e brilho vítreo.

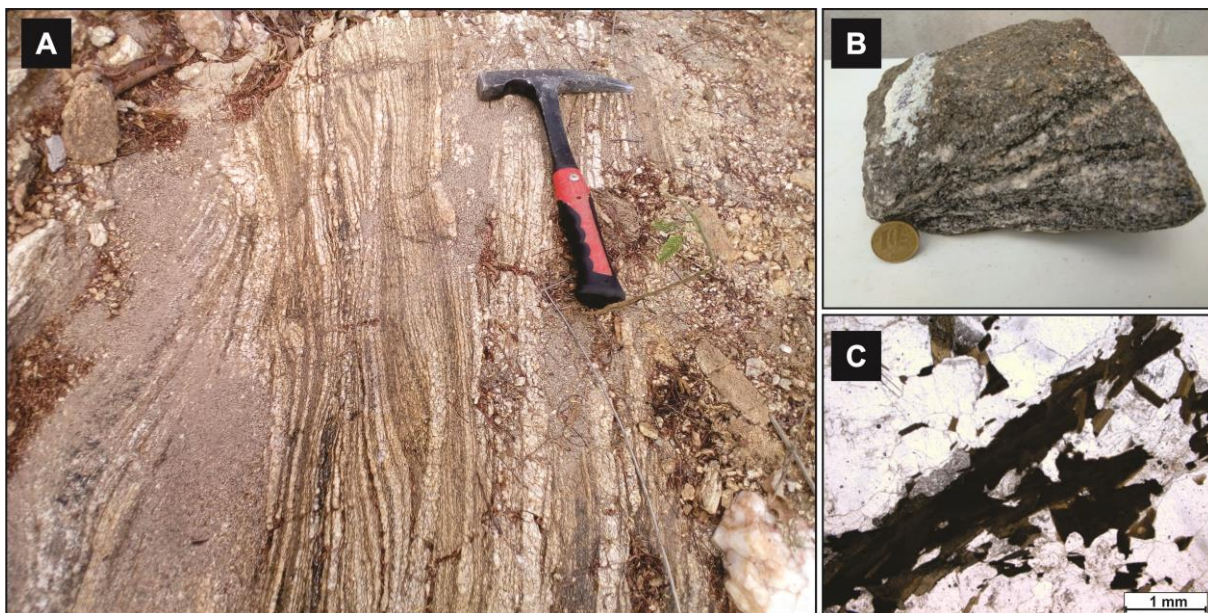


Figura 14: A) Rocha biotita-gnaiss com porções migmatizadas representada em afloramento no ponto 49; B) amostra de mão coletada no ponto 68 para fabricação de lamina delgada e C) imagem da lamina evidenciando uma orientação preferencial dos cristais.

Ao microscópio, a rocha biotita-gnaiss, apresenta granulação média, holocristalina (a textura granular hipidiomórfica é reliquiar) e mesocrática. Exibe predominantemente textura heteroblástica e, localmente, lepidoblástica. Composta mineralogicamente de plagioclásio (50%), biotita (30%) e quartzo (18%); e minerais secundários como sericita e argilo-minerais.

O plagioclásio apresenta cristais subédricos de 0,6 – 6 mm, hábito prismático, maclamento albita e *carlsbar*. Possuem contatos predominantemente serrilhados

entre si e com quartzo e contatos retos com a biotita (Fig. 15). Podem estar circundados por cristais de biotita e apresentam inclusões de quartzo e opacos. Levemente alterados para sericita e argilo-minerais.

O quartzo apresenta cristais anédricos de hábito granular levemente deformados com extinção ondulante, bordas irregulares e tamanho variando de 0,4 a 3 mm. Possuem contatos serrilhados entre si e com o plagioclásio.

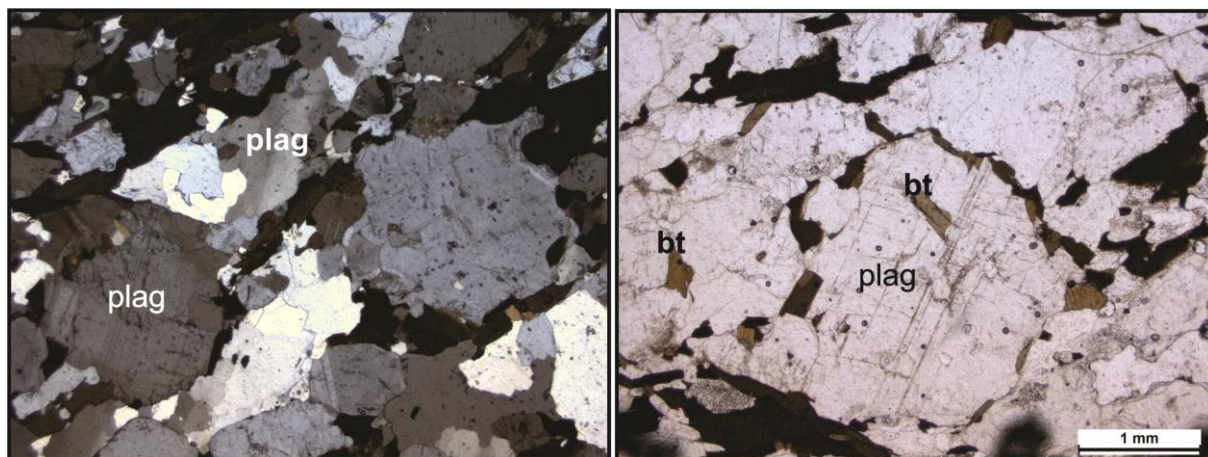


Figura 15: Imagem microscópica com nicóis cruzado e luz natural respectivamente evidenciando a relação de contato entre os cristais de plagioclásio, biotita e quartzo. O plagioclásio possui contatos predominantemente serrilhados entre si e com quartzo e contatos retos com a biotita.

A biotita apresenta cristais com tamanho que varia de 0,2 a 3 mm, subédricos, de hábito lamelar, pleocroísmo forte, de cor marrom, cor de interferência anômala e extinção reta picotada. Em geral, está circundando os cristais de plagioclásio nos bandamentos máficos, porém está disperso por toda lâmina. Exibe contatos predominantemente retilíneos e, subordinadamente, serrilhados.

A **hornblenda-biotita-gnaiss** (Fig. 16) é uma rocha fanerítica, holocristalina, hololeucocrática de coloração cinza esverdeado, equigranular com granulação média. A rocha é isotrópica e tem textura granular, composta mineralogicamente por quartzo, plagioclásio, álcali-feldspato, biotita e muscovita. O quartzo é anédrico incolor e compõe cerca de 40% da rocha, o álcali feldspato é subédrico de coloração rosa claro a vermelho acinzentado e perfaz cerca de 30%, O plagioclásio é subédrico de coloração cinza esbranquiçado e compõem cerca de 25% da

composição da rocha. Essa litofácia é composta também por uma quantidade considerável de minerais opacos.

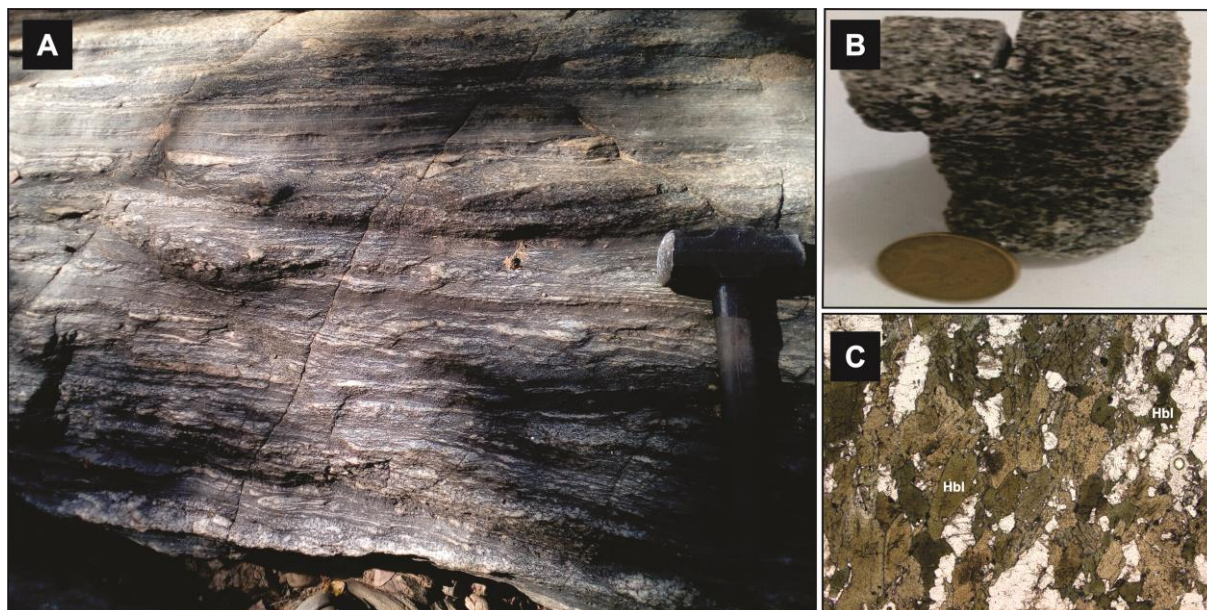


Figura 16: A) Rocha hornblenda-biotita-gnaiss representada em afloramento; B) amostra de mão coletada no ponto 41 para fabricação de lamina delgada e C) imagem da lamina evidenciando a presença de cristais de hornblenda na rocha.

Ao microscópio a rocha exibe predominantemente textura heteroblástica e, localmente lepidoblástica, formada por bandas irregulares com tamanho milimétrico a centimétrico, composta mineralogicamente de plagioclásio (39%), quartzo (25%), biotita (25%), anfibólio (10%) e titanita, apatita e zircão (1%) como minerais acessórios; sericita e argilo-minerais como secundários.

O plagioclásio possui cristais subédricos de 0,6 – 6 mm, de hábito prismático com maclamento albita e carlsbar. Inclui contatos predominantemente serrilhados entre si e com quartzo e contatos retos com a biotita. Podem estar circundados por cristais de biotita e apresentam inclusões de quartzo e opacos. Levemente alterados para sericita e argilo-minerais.

O quartzo apresenta cristais anédricos de hábito granular levemente deformados com extinção ondulante e bordas irregulares e tamanho variando de 0,4 a 3mm. Apresentam contatos serrilhados entre si e com o plagioclásio.

A biotita apresenta cristais com tamanho que varia de 0,2 a 34mm, subédricos, de hábito lamelar, pleocroísmo forte, cor de interferência mascarada, extinção reta

picotada. Em geral, está circundando os cristais de plagioclásio nos bandamentos máficos. Porém está disperso por toda lâmina. Exibe contatos predominantemente retilíneos e, subordinadamente, serrilhados.

O anfibólio apresenta cristais com tamanho que varia de 0,2 a 3 mm, subédricos, de hábito prismático, pleocroísmo forte, cor de interferência alta, esticção reta, maclamento simples. Em geral, acompanha a biotita e está circundando os cristais de plagioclásio nos bandamentos máficos. Porém esta disperso por toda lâmina. Exibe contatos predominantemente retilíneos e, subordinadamente, serrilhados.

3.4 UNIDADE GRANÍTICA

Correspondem a rochas com granulação média a grossa, variando de uma coloração cinza escura para uma coloração cinza clara. Apresenta textura predominantemente heteroblástica e subordinadamente granular hipidiomórfica. Exibem porfiroclastos de plagioclásio levemente rotacionados e achatados pela foliação milonítica. A composição varia de granodiorítica a monzogranítica.

Em microescala, estas rochas apresentam granulação grossa, textura porfirítica, com fenocristais de plagioclásio chegando ao tamanho de até 2 cm. Esses cristais estão imersos em uma matriz de granulação média composta de quartzo e biotita.

Na unidade granítica é possível observar foliação milonítica de direção NE-SW com mergulhos que variam de 30 a 85° para o quadrante SE. Essas rochas estão deformadas em diferentes intensidades, portanto exibem granulações diferentes (Fig. 17). No centro do corpo a granulação é maior e tende a diminuir para as bordas.

Em algumas porções da unidade granítica é possível encontrar lentes compostas de minerais máficos com tamanhos variando desde poucos centímetros, até a mais de um metro de comprimento (Fig. 18). É a unidade mais nova presente na área de estudo.

