



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

TRABALHO DE CONCLUSÃO DE CURSO

**GEOLOGIA ESTRUTURAL E MICROESTRUTURAL DA
ZONA DE CISALHAMENTO CAMPO LINDO – CARIRÉ (CE):
LINEAMENTO TRANSBRASILIANO**

Trabalho de Conclusão de Curso apresentado por:

DOMINIQUE DE PAULA AMARAL FERREIRA (Matrícula 201408540020)

Orientador: Prof. Dr. Paulo Sérgio de Sousa Gorayeb (UFPA)

Coorientador: Prof. Dr. Fábio Henrique Garcia Domingos (UFPA)

BELÉM – PA

2019



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

TRABALHO DE CONCLUSÃO DE CURSO

**GEOLOGIA ESTRUTURAL E MICROESTRUTURAL DA
ZONA DE CISALHAMENTO CAMPO LINDO – CARIRÉ (CE):
LINEAMENTO TRANSBRASILIANO**

Trabalho de Conclusão de Curso apresentado por:

DOMINIQUE DE PAULA AMARAL FERREIRA (Matrícula 201408540020)

Orientador: Prof. Dr. Paulo Sérgio de Sousa Gorayeb (UFPA)

Coorientador: Prof. Dr. Fábio Henrique Garcia Domingos (UFPA)

BELÉM – PA

2019

**Dados Internacionais de Catalogação na Publicação (CIP) de acordo com ISBD
Sistema de Bibliotecas da Universidade Federal do Pará
Gerada automaticamente pelo módulo Ficat, mediante os dados fornecidos pelo(a) autor(a)**

F383g Ferreira, Dominique de Paula Amaral.
 Geologia estrutural e microestrutural da zona de cisalhamento Campo Lindo - Cariré (CE) : lineamento transbrasiliiano / Dominique de Paula Amaral Ferreira. — 2019.
 xiv, 56 f. : il. color.

 Orientador(a): Prof. Dr. Paulo Sérgio de Sousa Gorayeb
 Coorientador(a): Prof. Dr. Fábio Henrique Garcia Domingos
 Trabalho de Conclusão de Curso (Graduação) - Faculdade de Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 2019.

 1. Geologia estrutural. 2. Microestrutural. 3. Zona de cisalhamento. 4. Milonitos. 5. Lineamento Transbrasiliiano. I. Título.

CDD 551.8



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

**GEOLOGIA ESTRUTURAL E MICROESTRUTURAL DA
ZONA DE CISALHAMENTO CAMPO LINDO – CARIRÉ (CE):
LINEAMENTO TRANSBRASILIANO**

Trabalho de conclusão de curso apresentado por:

DOMINIQUE DE PAULA AMARAL FERREIRA

Como requisito para à obtenção do Grau de Bacharel em Geologia

Data da Aprovação: 27 / 03 / 2019

Conceito: _____

Banca Examinadora:

Prof. Dr. Paulo Sérgio de Sousa Gorayeb
(Orientador – UFPA)

Prof. Dr. Roberto Vizeu Lima Pinheiro
(Membro - UFPA)

Msc. Luciano Ribeiro da Silva
(Membro externo)

À minha mãe, Elizabeth Amaral, e minhas avós, Raimunda
Amaral e Nila Ferreira, por serem as mulheres mais
fortes que eu conheço e meus grandes exemplos.

AGRADECIMENTOS

Agradeço a minha mãe Elizabeth, por ser a base de toda a minha vida. Aos meus irmãos Daniele e Deivison Ferreira, pelo companheirismo na luta diária, ao meu pai José Ferreira, pelo amor incondicional, ao meu padrasto João Silva, que por muitos anos assumiu a responsabilidade de pai, e ao Arthur dos Santos, alegria de muitos dos meus dias.

Ao Prof. Paulo Sérgio de Sousa Gorayeb, pelas orientações e, sobretudo, pelos conselhos e paciência no momento que mais precisei.

Ao Prof. Fabio Henrique Garcia Domingos, pela coorientação e ajuda imprescindível no trabalho de campo (e nos lanches).

À Universidade Federal do Pará e Faculdade de Geologia, pelo apoio financeiro e estrutural necessário para o desenvolvimento deste trabalho e ao CNPq, pela concessão da bolsa de iniciação científica, passo inicial deste trabalho.

Ao Afonso Quaresma (Afonzinho), pelo fundamental apoio no trabalho de campo.

Ao Murilo Henrique, amigo de turma, pela preocupação e parceria de trabalho.

À Joelma Lobo e Bruno Veras do Laboratório de Laminação, pela disposição e paciência de sempre na preparação das lâminas, e ao Osmar Guedes e Paulo Alves (do Lait), pela enorme assistência com o caprichoso *ArcGis*, bem como aos amigos Antônio Gonçalves e Matheus Moura que me socorreram diversas vezes.

À família Nunes Sodré, Raimundo, Edna, Argel e Amaranta, pela amizade e suporte em grande parte desta caminhada.

Ao (extinto) Geoinformativo, Ewerton Batista, Ismayla Carneiro, Sanmya Dias, Tissiana Franco e Mayol Fontes, por tornarem meus dias mais divertidos e leves.

Aos amigos Jonatha Brito (amigo perdido), Victor Coutinho e João Calandrini, parceiros de equipe ao longo da graduação, e demais amigos da geologia e da vida, em especial ao Jean Bizet (complemento), Igor Fransua, Adérito Luacuti, Camilla Brito, Fillipe Coelho, Amanda Cruz, Edvâne Ferreira (maninha), Leandro Moraes, Artur Sarmiento, Pedro Oliveira (e o TCC?), e a turma de Geologia 2014 como um todo, essenciais durante várias etapas deste curso.

À Profa. Rosemery Nascimento, pela amizade e orientações e Profs. Vladimir Távora, Afonso Nogueira, Ronaldo Lima Lemos e demais professores pelos importantes ensinamentos nessa jornada. Aos Prof. Gabriel Amaro e Marlis Requelme, grandes mestres que tive.

Por fim, agradeço a todos que contribuíram de maneira direta ou indireta para que este trabalho (e curso) fosse concluído, os quais caberiam em mais de um TCC.

“Então, cerra os punhos e sorria
jamais volte para sua ‘quebrada’ de mãos e mente vazia”

Levanta e Anda

EMICIDA

RESUMO

O Lineamento Transbrasiliano é um elemento tectono-estrutural caracterizado por um sistema transcorrente de expressão transcontinental que ocorre desde o Paraguai e Argentina, atravessa grande parte do Brasil, e tem continuidade para o continente africano, com aproximadamente 4.000 km de comprimento e foi formado durante o final do Neoproterozoico, pela amalgamação de diversas massas continentais e microcontinentes. Na Província Borborema, o Lineamento Sobral-Pedro II constitui uma importante feição morfoestrutural com direção N38E, sendo um importante segmento do LTB que separa os domínios Médio Coreaú e Ceará Central. Os estudos estruturais, microestruturais e petrográficos realizados permitiram identificar diferentes tipos de rochas, como granulitos, ortognaisses, paragnaisses, micaxistos e granitoides de composição variada que são recortados por essa estrutura, onde foliações de ângulos de mergulho baixos a moderados foram transpostos por foliações miloníticas de alto ângulo de mergulho com lineação de estiramento mineral sub-horizontal. As principais feições microestruturais identificadas, além da foliação milonítica anastomosada, são estruturas de núcleo-e-manto, porfiroclastos do tipo σ e δ , bandas de cisalhamento do tipo S-C', estruturas tipo *fish*, porfiroclastos fragmentados tipo dominó, e aspectos relacionados a recristalização de quartzo e feldspatos por mecanismos BLG (*Bulging*) de baixa temperatura, SGR (*Subgrain Rotation*) e GBM (*High-Temperature Grain Boundary Migration*) de alta temperatura. Os indicadores de sentido de cisalhamento em escala mesoscópica e microscópica concordam para uma cinemática dextral predominante. As rochas apresentam paragêneses que apontam condições de fácies anfíbolito de alta temperatura a granulito, transformados em condições de fácies anfíbolito médio a alto durante o metamorfismo dinâmico, gerando milonitos de médio grau e alto grau.