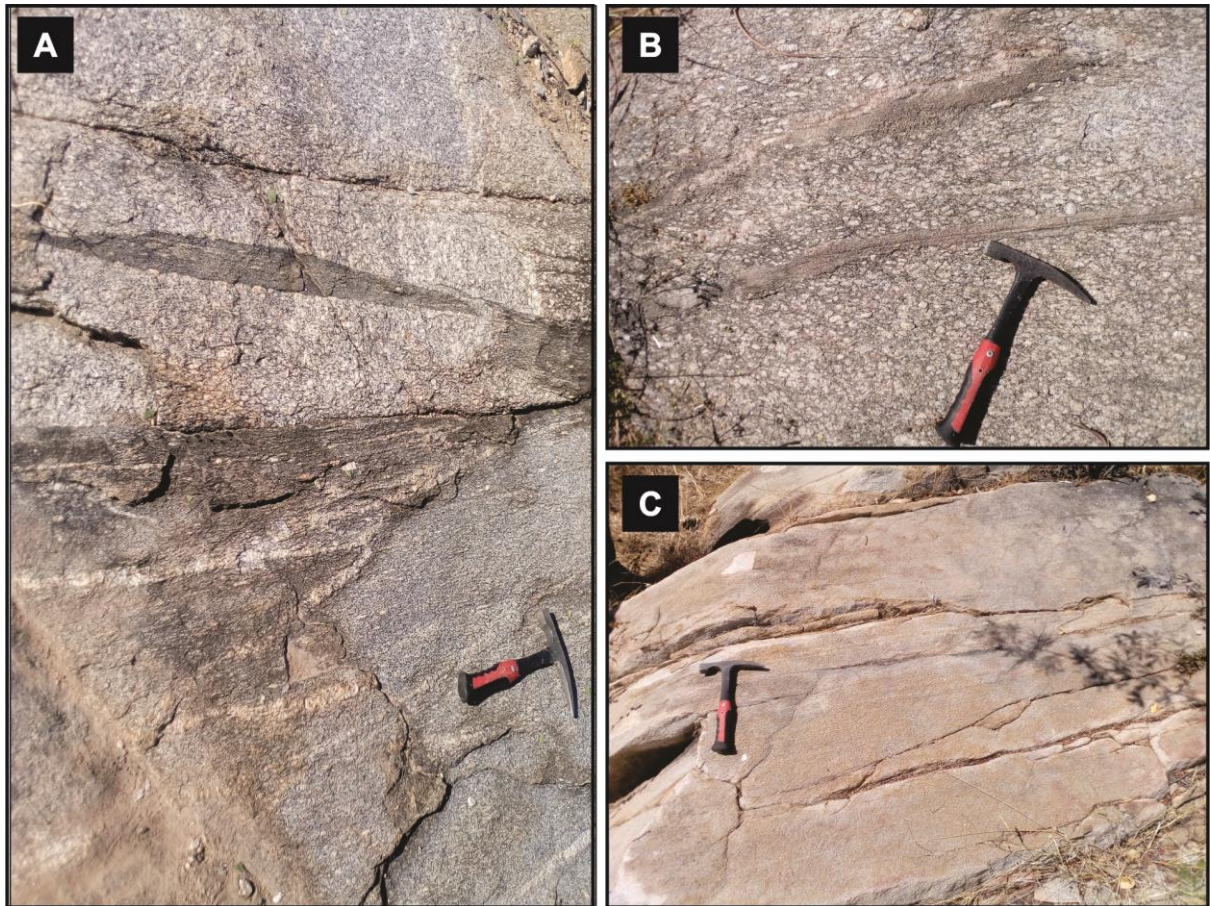


Figura 17: Diferentes granulações das rochas pertencentes à unidade granítica. A) e B) afloramentos localizados no centro do corpo granítico evidenciando granulação grossa e presença de lentes composta por minerais máficos (ponto 60); C) afloramento próximo à borda do corpo granítico evidenciando granulação fina (ponto 58).



Figura 18: Lentes compostas de minerais máficos e tamanhos variando desde poucos centímetros até a mais de um metro de comprimento. Em A) predomina a presença de lentes máficas de tamanhos centimétricos; em B) observa-se lentes maiores que um metro.

Através da análise microscópica de lâminas delgadas e das amostras mesoscópica coletadas desta unidade foi possível identificar duas litologias distintas de acordo com a composição mineralógica, são elas: monzogranito e granodiorito.

O **granodiorito** (Fig. 19) é uma rocha fanerítica, holocristalina, hololeucocrática de coloração vermelho-acinzentado, equigranular com granulação variando de média a grossa, isotrópica e textura granular. Composta mineralogicamente por microclíneo, plagioclásio, quartzo e biotita.



Figura 19: Granodiorito pertencente à unidade granítica encontradas na área de estudo. A) afloramento localizado no ponto 33; B) amostra mesoscópica coletada no ponto 33; C) lamina delgada da amostra mesoscópica evidenciando a presença de porfiroclastos de plagioclásio.

Ao microscópio, a rocha apresenta granulação média, exhibe predominantemente textura heteroblástica e localmente lepidoblástica. Composta mineralogicamente de quartzo (50%); plagioclásio (35%), microclínio (10%) e biotita (3%). Minerais secundários como sericita e argilo-minerais representam cerca de 2% da rocha.

O quartzo apresenta cristais anédricos de hábito granular fortemente estirados formando bandas félsicas com granulação variada acompanhado por cristais de biotita e com extinção ondulante e bordas irregulares e tamanho variando de 0,4 a 6mm. Apresentam contatos serrilhados entre si e com o plagioclásio.

O plagioclásio possui cristais subédricos de 0,6 – 4mm, de hábito prismático e maclamento albita . Inclui contatos predominantemente serrilhados entre si e sinuosos com o quartzo e contatos retos com a biotita e o microclínio (Fig. 20). É possível observar vários cristais com maclas difusa. Apresentam inclusões de quartzo e opacos. Apresentam leve alteração para sericita e argilo-minerais.

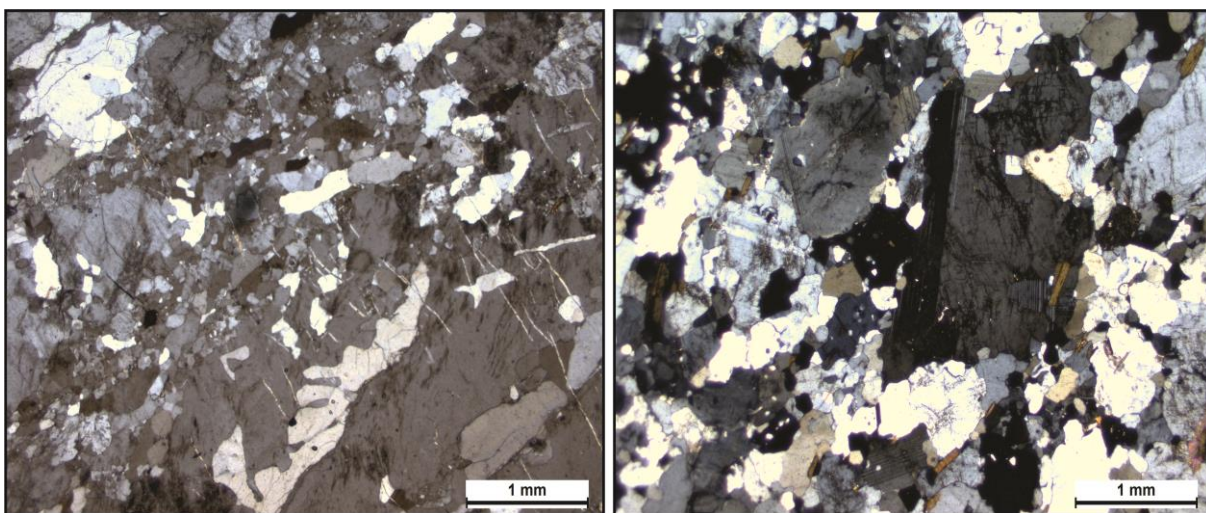


Figura 20: Imagens de lâmina delgada em microscópio com nicóis cruzado mostrando a relação de contato entre plagioclásio quartzo e biotita no granodiorito. O plagioclásio apresenta contatos predominantemente serrilhados entre si e sinuosos com o quartzo e contatos retos com a biotita e o microclínio.

Os cristais de microclínio são subédricos, com tamanho variando de 2 a 8 mm, incolor, possui relevo baixo, maclamento xadrez difuso e *calrsbar*, formam porfiroclastos levemente rotacionados (Fig 21), as vezes inclusos por cristais de plagioclásio e circundados por cristais de quartzo e biotita com contatos irregulares.

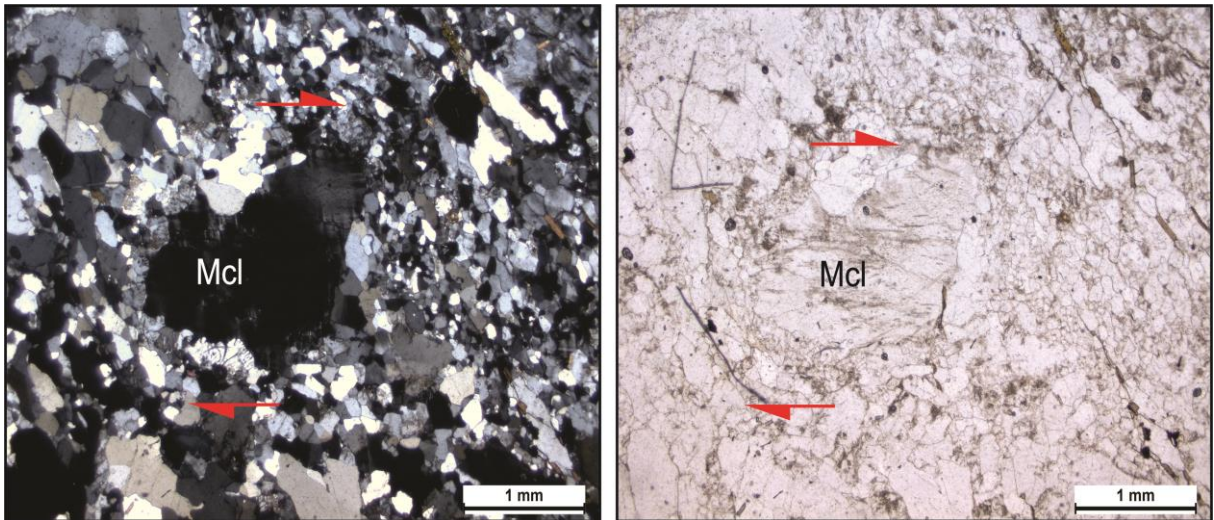


Figura 21: Imagem de lamina delgada com nicóis cruzado e luz natural respectivamente evidenciando a presença de porfiroclastos de microclínio levemente rotacionados por cinemática dextral no granodiorito.

O **monzogranito** (Fig. 22) caracteriza-se por ser uma rocha fanerítica, holocristalina, hololeucocrática de coloração cinza esverdeado, equigranular com granulação média. A rocha é isotrópica e tem textura granular, composta mineralogicamente por quartzo, plagioclásio, microclínio, biotita e muscovita.

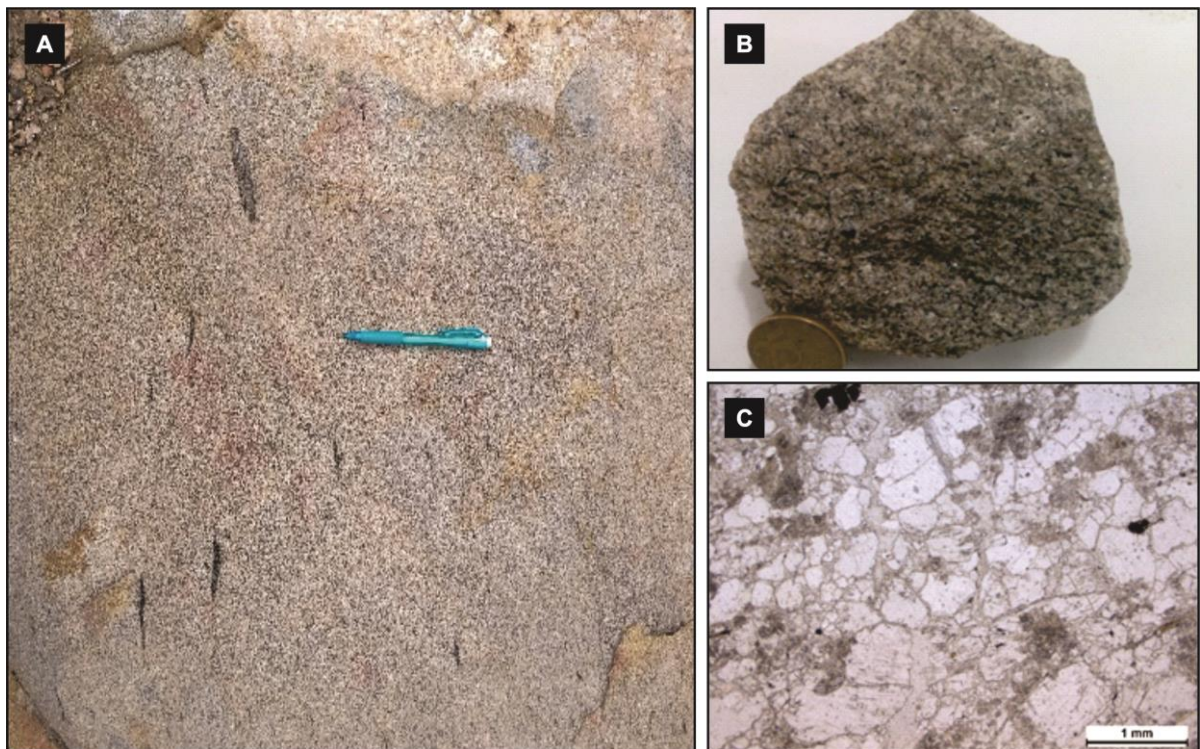


Figura 22: Monzogranito encontrado na área de estudo. A) afloramento localizado no ponto 45; B) amostra mesoscópica coletada no ponto 45; C) lamina delgada da amostra mesoscópica.

Ao microscópio a rocha apresenta textura milonítica predominante e localmente granular hipidiomórfica, tem como mineral principal quartzo (40%), microclínio (30%) e plagioclásio (25%), biotita (2%) e como varietais, os minerais acessórios primários são zircão e opacos (1,0%), muscovita, sericita, e argilominerais são os minerais secundários produtos de alteração.

O quartzo possui cristais de tamanho variando de 0,1 a 1,2mm, na forma de cristais anédricos e hábito granular. Ocorrem inclusos no microclínio, plagioclásio, biotita e muscovita. De acordo com o hábito, tamanho, forma e associação com outros minerais foram possível reconhecer dois tipos petrográficos distintos de quartzo (Fig. 23), são eles:

Q1 - cristais com dimensões de granulação similares ou ligeiramente inferiores às dos feldspatos, são granulares e estão associados aos feldspatos granulares, em agregados poligonais. A maioria dos cristais de quartzo presentes nas rochas é desse tipo.

Q2 – Ocorrem estirados e com extinção ondulante, a intensidade da extinção varia de fraca a moderada e ocorre em todos os cristais de quartzo do tipo Q2.

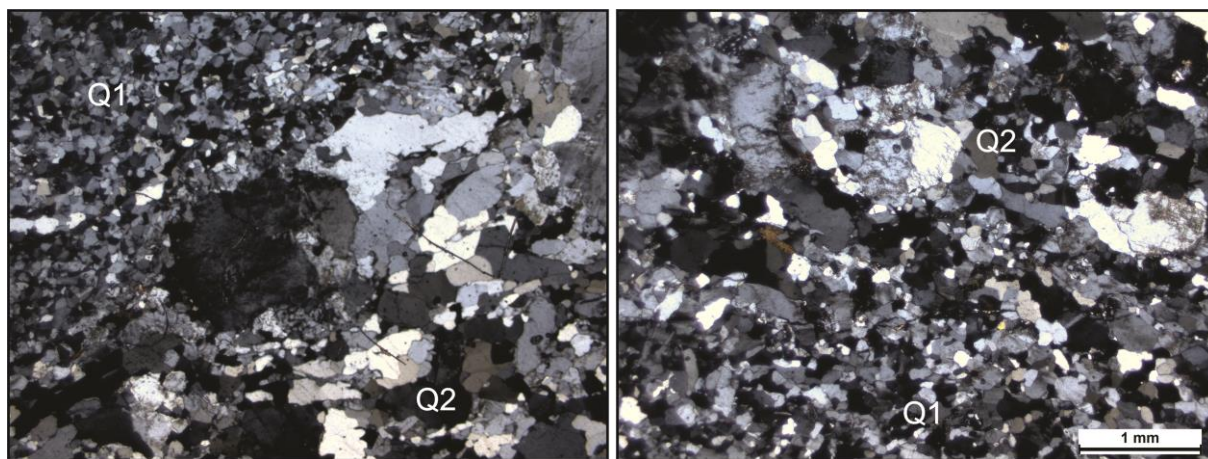


Figura 23: Foto em lamina mostrando dois tipos distintos de quartzo: Q1 - cristais granulares em agregados poligonais. Q2 - Ocorrem estirados e com extinção ondulante, a intensidade da extinção varia de fraca a moderada.

O microclínio ocorre como Cristais de tamanho variando entre 0,1 e 2 mm de forma subédricas a anédricas, hábito tabular e granular, maclamento xadrez, os cristais apresentam-se alterados para argilominerais. Os contatos são irregulares

com o plagioclásio, mostrando-se retilíneos com o quartzo, biotita e outros microclínios.

O plagioclásio ocorre como cristais subédricos de 0,6 – 4 mm, de hábito prismático e maclamento albita e carlsbar. Inclui contatos predominantemente serrilhados entre si e com quartzo e contatos retos com a biotita. Podem estar circundados por cristais de biotita e apresentam inclusões de quartzo e opacos, levemente alterados para sericita e argilo-minerais assim como nas outras rochas analisadas anteriormente.

A biotita ocorre como cristais de tamanho variando de 0,1 a 1,5mm, euédricas a subédricas de hábito lamelar, pleocroísmo nos eixos Z e Y é castanho, no eixo X é castanho amarelado. Apresenta inclusões de quartzo, zircão. Os contatos são majoritariamente retos, principalmente com outros cristais de biotita, plagioclásio, quartzo, microclínio e muscovita. Ocorre alterando parcialmente para clorita.

A muscovita ocorre como cristais euédricos a subédricos de hábito lamelar, granulação de fina à média. Os contatos são em sua maioria retos com outros minerais. Zircão e opacos formam cristais euédricos de granulação fina, prismáticos, geralmente associados a biotita, os zircões são frequentemente zonados. Sericita, muscovita e argilominerais são minerais secundários gerados a partir da alteração dos feldspatos.

4. GEOMETRIA E CINEMÁTICA DAS ROCHAS AFLORANTES

4.1 APRESENTAÇÃO

Neste capítulo são abordados os principais dados coletados durante o mapeamento geológico realizado nas adjacências do município de Várzea Alegre.

Durante esta etapa foi possível observar as estruturas em mesoescala presentes na área de estudo, possibilitando a análise dos elementos tectônicos planares, lineares e seus indicadores cinemáticos.

Para análise e interpretação dos dados coletados em campo, as estruturas identificadas foram agrupadas em elementos de trama dúctil e elementos de trama rúptil. As rochas aflorantes registram deformação dúctil caracterizada por zonas e bandas de cisalhamentos, lineações de estiramento, foliação milonítica, dobras assimétricas de arrasto e porfiroclastos. Estas rochas estão deformadas por estruturas rúpteis tardias que são representadas por fraturas e veios.

A seguir serão apresentadas as principais estruturas tectônicas presente nas rochas aflorantes na área de estudo.

4.2 ESTRUTURAS TECTÔNICAS DÚCTEIS

4.2.1 Foliações

As foliações são as estruturas mais expressivas evidenciadas nas rochas da área de estudo apresentando diferentes estágios de deformação. Estas estruturas apresentam direção de *strike* predominantemente NE-SW (Fig. 24) com direção de mergulho geralmente para o quadrante SE e ângulos que variam de moderado a alto (30° a 90°).

Foram identificados dois tipos de foliação na área de estudo: bandamento composicional ou gnáissico e foliação milonítica (Fig. 25). A foliação milonítica é definida principalmente pelo achatamento, em regime de fluxo dúctil, de minerais máficos e félsicos. Cristais de quartzo, K-feldspato e plagioclásio são comumente associados a essa estrutura, por vezes apresentado assimetria indicando cinemática dextral.

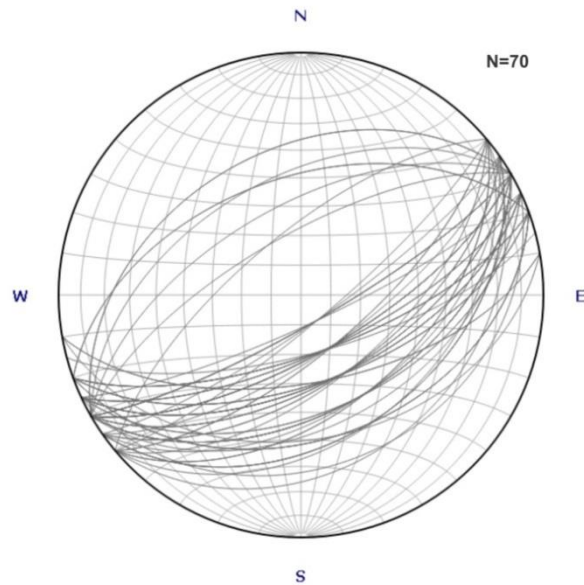


Figura 24 – Estereograma indicando Planos de foliação milonítica e bandamento composicional de direção NE-SW com mergulhos moderados a altos para SE e NW observado nas rochas expostas.

O bandamento composicional é caracterizado como uma estrutura primária definida pela presença de níveis compostos por minerais máficos como biotita e anfibólio, alternados com bandas félsicas quartzo-feldspáticas.

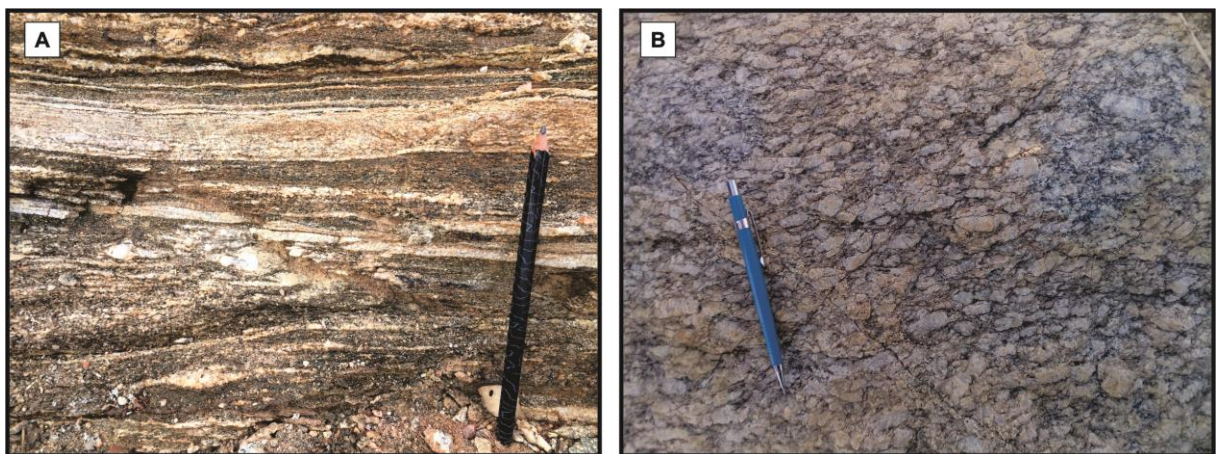


Figura 25 – Bandamento gnáissico e foliação milonítica identificadas nas rochas da área de estudo. A – foliação milonítica transpondo o bandamento composicional, identificado na rocha biotita-gnaïsse; B – foliação milonítica presente no granodiorito, caracterizada por cláston simétricos amendoados e cláston assimétricos indicando cinemática destal.

Essa estrutura é encontrada principalmente em porções dos domínios gnáissicos, nas rochas biotita-gnaïsse e hornblenda-biotita-gnaïsse. A foliação milonítica ocorre em todas as rochas mapeadas, tanto no domínio gnáissico quanto

no domínio granítico, no bandamento gnáissico é possível observar a foliação milonítica concordando com as bandas máficas e félsicas através de porfiroclastos estirados, simétricos e assimétricos presente nas rochas.

A atitude dos planos no bandamento gnáissico e foliação milonítica são concordantes ao *trend* principal da região possuindo direção de *strike* NE-SW e ângulos de mergulho moderados a alto (40°-90°) para os quadrantes SE e NW de acordo com o mapa de foliação apresentado na figura 26.

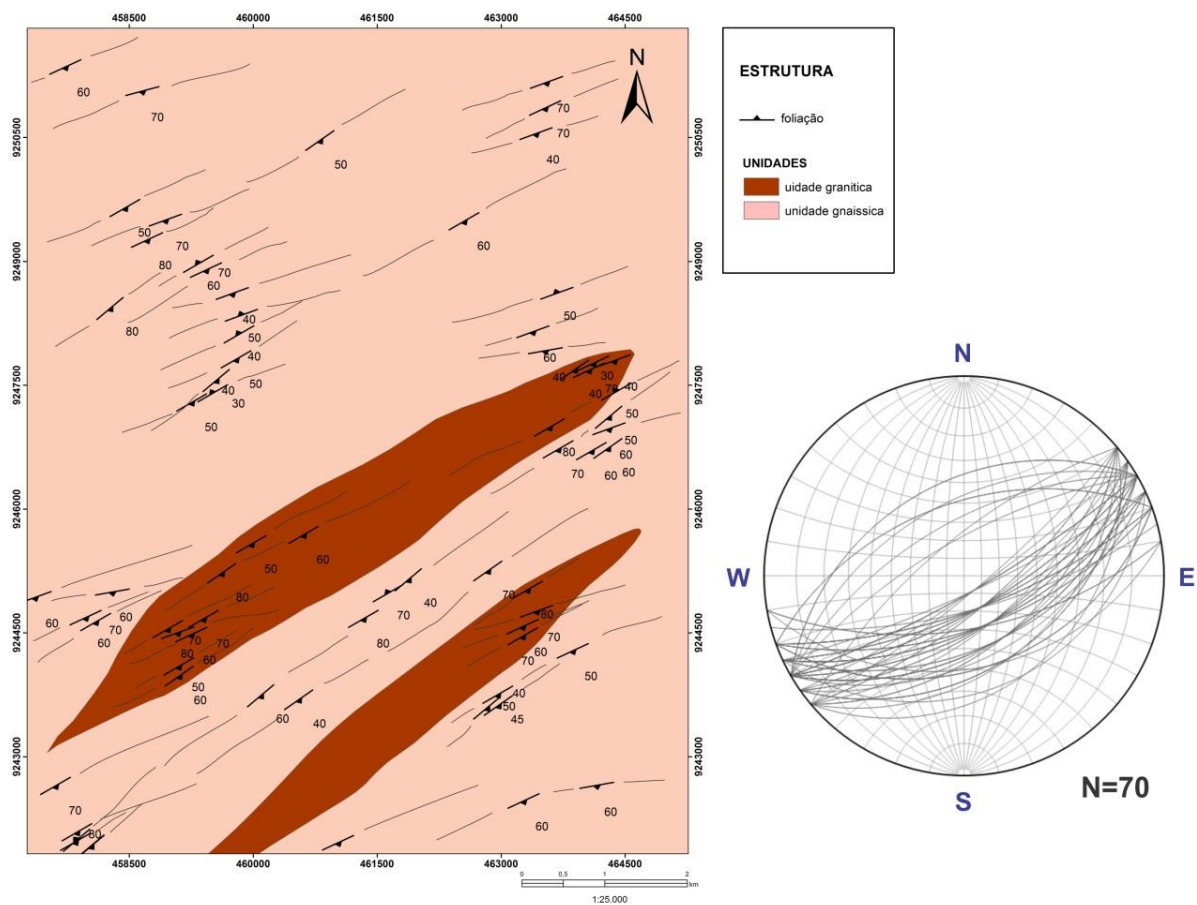


Figura 26 – Mapa de medidas de foliações da área de estudo exibindo a distribuição espacial subparalela e arranjo geométrico tabular lenticular das rochas aflorantes. As foliações observadas possuem direção preferencial NE-SW.

A ocorrência dos bandamentos gnáissicos é restrita as rochas biotita-gnaiss e hornblenda-biotita-gnaiss sempre acompanhados pela foliação milonítica existente em todas as rochas identificadas na subárea, ora a foliação milonítica ocorre paralela com o bandamento gnáissico, ora ocorre truncando, resultando em uma foliação de transposição responsável por configurar planos de deslocamentos do

bandamento primário nas unidades gnáissicas. O truncamento entre esses dois planos de foliações podem formar ângulos baixos de aproximadamente 20° a 30° como mostra a figura 27.