Palavras-chave: Geologia Estrutural. Microestrutural. Zona de Cisalhamento. Milonitos. Lineamento Transbrasiliano

ABSTRACT

The Transbrasilian Lineament is a tectono-structural element characterized by transcurrent transcontinental expression that occurs from Paraguay and Argentina, through a great region in Brazil, and has continuity in the African continent, approximately 4,000 km long and was formed during the end of the Neoproterozoic, by the amalgamation of several continental masses and microcontinents. In the Borborema Province, the Sobral-Pedro II Lineament constitutes an important morphostructural feature with orientation N38E, being an important LTB segment that separates the regions of the Middle East and Central Ceará. The structural, microstructural and petrographic studies allow the identification of different types of rocks, such as granulites, orthogneisses, paragneisses, micaxies and granitoids of varied composition that are cut out by this structure, where low to medium dip angles foliations were transposed by mylonitic foliations of high angle of dip with sub-horizontal mineral lineage stretch. The main associated microstructures, besides the anastomosed mylonitic foliation, are the core-and-mantle structures, porphyroclasts of type σ and δ , shear bands of type S-C', fish type structures, fragmented porphyroclasts domino type, and aspects related to recrystallization of quartz and feldspars by low temperature BLG (Bulging), SGR (Subgrain Rotation) and GBM (High Temperature Grain Boundary Migration) systems. The shear direction indicators at mesoscopic and microscopic scale converge for a dextral predominant kinematics. The rocks have paragenesis that indicate conditions of amphibolite facies of high temperature to granulite, transformed in conditions of medium to high amphibolite facies during dynamic metamorphism, generating medium and high grade mylonites.

Key-words: Structural Geology. Microstructural. Shear Zone. Mylonites. Transbrasilian Lineament.

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

- Figura 1.1 - Mapa de localização da área de estudo.....3
- Figura 1.2 - Fluxograma de principais etapas de desenvolvimento do trabalho.5
- Figura 2.1 - Configuração dos blocos que caracterizavam o Supercontinente Gondwana Oeste e Leste e localização do Oceano Goiás-Farusiano entre os blocos Amazônia oeste-africano e África central. Retirado de Cordani *et al.* (2013).7
- Figura 2.2 - Mapa do Domínio Setentrional da Província Borborema, dividido nos domínios Médio Coreaú, Ceará Central e Rio Grande do Norte. O LTB divide os domínios Médio Coreaú e Ceará Central. Retirado de Parente *et al.* (2015).8
- Figura 2.3 - Mapa geológico simplificado da parte norte da província Borborema com as principais zonas de cisalhamento. SPSZ: Zona de Cisalhamento Senador Pompeu; PASZ: Zona de Cisalhamento Portalegre; PSZ: Lineamento Patos. Retirado de Arthaud *et al.* (2008)..... 10
- Figura 3.1 - Representação da megazona de cisalhamento Kandi-Transbrasiliiano com a posição relativa dos crátons, fragmentos cratônicos e cinturões móveis. Retirado de Cordani *et al.* (2013). 13
- Figura 4.1 - Mapa geológico da área de estudo elaborado a partir de dados SIG das folhas Sobral, Frecheirinha e Ipu na escala de 1:100.000 e folha Santa Quitéria na escala de 1:50.000, onde se tem as principais rodovias de acesso, pontos estudados, unidades litoestratigráficas e as principais zonas de cisalhamento (Compilado e modificado de Gorayeb *et al.* 2014, Silva Junior *et al.* 2014, Abreu *et al.* 2014). 16
- Figura 4.2 - Feições observadas em campo. A) Afloramento em corte de estrada de granulito foliado com mobilizados graníticos concordantes a foliação. Ponto: ZCS-11; B) Afloramento em lajedos de gnaiss milonitizado com feições migmatíticas. A cabeça do martelo orienta o norte. Ponto ZCS-16; C) Granitoide foliado com separação entre minerais máficos e félsicos. Ponto ZCS-14; D) Lineação bem desenvolvida formada por estiramento de quartzo e feldspato em gnaiss milonitizado. Ponto ZCS-13; E) Porfiroclasto simétrico de quartzo e feldspato plagioclásio envolto pela foliação em gnaiss. Ponto ZCS-22; F) *Boundins* de quartzo e feldspato em formato sigmoide em paragnaisse. Ponto ZCS-15. 17
- Figura 4.3 - Modelo Digital de Elevação de Terreno (SRTM) após tratamento *hillshade* destacando a zona de cisalhamento Sobral-Pedro II. Pseudoiluminação de direção azimutal 310°, inclinação 45° e fator 5..... 19

- Figura 5.1 - Mapa estrutural da área de estudo mostrando estereogramas onde estão plotados polos de foliação (milonítica e primária) e lineação. A seção esquemática A-B mostra a Bacia de Jaibaras a noroeste, em contato através de falhamento normal com a ZCSP-II na área do Domínio Ceará Central. A sudeste é mostrado a área fora da zona de cisalhamento com foliação primária dobrada..22
- Figura 5.2 - Feições estruturais das rochas da ZCSP-II. A) Granitoide foliado, com segregação entre minerais e dobras intrafoliais assimétricas em forma de 'Z'. Ponto ZCS-14; B) Rocha com foliação irregular contornando porfiroclastos de feldspato com forma simétrica. Ponto ZCS-12; C) Rocha foliada e com lineação bem desenvolvida. Ponto ZCS-13; C) Granulito foliado e com expressiva lineação sub-horizontal. Ponto ZCS-11.24
- Figura 5.3 - Feições estruturais indicadoras do sentido de cisalhamento das rochas da ZCSP-II. A) e B) Dobras intrafoliais assimétricas em forma de 'Z' causadas por deformações locais no campo de fluxo. Pontos ZCS-15 e ZCS-11; C) Porfiroclastos de feldspato plagioclásio rotacionado no sentido horário. Ponto ZCS-15; D) Porfiroclastos de granada em mobilizados graníticos em granulito. Ponto ZCS-11; E) Camadas boudinadas em paragnaisse. Ponto ZCS-15; F) Feições de migmatização em ortognaisse. Ponto ZCS-16.....26
- Figura 6.1 - Microfotografias das microestruturas observadas nas rochas da ZCSP-II. A) Foliação definida por biotitas orientadas e fitas recristalizadas de quartzo. Amostra ZCS-17; B) Bandas de cisalhamento do tipo S-C'. Amostra ZCS-15; C) Porfiroclasto de feldspato potássico do tipo σ rodeado por uma matriz de biotita e agregados de quartzo e feldspato definindo a foliação milonítica. Amostra ZCS-15; D) Porfiroclasto de plagioclásio do tipo δ , com caudas de quartzo recristalizado. Amostra ZCS-13; E) Estrutura em quadrante: setores de adelgaçamento e espessamento em torno de porfiroclastos de granada indicando rotação horária. Amostra ZCS-17; F) Hornblenda em forma de estrutura *fish*. Amostra ZCS-17.....32