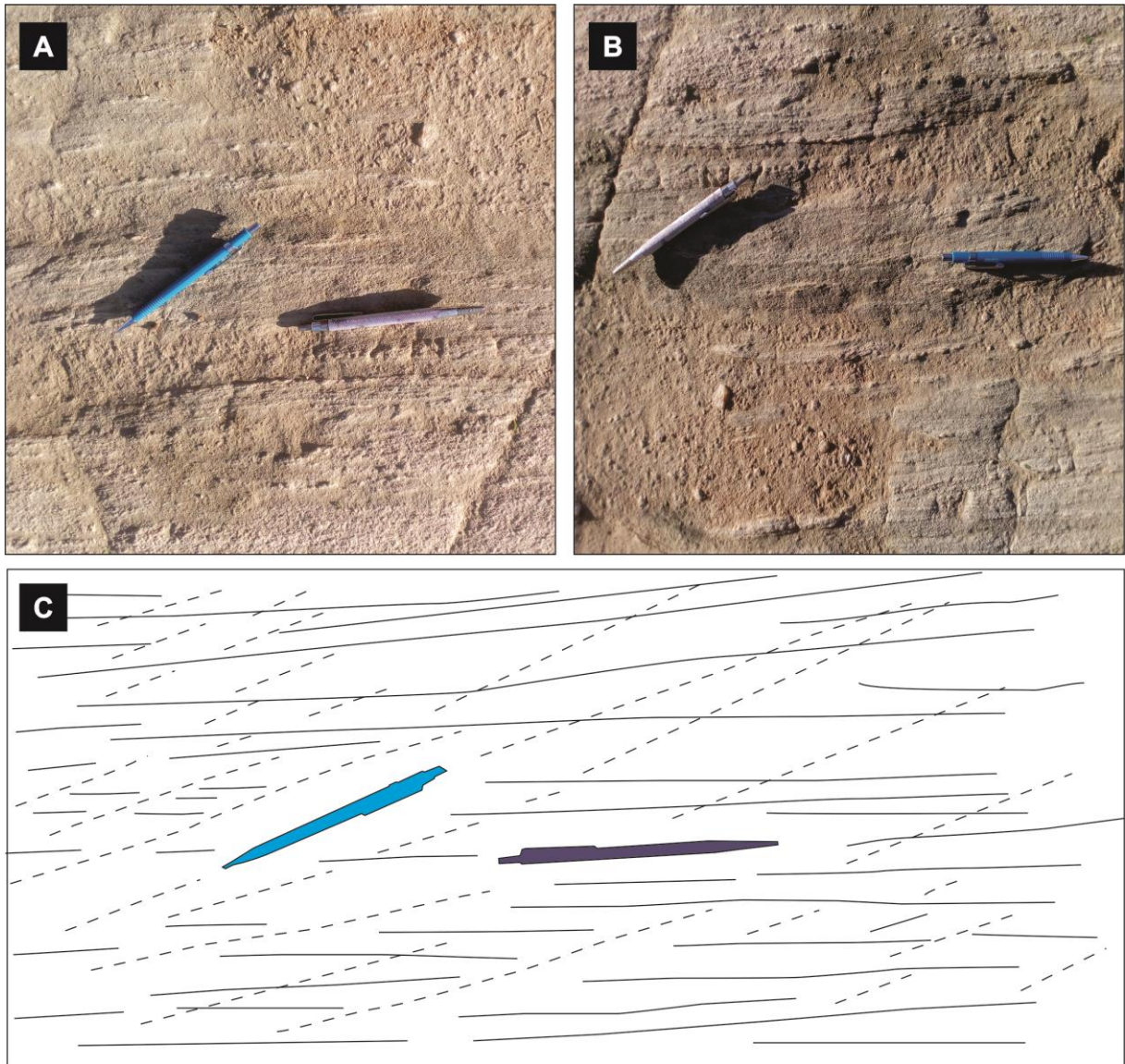


Figura 27 – A e B – Foliação de transposição truncando o bandamento gnáissico formando ângulos de aproximadamente 30° (medidos com a bússola). C – Desenho esquemático mostrando a disposição da foliação milonítica truncando o bandamento gnáissico. A linha tracejada representa a foliação milonítica e a linha contínua representa o bandamento composicional.

De maneira geral, a foliação dúctil observada na área de estudo é do tipo disjuntiva, grossa, espaçada, penetrativa e anastomótica, marcada pela orientação de minerais máficos e cristais fitados de quartzo, feldspatos e plagioclásio. Quando associada a bandas de cisalhamentos, a foliação dúctil grada para uma foliação de

transposição responsável por configurar planos de deslocamentos nos bandamento gnáissicos separando setores mais deformados de setores onde a deformação é menos intensa (Fig. 28).

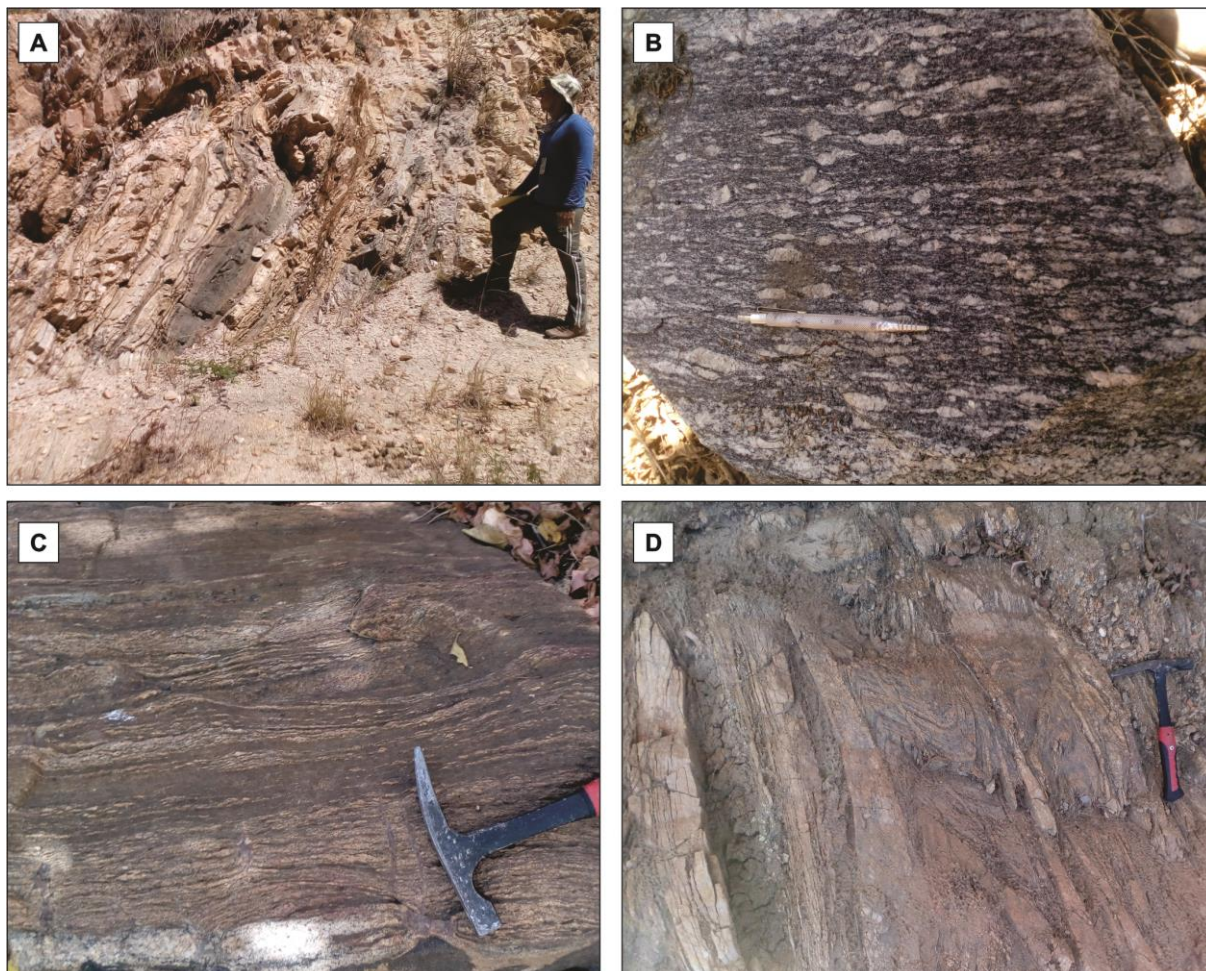


Figura 28 – Aspectos estruturais da foliação milonítica presente na unidade gnáissica: A - afloramento evidenciando a foliação do tipo espaçada, disjuntiva, penetrativa e anastomótica; B e C – foliação milonítica marcado pela orientação de cristais fitados e rotacionados de quartzo e feldspato; D – foliação de transposição gerada por bandas de cisalhamentos separando setores com diferentes intensidades de deformação.

4.2.2 Lineações

As lineações de estiramento ocorrem registradas nos planos da foliação milonítica. Esta estrutura é definida por estiramentos minerais penetrativo de cristais de quartzo, biotita e feldspatos (Fig. 29). Apresentam caimentos sub-horizontais variando de 02° a 20° para NE e SW. Nas rochas aflorantes, as lineações observadas encontram-se em sua maioria mergulhando para o quadrante NE, como mostra o estereograma da figura 16. Em alguns pontos podem ser observadas

evidências de movimentação, indicadas pelos porfiroclastos assimétricos destrais. As relações angulares entre foliação e lineação mostram *rakes* baixos variando entre 5° e 15°, indicativos de deformação transpressiva em regime transcorrente dominada por cisalhamento puro com cinemática destal associada.

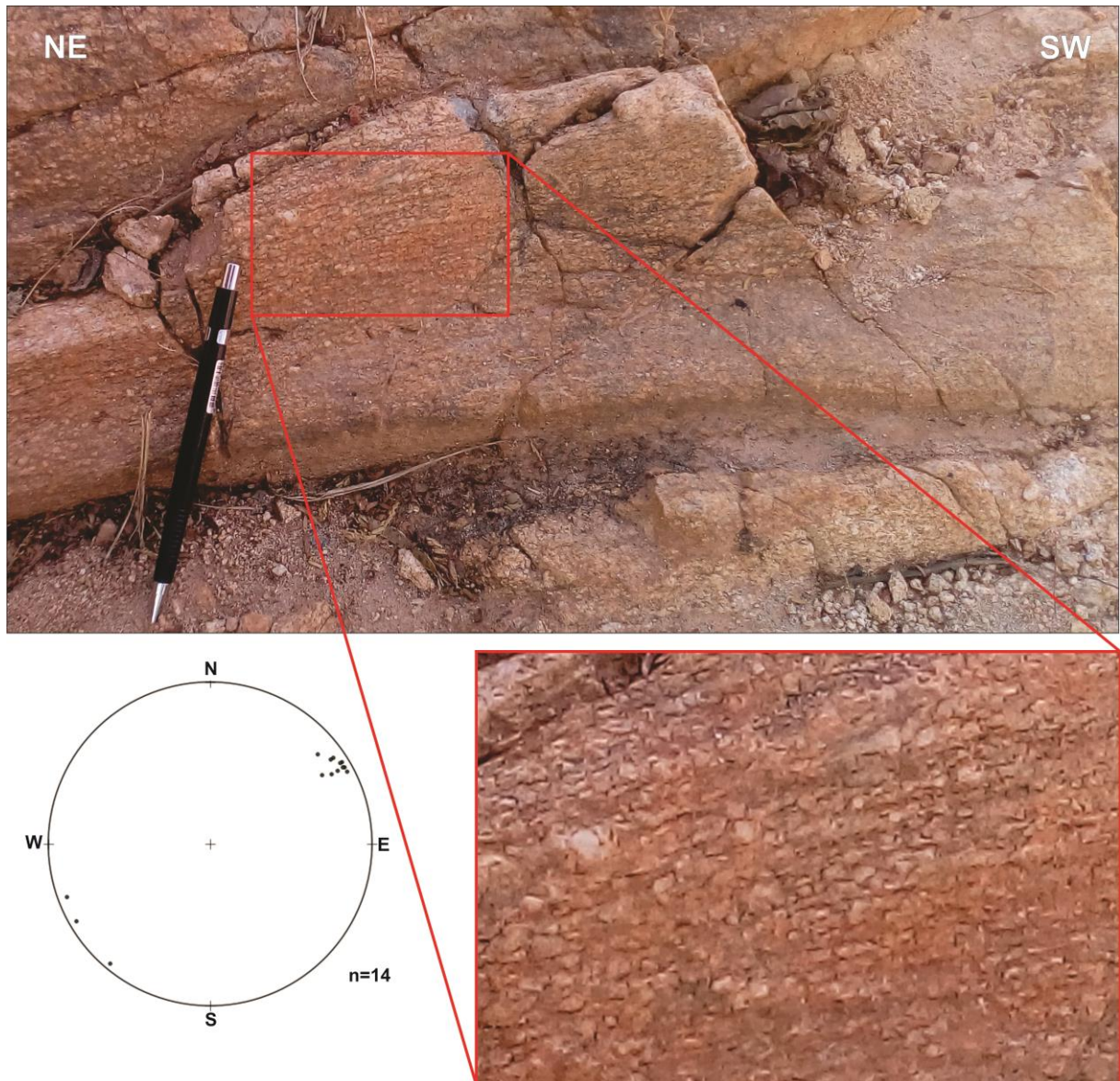


Figura 29 – Atitudes de lineações observadas principalmente na rocha anfibólio-biotita-gnaiss. No plano de foliação da rocha é possível observar cristais de quartzo estirados orientados com caimento preferencial para o quadrante NE.

4.2.3 Dobras

Em mesoescala, as dobras podem ser encontradas pontualmente nas rochas da unidade gnáissica. Essas dobras são assimétricas e representam estruturas resultantes de cinemáticas ocorridas em zona de cisalhamento, localmente as dobras apresentam-se transpostas por zonas e bandas de cisalhamento transpressivas (Fig. 31).

As dobras encontradas em afloramentos foram classificadas de acordo com a posição relativa da concavidade, quanto ao ângulo interflanco, quanto à assimetria e seu mecanismo de formação.

Na porção sudeste e leste da área investigada foram encontradas dobras antiformes, sinformes e neutras com ângulos interflancos variando entre suave e apertada, assimétricas em forma de 'Z' indicando cinemática dextral resultantes do mecanismo de arrasto nas bordas e adjacências de zonas de cisalhamentos.

Os eixos destas dobras estão orientados segundo o *trend* NE-SW com caimento variando entre 5° a 30° (Fig. 30).