Figura 6.2 - Fotomicrografias mostrando os mecanismos de recristalização do quartzo em lâmina delgada. A) Quartzos fraturados em paragneisse não milonitizado. Amostra ZCS-23; B) Quartzo recristalizado pelo mecanismo de *bulging* (BLG) com modesta migração de limite de grãos, a seta vermelha aponta para a deformação lamelar do quartzo. Amostra ZCS-14; C) Quartzo recristalizado na matriz através do mecanismo de recristalização por rotação de subgrão (SGR). Amostra ZCS-12; D) Quartzo recristalizado pelo mecanismo de migração de limite de grão em alta temperatura (GBM), com grandes deslocamentos de limites (seta vermelha). Amostra ZCS-18. 33

Figura 6.3 – Fotomicrografias mostrando as diferentes feições identificadas nos feldspatos plagioclásio e microclínio. A) Microfraturas sintéticas a nível de grão em plagioclásio (seta vermelha) com maclas deformadas. Amostra ZCS-16B; B) *Kinkbands* em plagioclásio (seta vermelha). Amostra ZCS-16A; C) Porfiroclastos de plagioclásio com bordas recristalizadas e irregulares (setas vermelhas) e maclas levemente contorcidas. Amostra ZCS-18; D) Porfiroclasto de microclínio sem maclamento com crescimento mimerquítico nas bordas. Amostra ZCS-12. 34

Figura 8.1 - Fotomicrografias das microestruturas que caracterizam os milonitos de médio grau. A) Recristalização na borda de porfiroclastos de plagioclásio tornando os limites serrilhados, além da forma assimétrica com rotação horária. Amostra ZCS-15; B) Recristalização de quartzo formando manto de porfiroclastos de feldspato, e recristalização de quartzo pelo mecanismo de rotação de subgrão (GSR). Amostra ZCS-13; C) Bandamentos gerados acima de 600°. Amostra ZCS-18; D) Bandas de cisalhamento do tipo S-C'. Amostra ZCS-15; E) Hornblendas deformadas com formas amendoadas em ortogneisse. Amostra ZCS-19; F) Crescimento mimerquítico em porfiroclastos de feldspato potássico circundado pela foliação milonítica definida por biotitas. Amostra ZCS-12. 40

Figura 8.2 - Fotomicrografias de microestruturas características de milonitos de alto grau. A) Fitas de quartzo (seta vermelha) e hornblenda deformada em ortognaisse. Amostra ZCS-16A; B) Quartzo recristalizado por migração de limite de grão de alta-temperatura (GBM) e feldspato potássico com maclamento xadrez deformado visualizado somente na borda do grão. Amostra ZCS-16B; C) Fitas de quartzo paralelas à foliação com piroxênio estirado (seta vermelha), piroxênios transformando em biotita são visualizados. Amostra ZCS-11B; D) Fotomicrografia anterior com nicóis cruzados mostrando a recristalização da fita de quartzo por migração de limite de grão de alta-temperatura (GBM). Amostra ZCS-11B.....41

SUMÁRIO

DEDICATÓRIA	iv
AGRADECIMENTOS	v
EPIÍGRAFE	vi
RESUMO	vii
ABSTRACT	viii
LISTA DE ILUSTRAÇÕES	ix
1 INTRODUÇÃO	1
1.1 APRESENTAÇÃO.....	1
1.2 OBJETIVOS	2
1.3 LOCALIZAÇÃO E VIAS DE ACESSO	2
1.4 METODOLOGIA.....	4
2 CONTEXTO REGIONAL	6
2.1 DOMÍNIO MÉDIO COREAÚ (DMC)	8
2.2 DOMÍNIO CEARÁ CENTRAL (DCC)	9
2.3 ZONAS DE CISALHAMENTO DA PROVÍNCIA BORBOREMA	9
3 HISTÓRICO DO CONHECIMENTO DO LINEAMENTO TRANSBRASILIANO	11
4 GEOLOGIA LOCAL	14
4.1 COMPLEXO CANINDÉ DO CEARÁ.....	14
4.2 COMPLEXO CEARÁ.....	14
4.3 GRANITOIDES DEFORMADOS.....	15
4.4 BACIA JAIBARAS.....	15
4.5 FEIÇÕES DE CAMPO	15
4.6 A ZONA DE CISALHAMENTO SOBRAL-PEDRO II	18
5 GEOLOGIA ESTRUTURAL DA ZONA DE CISALHAMENTO	20
5.1 FOLIAÇÃO MILONÍTICA	23
5.2 LINEAÇÃO DE ESTIRAMENTO	23

5.3	INDICADORES CINEMÁTICOS.....	24
5.4	OUTRAS FEIÇÕES (<i>BOUDINS</i> E ESTRUTURAS MIGMATÍICAS)	25
6	PETROGRAFIA	27
6.1	GRANULITOS ENDERBÍTICOS MILONITIZADOS	27
6.2	ORTOGNAISSES MILONITIZADOS.....	28
6.3	PARAGNAISSES MILONITIZADOS	28
6.4	BIOTITA XISTO FELDSPÁTICO MILONITIZADO	29
6.5	GRANITOIDES MILONITIZADOS.....	29
6.6	FEIÇÕES MICROESTRUTURAIS DA ZCSP-II	30
7	METAMORFISMO	35
8	CLASSIFICAÇÃO DOS MILONITOS.....	37
9	DISCUSSÕES E CONSIDERAÇÕES	42
10	CONCLUSÕES	45
	REFERÊNCIAS	47
	APÊNDICES.....	52
	APÊNDICE A – SIGLAS, COORDENADAS, UNIDADES LITOESTRATIGRÁFICAS E RESPECTIVOS TIPOS DE ROCHA DE CADA PONTO ESTUDADO DURANTE A ETAPA DE CAMPO NO MUNICÍPIO DE CARIRÉ E ADJACÊNCIAS.....	53
	APÊNDICE B – DADOS ESTRUTURAIS.....	54

1 INTRODUÇÃO

1.1 APRESENTAÇÃO

Este Trabalho de Conclusão de Curso (TCC) é uma atividade complementar obrigatória para obtenção do grau de Bacharel em Geologia pela Universidade Federal do Pará, e aborda a análise estrutural e tectônica do Lineamento Transbrasiliano (LTB) na região de Cariré. O LTB compreende um elemento tectono-estrutural caracterizado por um sistema transcorrente de expressão transcontinental que atravessa grande parte do Brasil com continuidade para o continente africano.

O Lineamento Sobral – Pedro II, considerado como um importante segmento do LTB, recorta rochas da região noroeste do estado do Ceará com direção NNE-SSW. Foi estimada uma largura da ordem de 10 km, com variações, para as rochas afetadas por essa estrutura, sendo uma das feições estruturais mais expressivas dentre as zonas de cisalhamento transcorrentes que ocorrem no noroeste da Província Borborema, a qual delimita os domínios Médio Coreaú e Ceará Central, e foi formada durante o final do Neoproterozoico, a partir da amalgamação de diversas massas continentais e microcontinentes.

Além desta, uma série de zonas com variadas larguras e comprimentos caracterizam lineamentos marcantes que podem ser vistos por imagens de satélite e constam no Mapa Geológico do Estado do Ceará (Cavalcante *et al.* 2003).

As zonas de cisalhamento compõem uma diversidade de estruturas planares e lineares onde a deformação gerada pelo deslocamento paralelo dos blocos envolvidos apresentam maior deformação que as rochas adjacentes. A zona afetada por esses tipos de deformação pode conter elementos que se deformam de modo plástico e/ou rúptil e dependem de fatores como temperatura, pressão, reações metamórficas, cimentação, taxa de deformação, quantidade de fluidos disponíveis, além da distribuição dos minerais e suas propriedades que definirão a reologia da rocha ao longo da zona deformada (Fossen 2010).

Foliação, lineação, minerais, rochas e grandes feições geradas apenas refletem, predominantemente, o produto final de uma longa história de deformação que pode abranger milhares ou milhões de anos (Fossen 2010). Portanto, uma vez coletados os dados bibliográficos, fotointerpretados e de campo, e analisados, estes necessitam ser comparados com modelos existentes. Para o entendimento da evolução tectônica da área, envolveu além da análise estrutural e caracterização microestrutural, análises petrográficas em microscopia ótica para a caracterização dos processos tectono-metamórficos que levaram a formação dessa zona transcorrente.

1.2 OBJETIVOS

O principal objetivo deste estudo é a análise microestrutural e estrutural para o entendimento da evolução tectono-metamórfica dos processos que levaram a estruturação do LTB na região de Cariré – Campo Lindo, noroeste do Ceará.

Desse modo os objetivos específicos incluem:

- A delimitação e dimensionamento cartográfico desta zona de cisalhamento;
- A sistematização de dados estruturais e petrológicos de detalhe que envolvem este lineamento e áreas adjacentes;
- Análise petrográfica das rochas envolvidas, inclusive análise microtectônica.

1.3 LOCALIZAÇÃO E VIAS DE ACESSO

A área de estudo situa-se no noroeste da Província Borborema, nos limites dos domínios Médio Coreaú e Ceará Central. Geograficamente está inserida na região nordeste do Brasil no noroeste do estado do Ceará, a sudoeste da cidade de Sobral, tendo como referência as cidades de Cariré e Campo Lindo e adjacências (Figura 1.1).

A área faz parte das folhas Sobral (SA.24-YD-IV), Frecheirinha (SA.24-YC-VI), Ipu (SB.24-VA-III) e Santa Quitéria, delimitada pelas latitudes S03°48'14"/S04°02'31" e longitudes W40°23'17"/W40°38'17", cobrindo uma área de cerca de 625 km² (25x25). As principais vias de acesso pela malha rodoviária partindo-se de Belém foram as rodovias federais BR-316 até Teresina, seguindo pela BR-343 até Piripiri e pela BR-222 até Sobral, cidade que serviu de base logística. O acesso à área de estudo nas adjacências de Cariré foi feito através de duas rotas principais, pelas rodovias federais BR-222 e BR-403 e pelas rodovias estaduais CE-463 e CE-253.

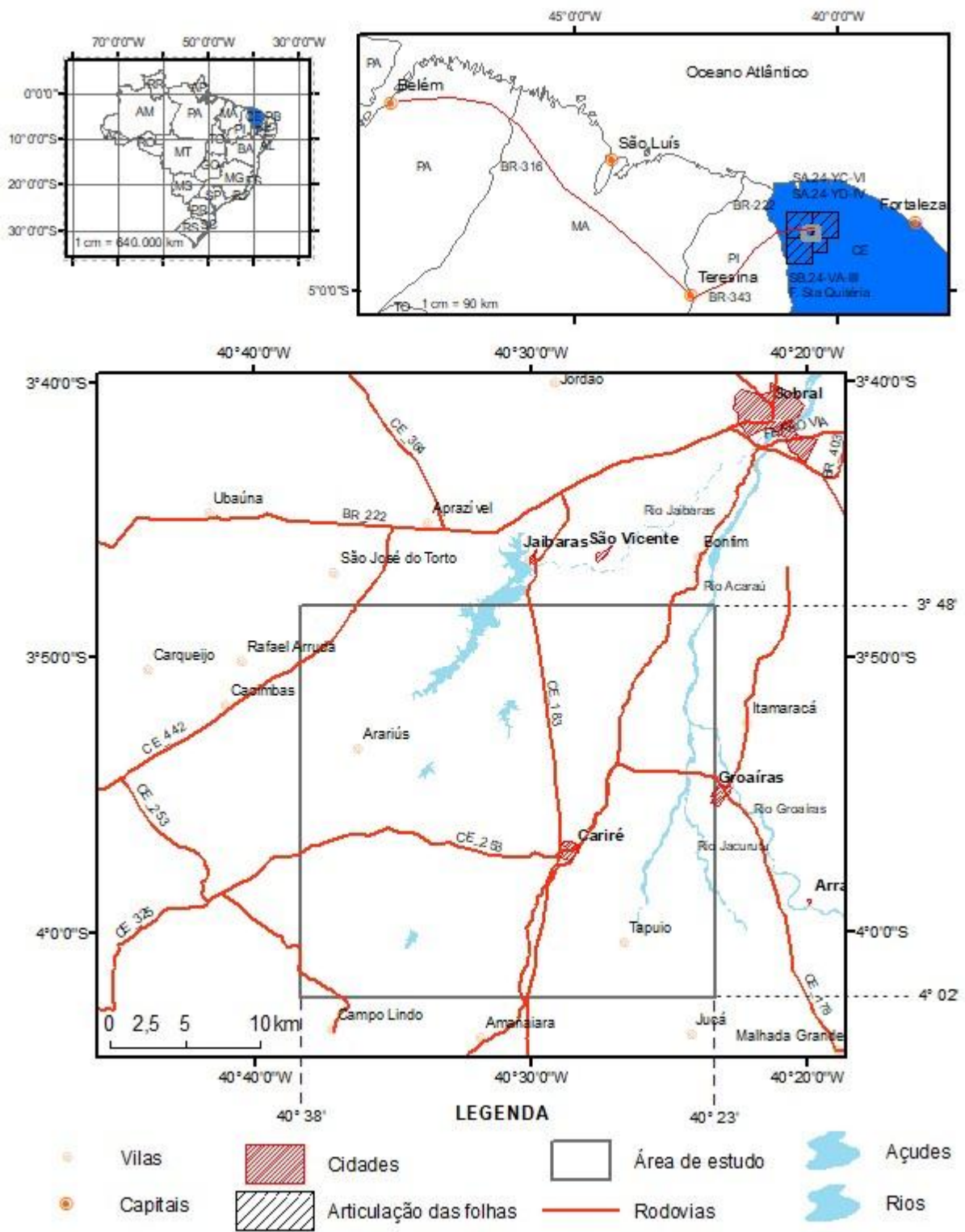


Figura 1.1 - Mapa de localização da área de estudo.

1.4 METODOLOGIA

O desenvolvimento do trabalho envolveu atividades desdobradas em fases iniciais e preparatórias, trabalhos de campo e atividades laboratoriais a seguir descritas, representadas também no fluxograma (Figura 1.2):

a- Levantamento bibliográfico e cartográfico – a pesquisa bibliográfica foi desenvolvida através da leitura de trabalhos disponíveis na literatura que contém informações sobre a geologia do NW do Ceará, com ênfase no LTB, que resultaram na elaboração de uma síntese sobre o conhecimento acumulado até o presente. Paralelamente, foi realizada a compilação de dados cartográficos, geográficos e geológicos. Outra abordagem envolveu o aprofundamento de conhecimentos teóricos sobre zonas de cisalhamento, incluindo a geologia estrutural, microestrutural e petrologia de rochas miloníticas cujas principais referências são Fettes e Desmons (2008), Fossen (2010), Hirth & Tullis (1992), Karato & Wenk (2002), Passchier & Trouw (2005), Trouw *et al.* (2010), Vernon (2008).