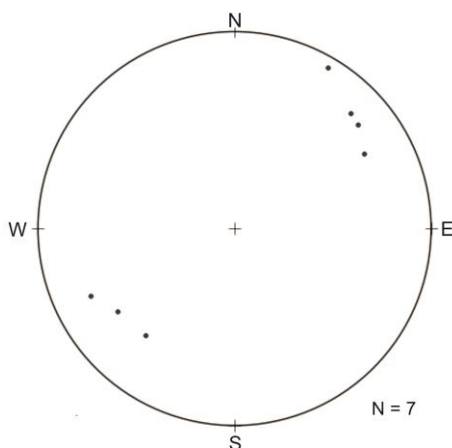


Figura 30: Estereograma mostrando a direção preferencial e caimento dos eixos de dobras.

Além destas, ocorrem dobras parasíticas em veios de quartzo nas unidades graníticas (Fig. 31).

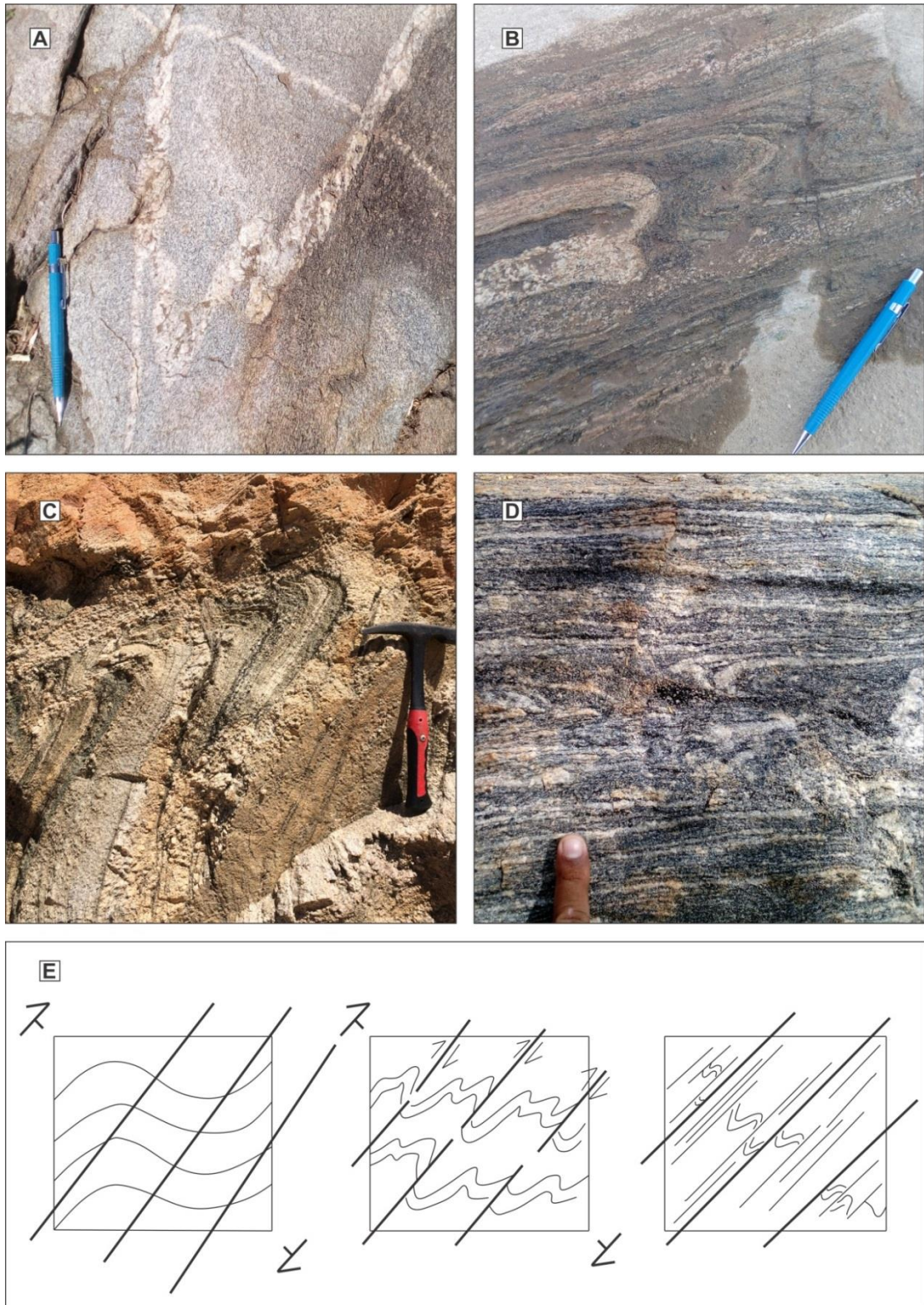


Figura 31: Dobras assimétricas e transpostas encontradas na porção leste, sudeste e sudoeste da subárea IV. A – dobra parasítica assimétrica em ‘Z’ indicando cinemática sinistral; B – dobra de arrasto assimétrica em forma de ‘Z’; C – dobra neutra, fechada e assimétrica; D – dobra transposta devido ao intenso cisalhamento ocorrido na região; E – desenho esquemático indicando como ocorre a formação de dobras de arrasto durante a transposição imposta por bandas e zonas de cisalhamentos.

4.2.4 Indicadores cinemáticos

Os principais indicadores cinemáticos observados em escala de afloramento correspondem a porfiroclastos de quartzo e as dobras de arrasto assimétricas. Os porfiroclastos são encontrados na unidade gnáissica e unidade granítica, os pórfiro são majoritariamente simétricos, porém em algumas porções é possível encontrar porfiroclastos assimétricos indicando uma cinemática dextral (Fig. 32). As dobras são encontradas nas rochas da unidade gnáissica e são assimétricas, de arrasto dúctil e apresentam assimetria que indica em sua maioria cinemática dextral.

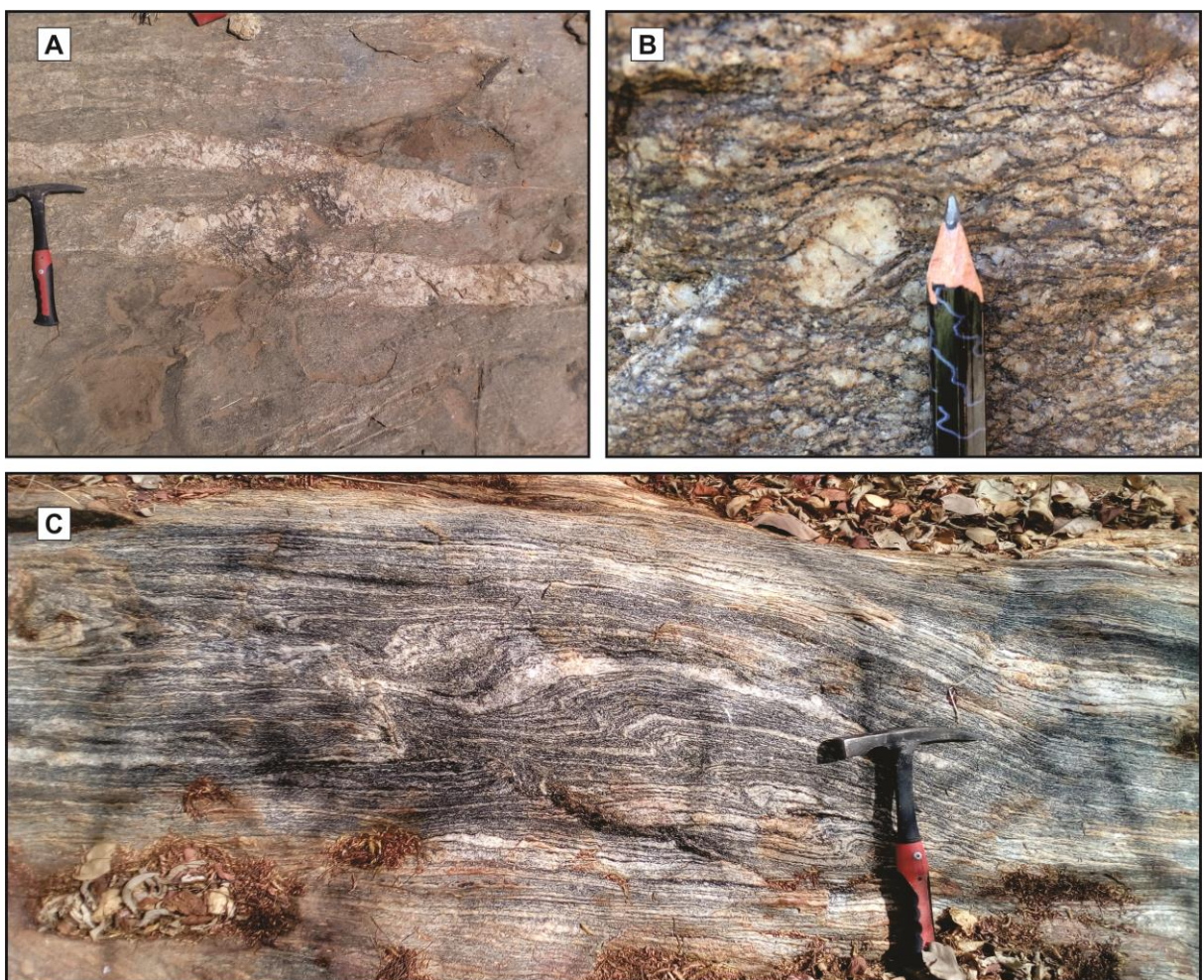


Figura 32: indicadores cinemáticos encontrados na área de estudo. A - dobras parasíticas em “Z” indicando cinemática preferencialmente dextral; B - porfiroclastos assimétricos com cinemática dextral. C – Dobras parasíticas em “S” indicando fluxo tectônico sinistral.

4.2.5 Bandas de cisalhamento

As bandas de cisalhamentos dúcteis observada nas unidades gnáissicas e graníticas possuem espessuras milimétricas a centimétrica e estabelecem relações de truncamentos com o bandamento gnáissico resultando em deslocamentos centimétricos, em sua maioria dextral, dos planos de bandamentos (Fig. 33).

A orientação geral das bandas de cisalhamentos segue o trend estrutural das foliações observadas (NE-SW) embora em alguns pontos possam ser observadas bandas orientadas na direção NW-SE (Fig. 33).

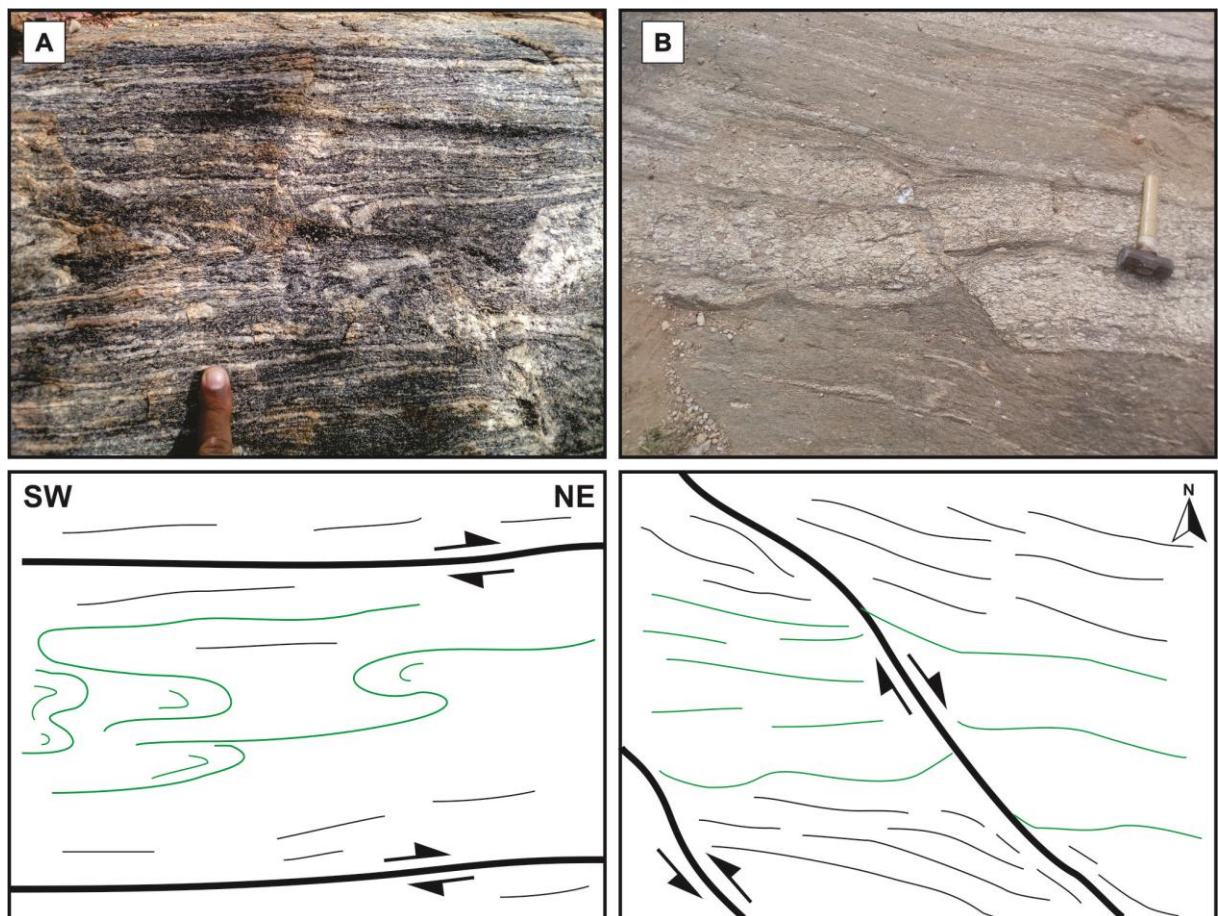


Figura 33: Relações entre bandas de cisalhamentos, dobras do bandamento e foliação dúctil. Em **A** a foliação dúctil está orientada paralela a orientação das bandas de cisalhamentos e em posição plano axial as dobras. Em **B** o bandamento composicional apresenta deslocamento dextral centimétrico gerado pelos planos de bandas de cisalhamentos que estão orientados na direção NW-SE. Os respectivos desenhos possuem mesma escala das fotos.

4.3 ESTRUTURAS TECTÔNICAS RÚPTEIS

4.3.1 Fraturas e veios

A trama rúptil tardia caracterizada pela presença de fraturas e veios ocorre dispersa ao longo da área de estudo podendo ser encontrada tanto nas rochas graníticas quanto nos gnáisses.