b- Interpretação de imagens orbitais e elaboração de base cartográfica – para apoio aos levantamentos de campo, foi realizada a compilação e integração de cartas geológicas dos vários projetos executados na região, tais como as folhas Sobral SA.24-YD-IV (Gorayeb *et al.* 2014), Ipu SB.24-VA-III (Abreu *et al.* 2014) e Frecheirinha SA.24-YC-VI (Silva Júnior *et al.* 2014), ambas na escala de 1:100.000 e a folha Santa Quitéria (confeccionada na disciplina Mapeamento Geológico II – FAGEO/UFPA) na escala de 1:50.000. Foi realizada também a análise de imagens do *Google Earth Pro* (obtida *online*) e SRTM - Missão Topográfica de Radar Transportado da NASA (obtida de Embrapa – Monitoramento por Satélite) de onde foram extraídas feições lineares através de fotointerpretação de elementos estruturais que foram adicionados aos já existentes nos mapas da CPRM, elaborando-se assim, um único mapa, com todas as informações para melhor apoiar os levantamentos de campo. Para isso foi utilizado o *software ArcGis 10.5* do Laboratório de Análise de Imagens do Trópico Úmido (LAIT) e Laboratório de Ensino e Pesquisa em Geotecnologias (LEPGEO).

c- Trabalhos de Campo – os levantamentos de campo foram realizados entre os dias 17 e 20 de fevereiro de 2017, no município de Cariré e adjacências. A sistemática de trabalho constou de estudos de afloramentos ao longo de duas seções geológicas detalhadas, atravessando o LTB, inclusive as áreas adjacentes não afetadas pela zona transcorrente, com a coleta sistemática de dados geológicos e estruturais de foliação e lineação, além da observação de indicadores cinemáticos, e a coleta sistemática de 16 amostras para trabalhos laboratoriais em 12 pontos de afloramento. Destas amostras, 11 foram selecionadas para a

análise petrográfica. Para esta etapa foram utilizados PAD's (*Portable Application Description* – fornecidos pela FAGEO/UFPA), o mapa base confeccionado, bússolas, martelo, caderneta, material para coleta e etiquetagem de amostras.

d- Tratamento e interpretação dos dados – o primeiro tratamento foi a montagem da base estrutural para a confecção de estereogramas no *software Stereonet* para a análise estrutural. Análises petrográficas foram realizadas envolvendo a descrição detalhada de amostras e lâminas delgadas sob microscopia óptica, inclusive com análises de microestruturas que serviram de base para a interpretação de processos tectono-metamórficos. As seções delgadas em lamínulas de vidro, confeccionadas no Laboratório de Laminação do IG/UFPA, foram descritas em microscópios petrográficos de luz transmitida das marcas *Zeiss* e *Olympus* do Laboratório de Petrografia da FAGEO/IG/UFPA. A descrição envolveu a identificação da composição mineralógica e feições de microestruturas. As abreviaturas minerais utilizadas seguem a convenção apresentada por Fettes e Desmons (2008).

e- Interpretação de dados de campo e integração de dados – nesta etapa foram integrados os dados obtidos nas fases a, b, c e d, e elaborados mapas, figuras, planilhas para sistematizar os dados e discutidos os processos com uma abordagem evolutiva. Os mapas de localização, geológico e estrutural foram confeccionados no *software ArcGis 10.5*, usando o sistema de coordenada WGS 1984 UTM Zone 24S.

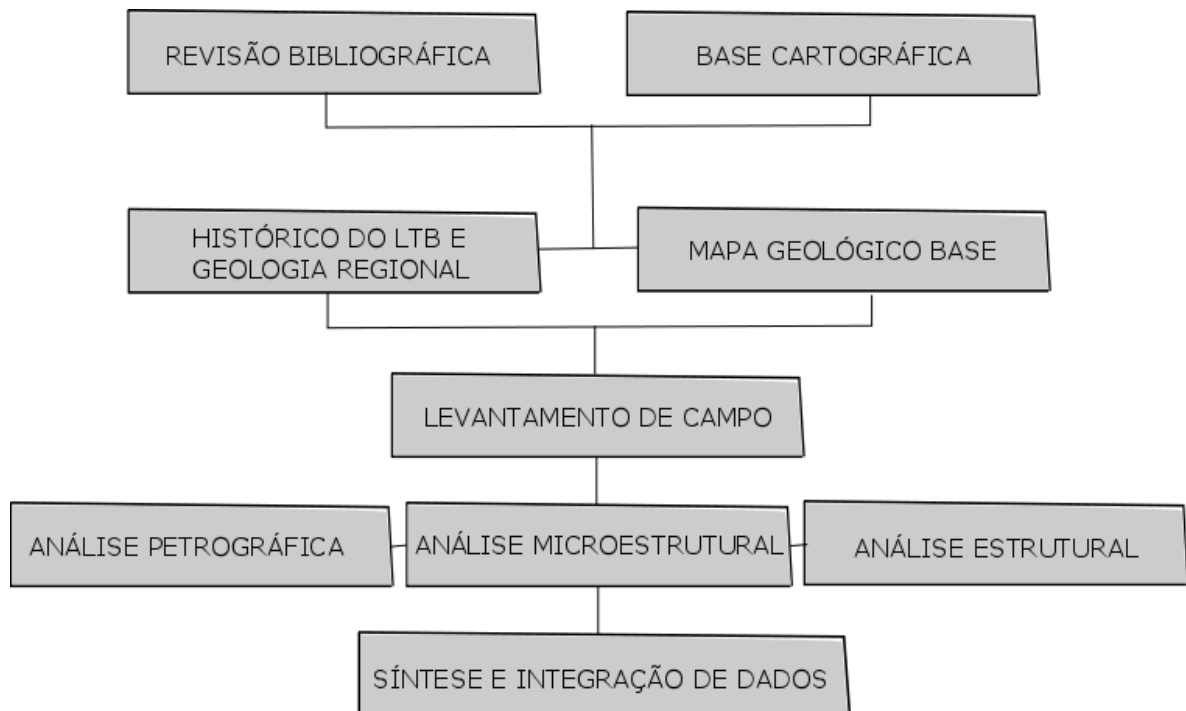


Figura 1.2 - Fluxograma de principais etapas de desenvolvimento do trabalho.

2 CONTEXTO REGIONAL

Diversos estudos apontam que o Supercontinente Gondwana foi formado pela amalgamação de vários blocos de diferentes tamanhos em seguidas colisões continentais (Cordani *et al.* 2013), dos vários modelos propostos, o mais simples descreve a junção de duas grandes massas continentais, o Gondwana Ocidental (formado pela América do Sul e África) e o Gondwana Oriental (incluindo a Antártica, Austrália, Índia e Madagascar). No caso do Gondwana Ocidental, Cordani *et al.* (2013) descrevem a amalgamação pela divergência dos blocos Amazônia-Oeste Africano e África Central, relacionado ao fechamento do Oceano Goiás-Farusiano, responsável então pela Orogenia Brasileira Pan Africana durante o Neoproterozoico.

O bloco Amazônia-Oeste Africano é formado pelos crátons Amazônico e Africano Ocidental, bem como o Cráton São Luís e um possível microcontinente chamado Bloco Parnaíba. O bloco da África Central inclui os crátons Congo-São Francisco, Rio de La Plata e Kalahari, além do bloco Paranapanema sob a bacia do Paraná e a maior parte do norte da África, denominado Metacraton Sahara (Cordani *et al.* 2013). A Figura 2.1 mostra a configuração dos blocos e a localização do Oceano Goiás-Farusiano.

O fechamento do Oceano Goiás-Farusiano, de grande extensão, aconteceu por sucessivos eventos colisionais em um processo tectônico complexo que envolveu complexos acrecionários e microcontinentes e a subducção da litosfera oceânica na formação de cinturões orogênicos, o que levou a geração de várias suturas envolvendo o Cráton África Ocidental e o Metacraton Sahara no norte, e o Cráton Amazônico e do São Francisco no sul (Cordani *et al.* 2013).

Os cinturões orogênicos gerados durante a Orogenia Brasileira Pan Africana estão expostos em um extenso corredor alinhado ao longo da América do Sul e do Oeste da África caracterizando um dos principais elementos tectônicos mundiais. Cordani *et al.* (2013) interpretaram o Lineamento Transbrasiliano como um corredor tectônico entre os cinturões móveis Brasileiro Pan-Africano no contexto da amalgamação do continente Gondwana Ocidental no Neoproterozoico.

A Província Borborema (PB), ocupa uma área de grande extensão da ordem de 450.000 km², desenvolvida no decorrer do Ciclo Brasileiro. Limita-se com a Bacia do Parnaíba a oeste, o Cráton São Francisco a sul, a Província da Margem Continental Leste a leste e Equatorial a norte (Almeida *et al.* 1977, Hasui 2012).

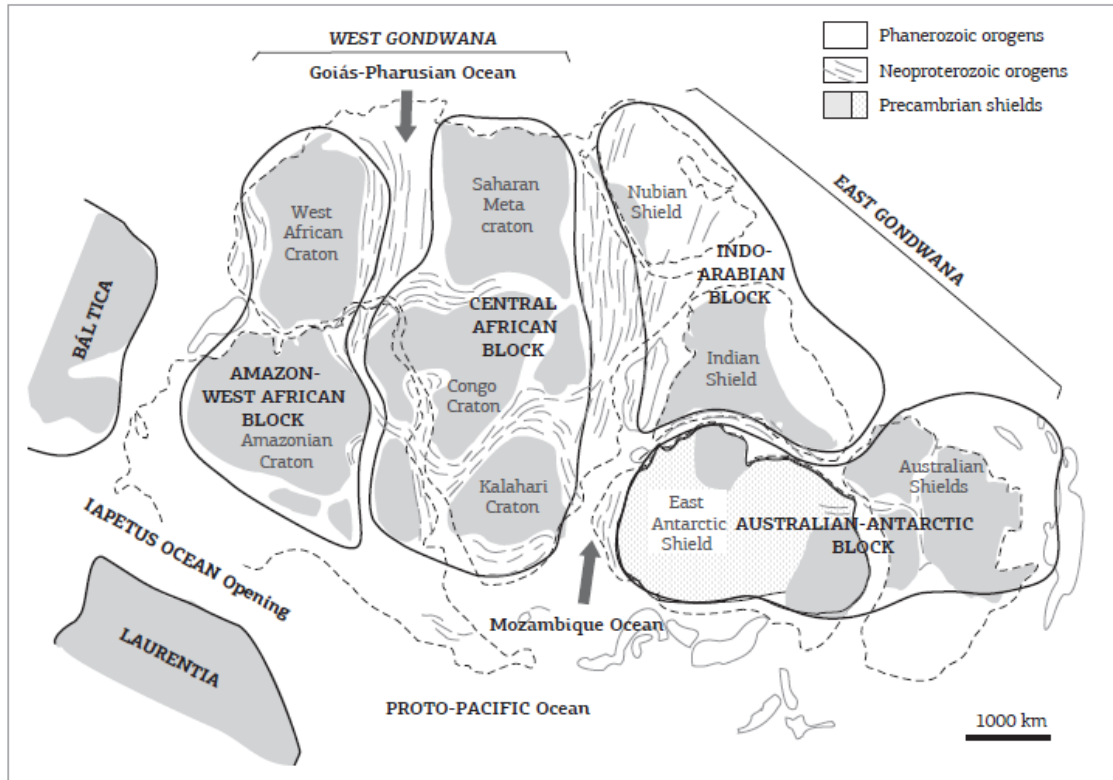


Figura 2.1- Configuração dos blocos que caracterizavam o Supercontinente Gondwana Oeste e Leste e localização do Oceano Goiás-Farusiano entre os blocos Amazônia oeste-africano e África central. Retirado de Cordani *et al.* (2013).

Em uma configuração geral, a PB está estruturada em: (1) Complexos gnáissicos-migmatíticos do embasamento que circundam núcleos arqueanos; (2) Rochas supracrustais do Paleoproterozoico ao Neoproterozoico; (3) Granitóides neoproterozoicos; e (4) Zonas de cisalhamento (ZC) do final do Neoproterozoico. Algumas dessas zonas representam estruturas localizadas dentro de blocos crustais, enquanto outras configuram grandes lineamentos tectônicos que articulam blocos/domínios crustais (Fetter *et al.* 2003, Santos *et al.* 2008).

A proposta de Brito Neves *et al.* (2000) subdivide a PB em cinco segmentos crustais ou domínios tectônicos: (1) Domínio Médio Coreaú (DMC); (2) Domínio Ceará Central (DCC); (3) Domínio Rio Grande do Norte; (4) Domínio da Zona Transversal; e (5) Domínio Sul (Figura 2.2). Esta divisão em domínios, terrenos ou faixas, foram baseadas na litoestratigrafia, feições estruturais, dados geocronológicos e assinaturas geofísicas (Delgado *et al.* 2003). O Lineamento Sobral – Pedro II, considerado como um importante segmento do Lineamento Transbrasiliano, delimita dois blocos crustais, ou domínios, de idades diferentes, e são eles o Domínio Médio Coreaú e Domínio Ceará Central (Fetter 1999).

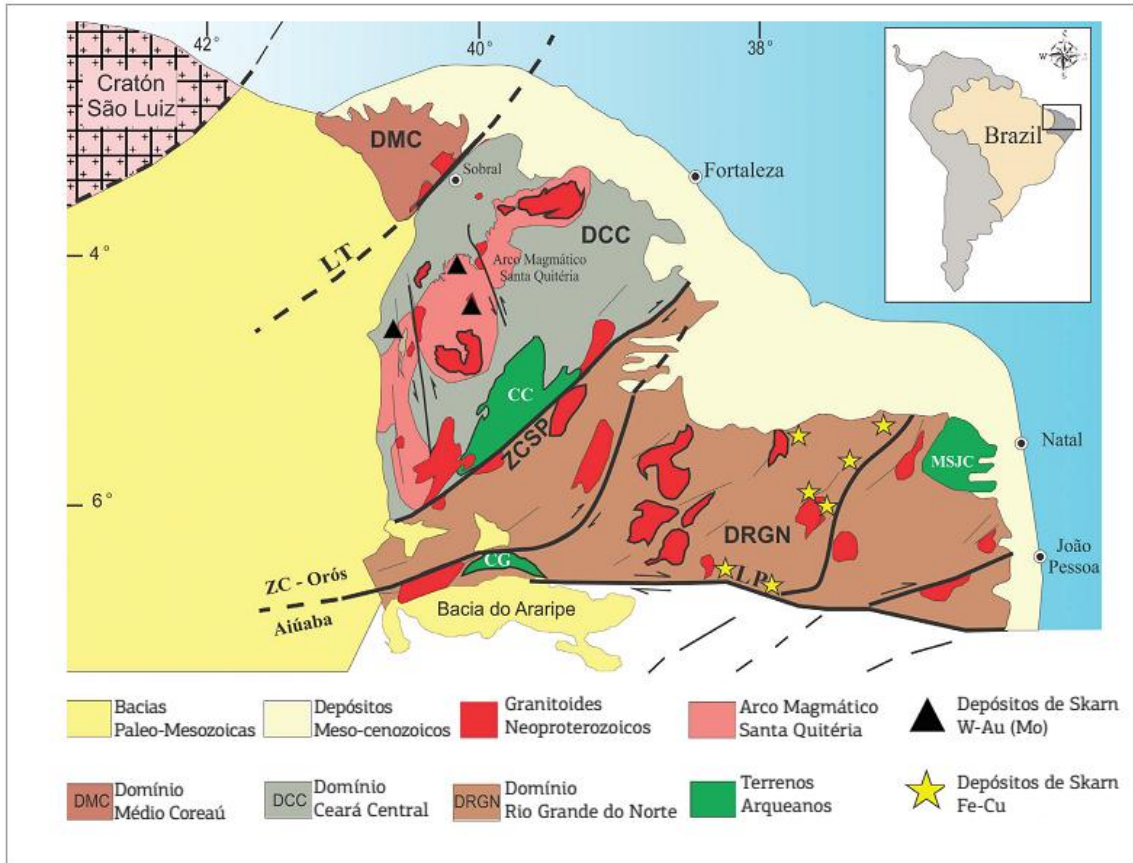


Figura 2.2 - Mapa geológico do Domínio Setentrional da Província Borborema, dividido nos domínios Médio Coreau, Ceará Central e Rio Grande do Norte. O LTB divide os domínios Médio Coreau e Ceará Central. Retirado de Parente *et al.* (2015).