Foram identificadas duas famílias principais de fraturas em todas as rochas aflorantes na área de estudo, de acordo com as suas direções preferenciais (Fig. 34). Elas são do tipo fraturas de extensão, geralmente sem preenchimento, porém algumas são preenchidas por quartzo e feldspato. Essas estruturas estão orientadas nos *trends* NE-SW e NW-SE, com mergulhos subverticais.

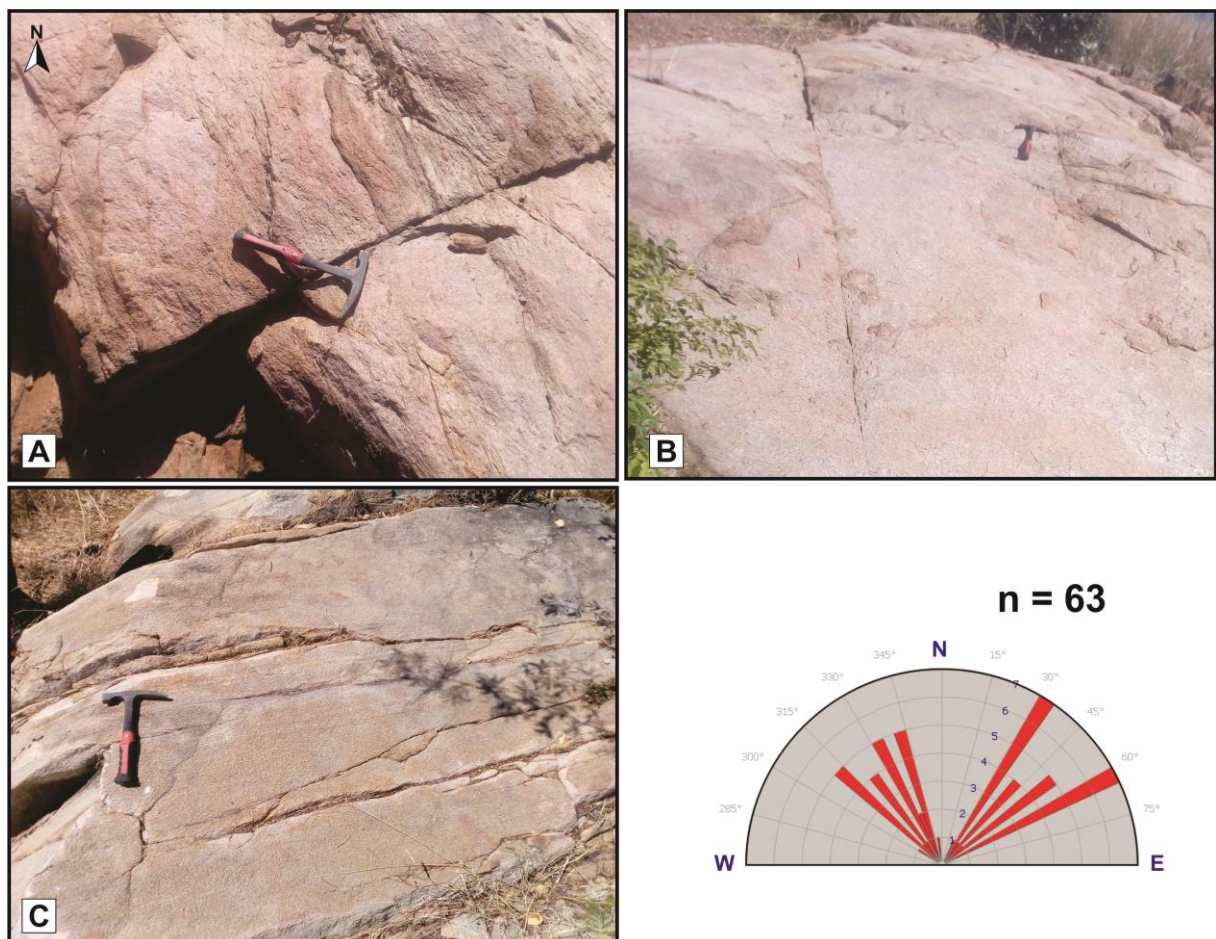


Figura 34: Fraturas encontradas ao longo da área de estudo. É possível identificar através das medidas plotadas no diagrama de rosetas a existência de duas famílias preferenciais de fraturas: A - Fraturas com direção NE-SW; B - Fraturas com direção NW-SE.

Os veios observados em afloramentos apresentam composição quartzo-feldspática provenientes de material granítico, ocorrem encaixados em todas as unidades litológicas que afloram na área investigada. Foram identificados duas famílias de veios: a primeira, mais antiga, concordando com a foliação possuindo direção NE-SW e a segunda, mais nova, cortando os planos de foliação com direção N-S (Fig. 35).

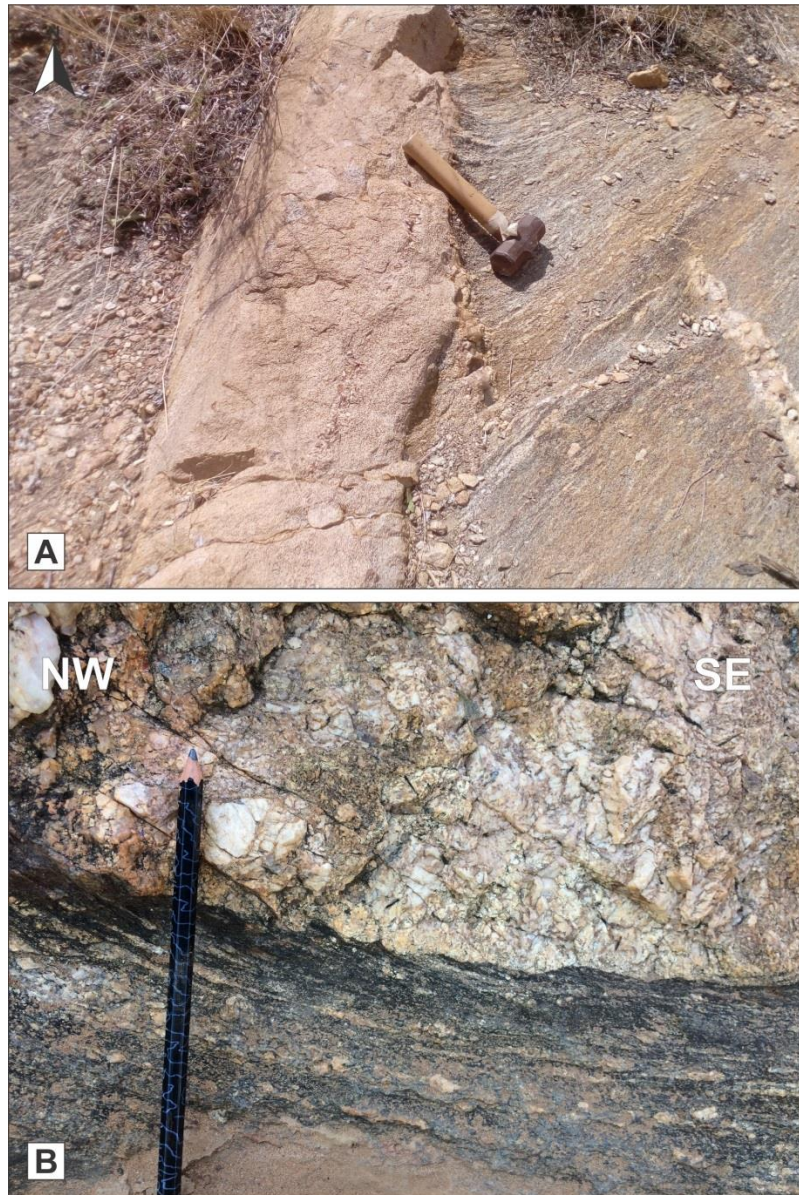


Figura 35 – Veios de composição quartzo e feldspato ocorrendo concordante (A) e discordante (B) com os planos de foliação das rochas gnáissicas.

4.4 INTERPRETAÇÃO E DISCUSSÃO DOS DADOS

De acordo com os dados estruturais apresentados, é possível fazer as seguintes considerações em relação ao arranjo geométrico e cinemático da área de estudo:

- As foliações observadas nas unidades mapeadas da área exibem orientações persistentes, seguindo um *trend* NE-SW. Essa orientação representa fielmente a mudança de direção devido à curvatura existente na porção oeste do *Duplex* Lavras da Mangabeira (Fig. 36).

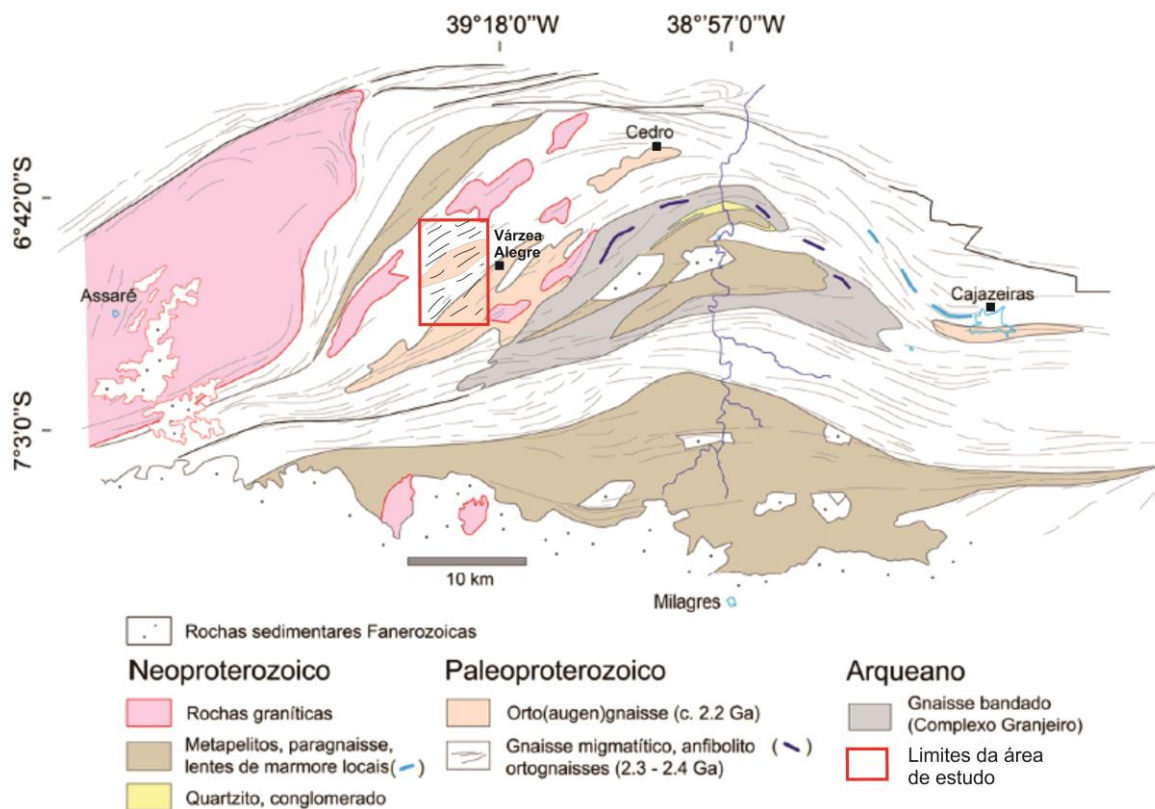


Figura 36: Limites da área de estudo localizada na porção oeste do *Duplex* Lavras da Mangabeira. A foliação dúctil existente na área representa uma mudança de direção em relação à porção leste de *duplex*.

- O mergulho dessas foliações varia de moderados a subverticais tanto na unidade granítica quanto na unidade gnáissica.

- O bandamento composicional e a foliação milonítica são as principais estruturas evidenciadas na área e estão associadas a lineações de estiramento mineral com caimento de baixo ângulo, orientadas na direção NE-SW.

- A orientação relativamente homogênea das tramas planares e lineares, os indicadores cinemáticos e as relações entre foliação e lineação, sugerem que as rochas aflorantes mapeadas na área de estudo foram deformadas por uma compressão oblíqua com componente direcional sinistral associada.

- A deformação dúctil evidenciada na área segue um regime direcional *strike-slip*, isso pode ser evidenciado pela relação angular entre o mergulho da lineação de estiramento e o plano de foliação. Essa relação indica *rake* baixo com ângulo médio de 7 ° característicos de movimentos transcorrentes.

- A existência de pontos onde a foliação milonítica trunca o bandamento composicional, sugere dois períodos distintos para a formação dessas estruturas, sendo a foliação milonítica, gerada em um contexto sintectônico com a colocação do granito, mais nova que o bandamento composicional.

- A presença de dobras pontualmente transpostas formadas pelo bandamento composicional mostra que essas estruturas surgiram como resultado da ação de bandas de cisalhamento e são contemporâneas à deformação transpressiva atuante na área.

- A ocorrência pontual de porfiroclastos assimétricos sugere uma transpressão dominada por cisalhamento puro com componentes de cisalhamento simples associadas.

- Uma análise geral de todos os dados estruturais coletados em campo, geraram um bloco diagrama representativo (Fig. 37) mostrando a disposição espacial das unidades e estruturas mapeadas.