2.1 DOMÍNIO MÉDIO COREAU (DMC)

O DMC localiza-se no extremo noroeste do estado do Ceará, limitado a sudeste pelo Lineamento Sobral-Pedro II. Compreende o Terreno Granja e Faixa Martinópolis-Ubajara (Delgado *et al.* 2003, Hasui 2012).

Neste domínio há variedade de rochas de diferentes idades e origem (Torquato & Nogueira Neto 1996). Assim, suítes gnáissicas de composição TTG constituem o embasamento desse domínio com idades U-Pb em zircão entre 2,36 e 2,30 Ga. As faixas Martinópolis e Ubajara compõem-se de rochas vulcano-sedimentares e pelítico-carbonáticas, depositadas entre 775-808 Ma (U-Pb em zircão) e metamorfizadas em torno de 650 Ma, (U-Pb em Titanita), segundo Fetter *et al.* (2000).

Todo esse conjunto está superposto por bacias extensionais instaladas ao longo de lineamentos NNE-SSW, a exemplo da Bacia de Jaibaras (Delgado *et al.* 2003). Além disso, toda região é marcada por manifestações magmáticas como as vulcânicas e subvulcânicas da Suíte Parapuí e os Granitos Mucambo e Meruoca que representam eventos pós-orogênicos (anorogênicos), segundo Oliveira (1992).

2.2 DOMÍNIO CEARÁ CENTRAL (DCC)

O DCC estende-se do Lineamento Sobral-Pedro II a norte, até a Zona de Cisalhamento Senador Pompeu a sul (Hasui 2012), e é subdividido em quatro unidades geotectônicas: (1) núcleo arqueano de Tróia-Pedra Branca; (2) Embasamento gnáissico paleoproterozoico; (3) Coberturas neoproterozoicas; e (4) Complexo Tamboril-Santa Quitéria (Fetter *et al.* 2000).

As unidades arqueanas são representadas pelo Complexo Cruzeta com as unidades Mombaça e Pedra Branca (Amaral 2010, Hasui 2012). O registro paleoproterozoico é representado por quatro grandes assembleias: (1) Complexos gnáissico-migmatíticos; (2) Suíte Madalena; (3) Unidade Choró Algodões; e (4) Cinturão Orós-Jaguaribe (Arthaud *et al.* 2008). Ocorre ainda uma série de associações gnáissico-migmatíticas representativas do embasamento das supracrustais neoproterozoicas, agrupadas no Complexo Canindé (Torres *et al.* 2010).

As sucessões supracrustais neoproterozoicas são representadas por unidades metavulcanossedimentares e correspondem a maior extensão da área deste domínio, onde o Grupo Ceará engloba rochas essencialmente metapelíticas e metapsamíticas (Delgado *et al.* 2003, Hasui 2012). O complexo Tamboril-Santa Quitéria (660-610 Ma) representa os granitóides sintectônicos do Neoproterozoico (Fetter *et al.* 2003).

Neste Domínio, Amaral *et al.* (2010) obtiveram idades entre 650 e 630 Ma para algumas rochas metamórficas de alta pressão (retroeclogitos de Forquilha), no entanto, Amaral *et al.* (2012) relataram idades entre 613 e 590 Ma para o metamorfismo da fácies granulito em granulitos máficos da área próxima à Cariré (Cordani *et al.* 2013).

Na região próxima ao limite dos blocos MC e CC, Gorayeb & Abreu (1989) definiram a Faixa de Alto Grau de Cariré, que está situada no eixo principal do LTB no noroeste do estado do Ceará. Ela é descrita por estes autores como um conjunto de rochas supracrustais de paraderivação e rochas infracrustais ortoderivadas submetidas às condições de fácies anfibolito alto e granulito, transformadas em milonitos e ultramilonitos.

2.3 ZONAS DE CISALHAMENTO DA PROVÍNCIA BORBOREMA

O LTB é uma feição geológica expressiva que atravessa o Brasil até o norte da PB, com extensão até a África. Na PB este lineamento é representado pela Zona de Cisalhamento Sobral-Pedro II (ZCSP-II), porém outras estruturas menores também desempenham papel importante no desenvolvimento e compreensão da evolução dessa província. A geometria do LTB se expressa através de uma rede de zonas de cisalhamento dúcteis, onde a zona principal

se divide em vários segmentos menores (Figura 2.3), se comportando como um sistema em leque (*splay*), formando estruturas do tipo rabo de cavalo (Arthaud *et al.* 2008).

Nessa configuração, as zonas de cisalhamento Senador Pompeu e Portalegre se conectam com o Lineamento Patos, que juntamente com o Lineamento Pernambuco dividem a PB em subprovíncia norte, centro e sul. A continuidade entre essas zonas de alto *strain*, as condições similares pressão-temperatura de deformação e a concordância cinemática sugerem que esta rede represente um sistema único (Arthaud *et al.* 2008, Araújo *et al.* 2013).