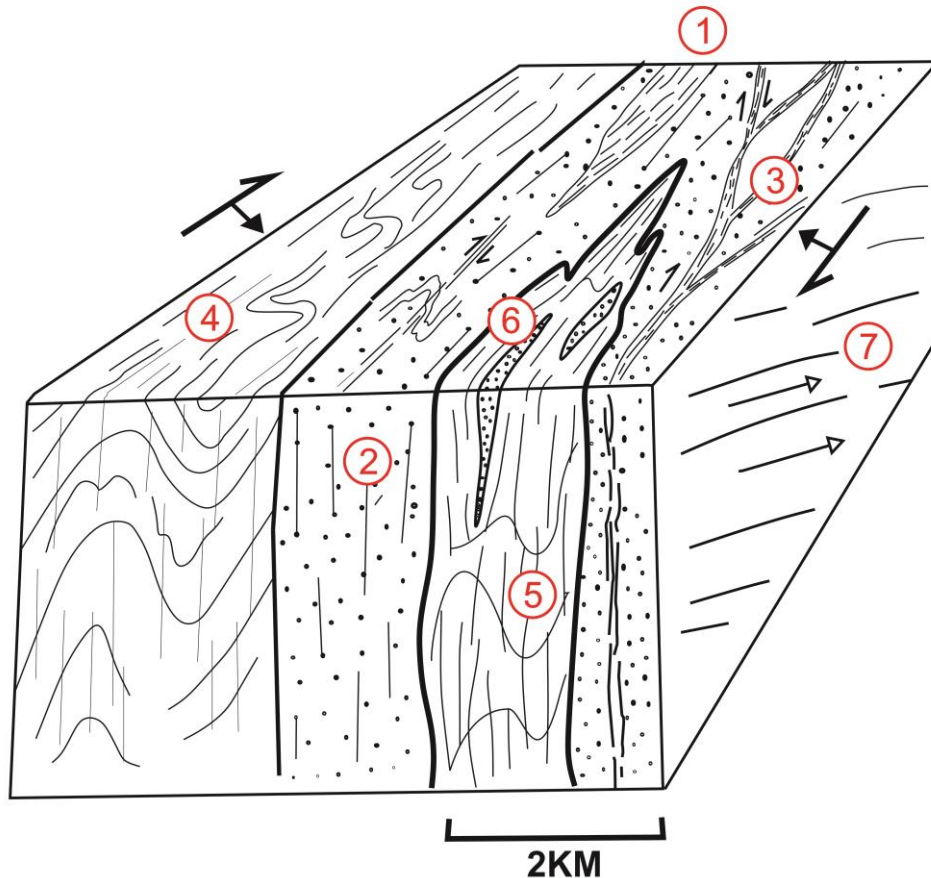


Figura 37: Modelo geométrico representando as unidades deformadas resultantes da deformação transpressiva dominada por cisalhamento puro com componente direcional associada destal mostrando os granitos concordantes à foliação do gnaiss. 1- rocha granítica fina; 2- granito com foliação milonítica; 3- bandas de cisalhamentos presente nos granitos; 4- gnaiss milonitizado e dobrado; 5- gnaiss deformado localizado entre os corpos graníticos; 6- veios pegmatíticos; 7- lineação de estiramento.

O bloco diagrama gerado com base nos dados estruturais coletados em campo sugere uma deformação homogênea, na escala do mapeamento (1:25000), por toda área investigada possibilitando a caracterização de um único domínio estrutural. É possível observar a presença da foliação milonítica deformando todas as rochas da área mapeada. Apenas em escala de afloramento é possível identificar diferentes intensidades de deformação resultando em dois ou mais domínios estruturais.

5. EVOLUÇÃO GEOLÓGICA

5.1 INTRODUÇÃO

A área de estudo está inserida em um contexto deformacional complexo formado por rochas pré-cambrianas. A partir da integração dos dados de campo, petrográficos, estruturais, bem como informações bibliográficas disponíveis, permitiu-se a interpretação e a elaboração da ordem cronológica de eventos (Fig. 34) que, possivelmente, resultaram na configuração atual da área estudada.

EVENTOS	IDADE	OCORRÊNCIAS
E	Cenozóico	Configuração do relevo atual.
D	Mesozoico	Formação do Gondwana e atuação da deformação rúptil no final do ciclo brasileiro.
C	Meso - Neoproterozóico	Segundo evento metamórfico e magmático (injeção dos corpos graníticos) gerando milonitos e migmatitos relacionados com o Ciclo Brasileiro (Hasui 2012).
B	Paleoproterozóico	Primeiro evento metamórfico (Ciclo trans-amazônico), (Fetter 1999, Hasui, 2012).
A	Arqueano	Primeiro evento magmático geração de granitoides TTG.

Figura 34: Principais eventos geológicos que influenciaram para a atual configuração da área de estudo.

Evento A – Arqueano

No Eo e Mesoarqueano o gradiente geotérmico era muito elevado, proveniente principalmente do decaimento de isótopos radioativos dispostos no núcleo, bem como a espessura da crosta máfica-ultramáfica era delgada, impossibilitando assim que ocorressem processos de subducção. Contudo, no Neoarqueano, com um gradiente geotérmico menos elevado que o anterior, a crosta oceânica foi formada, além de microcontinentes, pois havia manutenção do espessamento crustal (Kearey et al. 2014).

A formação de terrenos *greentones* no arqueano está relacionada com os primeiros eventos magmáticos que originaram o embasamento da área de estudo resultando nos complexos graníticos gnáissicos de alto grau. Essas rochas de idade arqueana são representadas pelas unidades litológicas hornblenda-biotita-gnaiss e biotita-gnaiss.

Evento B – Paleoproterozoico

Durante o Paleoproterozóico, ocorreu o primeiro evento metamórfico registrado na área. O processo se desenvolveu através de tectônica colisional que afetou os microcontinentes, o que ocasionou metamorfismo regional responsável pela gnaissificação dos protólitos ígneos e de rochas sedimentares do Complexo Granjeiro, gerando os litotipos Biotita Gnaiss e Hornblenda-biotita-gnaiss. Este evento foi responsável pelo metamorfismo destas rochas sob fácies anfíbolito com ocorrência de migmatização localizada. É correlacionado ao Ciclo Transamazônico que formou o Supercontinente Atlântica/Colúmbia e possibilitou a formação de faixas metavulcanossedimentares, arcos insulares e continentais metamorfisados entre 2,3 e 2,0 Ga (Fetter 1999; HASUI 2012).

Evento C – Neoproterozóico

Durante o Neoproterozóico ocorreu o segundo episódio metamórfico, classificado como metamorfismo regional sob regime transpressivo que afetou as rochas gerando as foliações miloníticas em condições metamórficas de grau moderado, provavelmente sob fácies xisto verde devido ocorrência de granada. Esse evento está relacionado à etapa inicial do Ciclo Brasileiro (HASUI *et al.*, 2012).

Ao longo desse período foram geradas diversas zonas de cisalhamentos de escala continental resultante de colisões entre blocos, isso está caracterizado na área de estudo pelos milonitos orientados segundo um *trend* NE-SW encontrados em afloramentos. A atuação do Ciclo Brasileiro no nordeste do Brasil resultantes da colisão dos Cratons São Francisco e Oeste Africano produziu um sistema de zonas de cisalhamentos transcorrentes, sendo elas Pompeu, Pernambuco e Patos (Jardim de Sá, 1994; Santos, 1996). O *Duplex* Lavras da Mangabeira foi organizado acompanhando esses episódios. Nesse contexto, o duplex se formou sob cinemática distal com transpressão dominada por cisalhamento simples. Dessa forma, as rochas foram interdigitadas ao longo dessa estrutura e misturadas em diferentes níveis crustais como mostra os dados apresentados neste trabalho.

Nesse mesmo período ocorreu a colocação dos plutons graníticos de composição granodiorítica e monzogranítica concordante com os planos de foliação das unidades gnáissicas (HASUI *et al.*, 2012).

Evento D – Mesozoico

Nesse período a evolução da região é caracterizada pelos esforços extensionais ocorridos durante o Mesozoico, que culminam com a abertura de Bacias Sedimentares e formação das estruturas rúpteis como fraturas, veios e falhas presente na área de estudo (HASUI *et al.*, 2012).

Evento E – cenozoico

O último evento corresponde ao processo de soergimento generalizado da região que alçou os corpos rochosos a níveis crustais mais rasos, ocasionando erosão e o aparecimento de estruturas rúpteis como falhas e fraturas, presentes em todos os litotipos descritos neste trabalho.

6. CONCLUSÕES

De acordo com os dados apresentados neste trabalho é possível revelar parte do arranjo geométrico e cinemático da área mapeada e suas relações com eventos geológicos ocorridos ao longo do Arqueano ao Cenozoico.

O mapeamento geológico e estrutural na escala de 1:25000 revelou as seguintes rochas expostas na área de estudo: Hornblenda-biotita-gnaiss, biotita-gnaiss, granodiorito e monzogranito.

Estas rochas estão deformadas em regime dúctil compressional predominando cisalhamento puro com componente direcional sinistral associada. Estes padrões de deformação podem ser observados pelos indicadores cinemáticos e pela relação entre foliação e lineação apresentando *rake* baixo (5° - 15°) característico de movimentos transcorrentes.

A composição mineralógica dos gnaisses e dos granitos é semelhante, apresentando composições que variam entre monzogranítica e granodiorítica possivelmente associados a portfólios ígneos gerados no arqueano.

Na unidade gnáissica é possível observar parte dos bandamentos dobrados em regime tectônico dúctil e dobras de arrastos geradas em regime dúctil-rúptil. Essa relação entre dobras geradas em regimes diferentes constituem evidencia para afirmação sobre diferenças cronológicas em que foram geradas.

A unidade granítica caracteriza um evento magmático sintectônico ocorrido durante a transpressão dextral. A presença da deformação milonítica nessas rochas e nas rochas da unidade gnáissica corrobora para a caracterização de apenas um domínio estrutural presente na área investigada.

Dessa forma é possível concluir, de maneira geral, que a atual configuração tectônica observada na porção oeste do duplex lavras da mangabeira foi gerada por uma serie de eventos complexos que resultaram na formação de um *duplex* compressional do tipo *strike-slip*. Esses padrões estruturais nas rochas expostas no lineamento patos representam os estágios tardios da evolução arqueana de terrenos *greenstones*, expressos por transpressão dominadas por cisalhamento puro com componentes direcional dextral associada.

REFERÊNCIAS

- Archanjo C. J. & Bouchez J. L. 1991. Le Serido, une chaîne transpressive dextre au Proterozoïque supérieur du Nord-Est du Brésil. *Bull. Soc. Géol. Fr.* **162**(4): 637-647.
- Arthaud M.H. 2008. *Evolução Neoproterozóica do Grupo Ceará (Domínio Ceará Central, NE Brasil): da sedimentação à colisão continental brasileira*. PhD Thesis, Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasil,
- Boyer Steven & Elliott D. 1982. Thrust systems. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*. 66 : 1196-1230.
- Brito Neves B. B., Santos E. J., Van Schmus W. R. 2000. Tectonic history of the Borborema province, Northeastern Brazil. *In: Cordani U. G., Milani E.J., Thomaz Filho A., Campos D.A. (org.). Tectonic evolution of South America*. Rio de Janeiro, 31st International Geological Congress, p. 151-182.
- Brito Neves B. B. de, Spröesser W. M., Petronilho L. A., Souza S. L. 2013. Contribuição à geologia e à geocronologia do terreno rio Capibaribe (TRC, Província Borborema). *Geol. USP, Sér. Cient.*, São Paulo, **13** (2): 9-122.
- Brito Neves B. B., Passareli C. R., Basei M. A. S., Santos E. J. 2003. Idades U-Pb em zircão de alguns granitos clássicos da Província Borborema. *Geol. USP Sér. Cient.*, SAPÊNDICE A- Mapa Geológico São Paulo, **3** : 25-38.
- Cavalcanti, J.A.D., Cavalcante, J.C. 2014. Evolução Geológica. *In: Brandão R.L. & Freitas L.C.B. (org.). Geodiversidade do estado do Ceará*. Fortaleza, CPRM, p. 35-60.
- Corsini, M., Vauchez, A., Caby, R., 1996. Ductile duplexing at a bend of a continental-scale strike-slip shear zone: example from NE Brazil. *Journal of Structural Geology* **18** (4): 385-394.
- Corsini M., Vauchez A., Archanjo C. J., Sa, E. F.J. de. 1991. Shear zone, northeast Brazil. *Geology* 20: 1007-1010.
- Strain transfer at a continental scale from a transcurrent shear zone Vauchez A., Neves S. P., Caby R., Corsini M., Egydio-Silva M., to a transpressional fold belt: The Patos-Serido belt system, north- Arthaud M. & Amaro V. 1995. The Borborema shear zone eastern Brazil. *Geology* 19, 58G-589.
- Dahlstrom C.D.A. 1970. Structural geology in the eastern margin of the Canadian Rocky Mountains. *Bulletin of Canadian Petroleum Geology*, **18**: 332-406.
- Ferreira C.A. & Santos E.J. 2000. *Jaguaribe SE, Folha SB.24-Z. Estados do Ceará, Rio Grande do Norte, Paraíba e Pernambuco*. Escala 1:500.000. Brasília, DF, CPRM.(Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil).

Fetter, A. H.; Van Schmus, W. R.; Dos Santos, T. J. S.; Nogueira Neto, J. A.; Arthaud, M. H.; 2000. U/Pb and Sm/Nd geochronological constraints on the crustal evolution and basement architecture of Ceará State, NW Borborema Province, NE Brazil: Implications for the existence of the paleoproterozoic supercontinent —Atlânticall. In: Revista Brasileira de Geociências 30(1):102-106.

Fossen H. & Tikoff B. 1998. Extended models of transpression , and application to tectonic settings. In: Holdsworth R.E., Strachan R.A., Dewey J.F. (eds). *Continental transpressional and transtensional tectonics*. Geol. Soc. London, p. 15-33. (Special Publications, 135).

Freimann M.A. 2014. Geocronologia e petrografia de quartzos miloníticos do *duplex* transcorrente de Lavras da Mangabeira. MD Dissertation, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 83p.

Granjeiro M. L., Santiago M. M. F., Frischom H., Silva C. M. S. V. da, Filho, J. 2008. Influência do ambiente sedimentar na qualidade das águas subterrâneas da bacia sedimentar no município de Lavras da Mangabeira, Ceará. In: 15º Congresso Brasileiro de Águas Subterrâneas, Anais... p. 25-43.

Hobbs B.E., Means W.D., Williams P.F. 1976. *An outline of structural geology*. New York, John, W. & Sons.

Hasui Y. 2012. Sistema orogênico Borborema. In: Hasui Y. et al. *Geologia do Brasil*. São Paulo, Beca, p. 254 - 288.

Hasui Y. & Costa J.B.S. 1991. *Zonas e cinturões de cisalhamento*, Belém EdUFPA.

Passchier C.W., Myers J.S., Kroner A. 1990. *Geologia de campo de terrenos Gnáissicos de alto grau*. [São Paulo], EDUSP.

Passchier C.W. & Trouw R.A.J. 1996. *Microtectonics*. 2. ed. [S.l.], Springer.

Price, N.J. & Cosgrove, J.W. – *Analysis of Geological Structures*. Cambridge University Press, Segunda Edição, 1994.

Sa E. F. J de 1984. A evolução proterozóica da província Borborema. In: 11º Simposio de Sociedade Brasileira de Geologia, Nucleo Nordeste, Geologia do Nordeste, Natal, *Anais...* p. 297-315.

Sá E. F.J de 1994. *A Faixa Seridó (Província Borborema, NE do Brasil) na Cadeia Brasileira/Pan-Africana*. PhD Thesis, Instituto de Geociências da Universidade de Brasília, Brasília, DF, 803 p.

Silva, M. R. R., Hill, R., Beurlen, H. 1995. Borborema Pegmatitic Province: Geological and Geochemical Characteristics. *Journal of South American Earth Sciences*, Vol. 8, NW 34 pp. 355-364. 1995.

Soares, P.C., Fiori, A.P. 1976. Lógica e sistemática na análise e interpretação de fotografias aéreas em geologia. Campinas, Notícia Geomorfológica, 16(32): 71-104.
Twiss, R. J. & Moore, E.M. – Structural geology. W.H.Freeman and Company, New York, 1992.

Van Schmus, W.R.; Brito Neves, B.B.; Hackspacher, P.; Babinski, M.; 1995. U/Pb and Sm/Nd geochronologic studies of the eastern Borborema Province, northeastern Brazil: initial conclusions. *Journal of South American Earth Sciences* 8, 267–288.

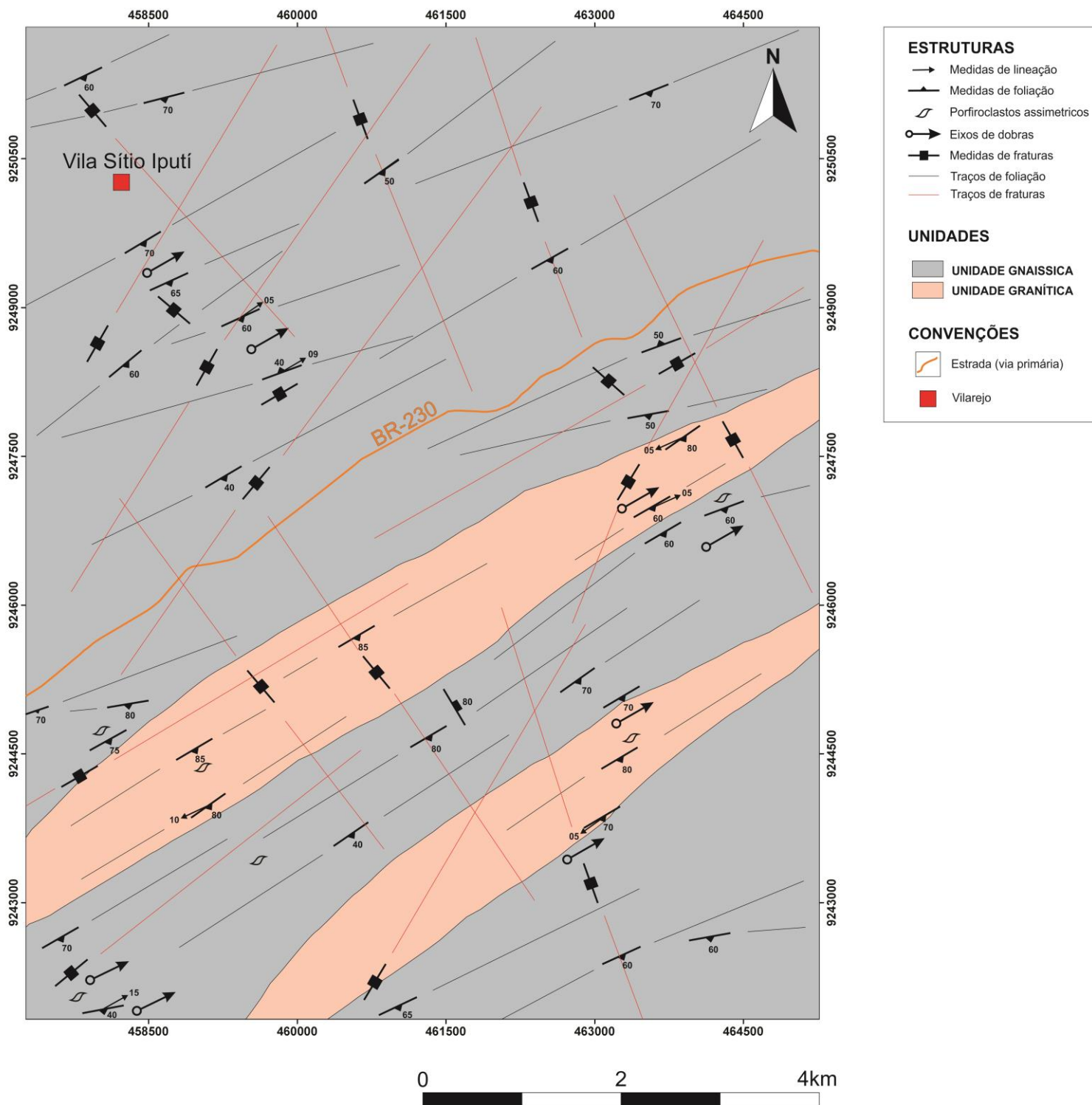
Vauchez A., Neves S., Caby R., Corsini M., Egydio-Silva M., Arthaud M., Amaro V. The Borborema shear zone system NE Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 8(3): 247-266.

Vauchez, Alain & Neves, Sérgio & Caby, Renaud & Corsini, Michel & Egydiosilva, M & Arthaud, M.H. & Amaro, Venerando. 1995. *The Borborema shear zone system, NE Brazil*. *Journal of South American Earth Sciences*. 8. 247-266. 10.1016/0895-9811(95)00012-5.

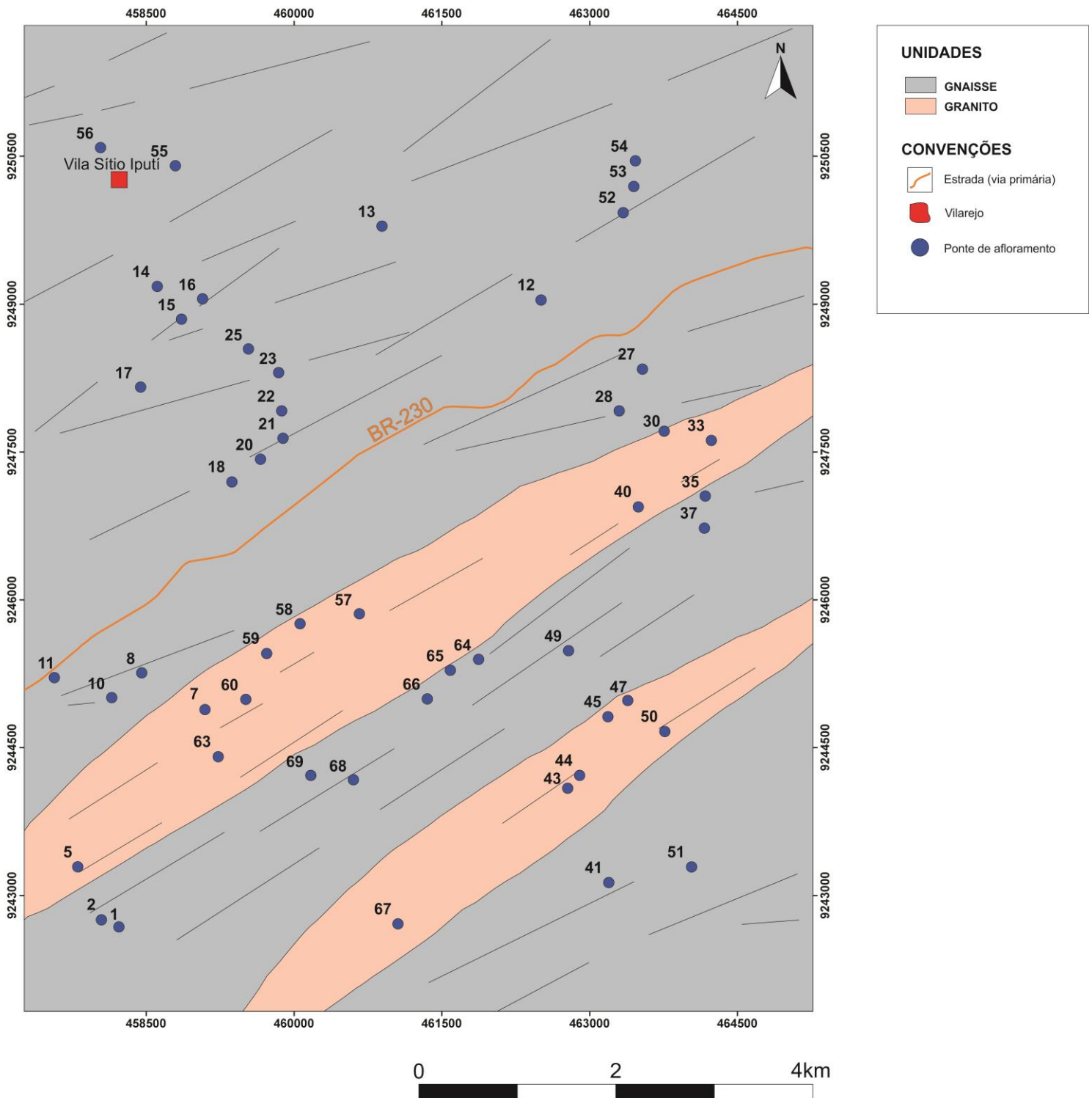
Veríssimo, L.S., Aguiar, R.B, 2005. Hidrogeologia da Bacia sedimentar Lavras da Mangabeira. Caracterização hidrogeológica. Rede cooperativa de de pesquisa. Comportamento das bacias sedimentares da região semi-árida do nordeste brasileiro. CPRM.

Woodcock, N.J. e Fischer, M. - 1986 – Strike-slip duplexes. *Journal of Structural Geology*, 8, p.725-735.

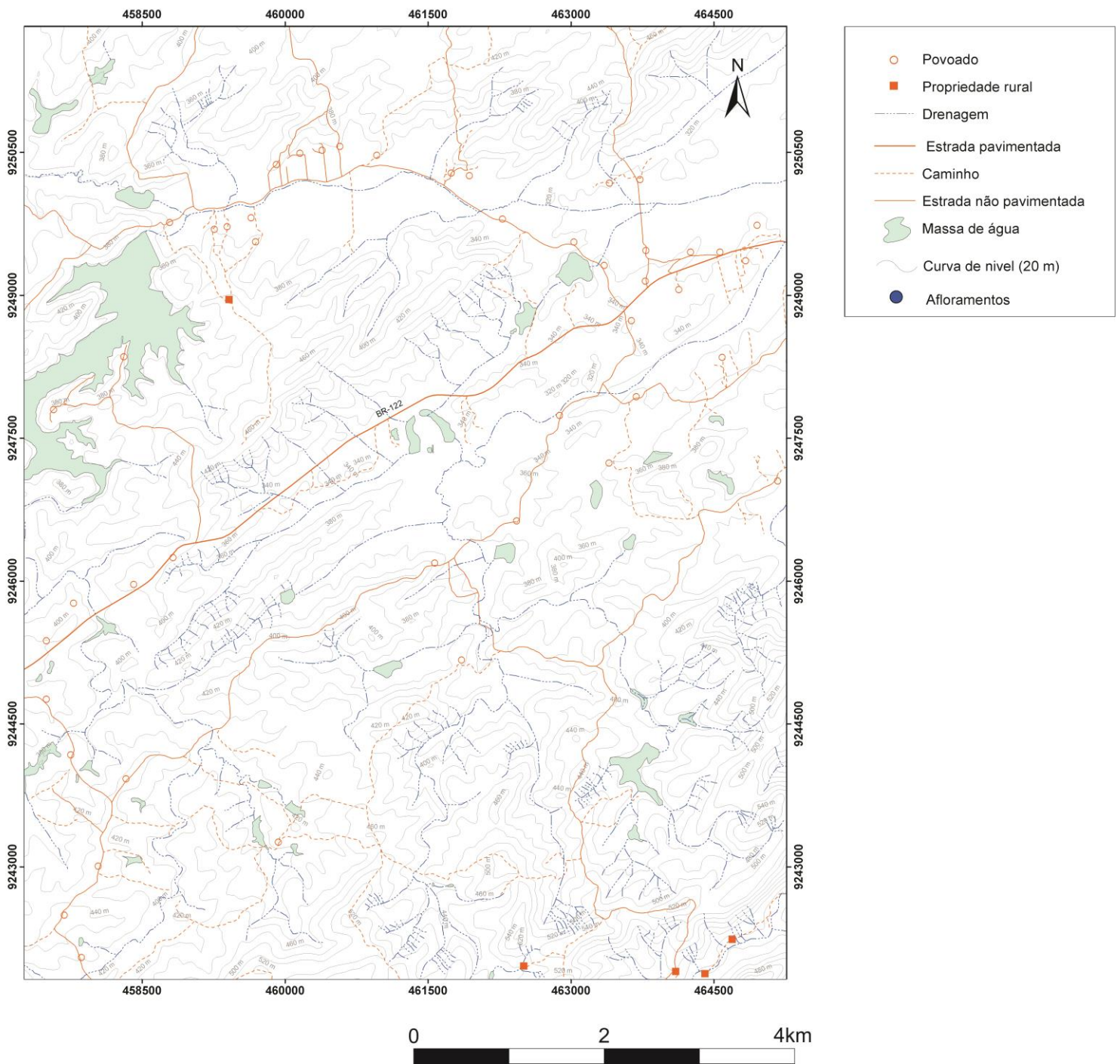
APÊNDICE A: Mapa Geológico



APÊNDICE B: Mapa de pontos



APÊNDICE C: Mapa de logística



APÊNDICE D: Mapa de lineamentos