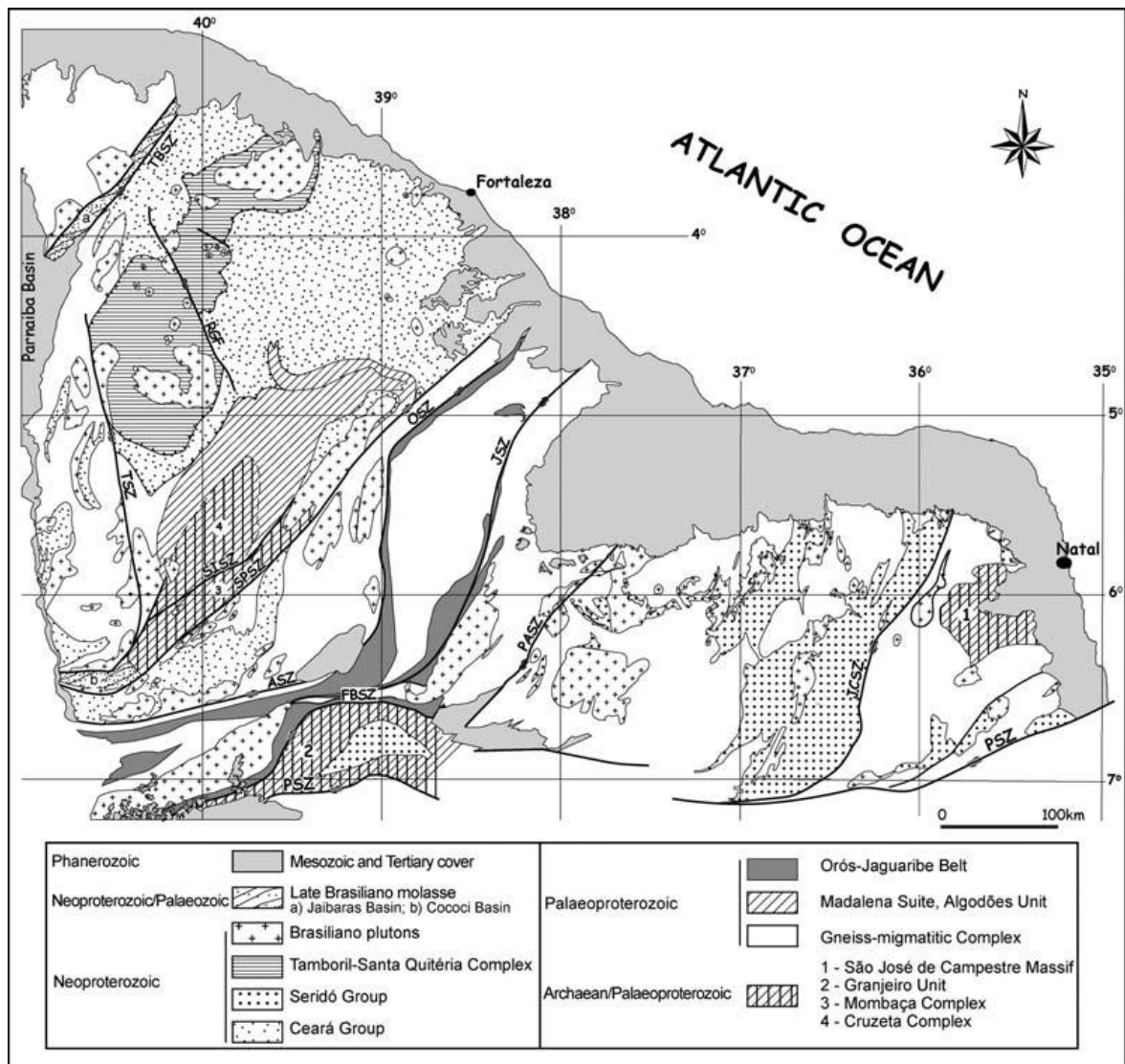


Figura 2.3 - Mapa geológico simplificado da parte norte da Província Borborema com as principais zonas de cisalhamento. SPSZ: Zona de Cisalhamento Senador Pompeu; PASZ: Zona de Cisalhamento Portalegre; PSZ: Lineamento Patos. Retirado de Arthaud *et al.* (2008).

3 HISTÓRICO DO CONHECIMENTO DO LINEAMENTO TRANSBRASILIANO

O Lineamento Transbrasiliano, definido originalmente por Schobbenhaus Filho *et al.* (1975), tem magnitude continental, e é uma descontinuidade situada entre o Cráton Amazônico e a porção leste da Plataforma Sul-Americana. Representa a reativação da megassutura que atuou na formação do Supercontinente Gondwana entre o final do Proterozoico e início do Paleozoico (Brito Neves & Fuck 2013, Cordani *et al.* 2013). Este lineamento foi reativado sucessivamente em vários períodos geológicos, e atualmente é uma importante faixa sismogênica interpretada como gerada pelo efeito de alívio de tensões em zonas de fraqueza resultado do deslocamento da placa Sul-Americana.

As primeiras observações da existência deste “lineamento que atravessa o Brasil de nordeste a sudoeste prosseguindo em direção aos territórios do Paraguai e Argentina, ao longo do Rio Paraguai” foram feitas durante os trabalhos de compilação do Projeto Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo (Schobbenhaus Filho *et al.* 1975), através da montagem de várias folhas, onde ficou evidenciado que essa feição linear tratava-se de uma faixa marcadamente “falhada” do território brasileiro, representando um elemento estrutural com uma extensão superior a 2.700 km.

Nesta primeira referência sobre o LTB, se tem ideia de sua dimensão e de seus principais efeitos diretos observados de NE a SW do país, e que são listados neste projeto, tais como o desenvolvimento de um intenso sistema de falhas, representado principalmente pelo Gráben Jaibaras, no norte do Ceará, além do intenso falhamentos em diversas outras regiões, tais como: a) Borda sudoeste da Bacia do Parnaíba, na região entre Indianópolis e Porto Nacional (TO); b) Região centro-oeste de Goiás, responsável pela preservação do Gráben Água Bonita; c) Borda noroeste da Bacia do Paraná (alto Rio Araguaia – alto Rio das Garças); e d) Porção sudoeste de Mato Grosso e delimitação quase retilínea da borda noroeste da Bacia do Paraná. Estas considerações levaram Schobbenhaus Filho *et al.* (1975) a destacar que este importante lineamento tectônico necessitava ser estudado com maior atenção com perspectivas de interesse econômico e científico.

No Projeto Fortaleza (Braga *et al.* 1981) é citado que Kegel em 1965 já havia chamado atenção para o aspecto de blocos falhados relacionados aos falhamentos transcorrentes da área, quando apresentou os lineamentos presentes na estrutura geológica do nordeste do Brasil. No Projeto RADAMBRASIL, folha SA.24 Fortaleza (Nascimento *et al.* 1981), o Lineamento Sobral – Pedro II é apresentado como a feição de maior realce da folha, associada às falhas Café-Ipueiras, Massapê e Arapá, consideradas como falhas de gravidade, que possibilitaram a formação do Gráben Jaibaras, com falhamentos secundários. O arcabouço do

Gráben Jaibaras é determinado por uma tectônica predominantemente rúptil, e os efeitos se apresentam como zonas de brechação e milonitização ao longo de falhamentos maiores, com faixas cataclásticas não excedendo 1 km de largura. Afirmou-se em Nascimento *et al.* (1981) que as várias pulsações deste lineamento propiciaram o vulcano-plutonismo na área e que a Falha de Santa Rosa e as zonas de cisalhamento de Granja e Jaguarapi, são zonas de fraqueza que fazem parte desse persistente sistema comandado pelo Lineamento Sobral-Pedro II.

O Projeto RADAMBRASIL, folhas SA.24 Fortaleza (Nascimento *et al.* 1981), SC.22 Tocantins (Cunha *et al.* 1981) e SD.22 Goiás (Drago *et al.* 1981) apresentam o LTB como uma importante estrutura regional, além de estruturas locais ligadas a ele como o já citado Lineamento Sobral-Pedro II, o Gráben de Água Bonita, o Gráben de Santo Antônio, a Falha Morro do Lajedo, e Falha Manoel do Carmo.

Autores como Araújo *et al.* (2013), Arthaud *et al.* (2008), e Cordani *et al.* (2003, 2013), consideram o LTB como uma continuação da zona de cisalhamento Hoggar-Kandi, localizada desde a costa de Togo até a região central da Argélia, na África, sendo assim, o sistema Kandi-Transbrasiliano (Trans-Saariano) constituiria uma zona de cisalhamento com cerca de 4000 km de extensão (Figura 3.1). Se correto, as extensões do Lineamento Transbrasiliano e Trans-Saariano (Falha Kandi) juntas são talvez a mais longa zona de cisalhamento do mundo (Attoh & Brown 2008).

Para Arthaud *et al.* (2008) o Lineamento Kandi-Transbrasiliano representa uma sutura ao longo da qual grande volume de litosfera foi consumida antes da colisão entre os domínios Médio Coreá e Ceará Central. Cordani *et al.* (2013) interpretaram o Lineamento Kandi-Transbrasiliano como um corredor tectônico entre os cinturões móveis Brasileiro/Pan-Africano no contexto da amalgamação do continente Gondwana Ocidental no Neoproterozoico.

Os estudos de Araújo *et al.* (2013) e Delgado *et al.* (2003) referem-se à movimentação inicial do LTB como transcorrente dextral onde algumas das principais estruturas da PB se conectam com o LTB formando estruturas do tipo *splay*, tais como os lineamentos Patos e Pernambuco.

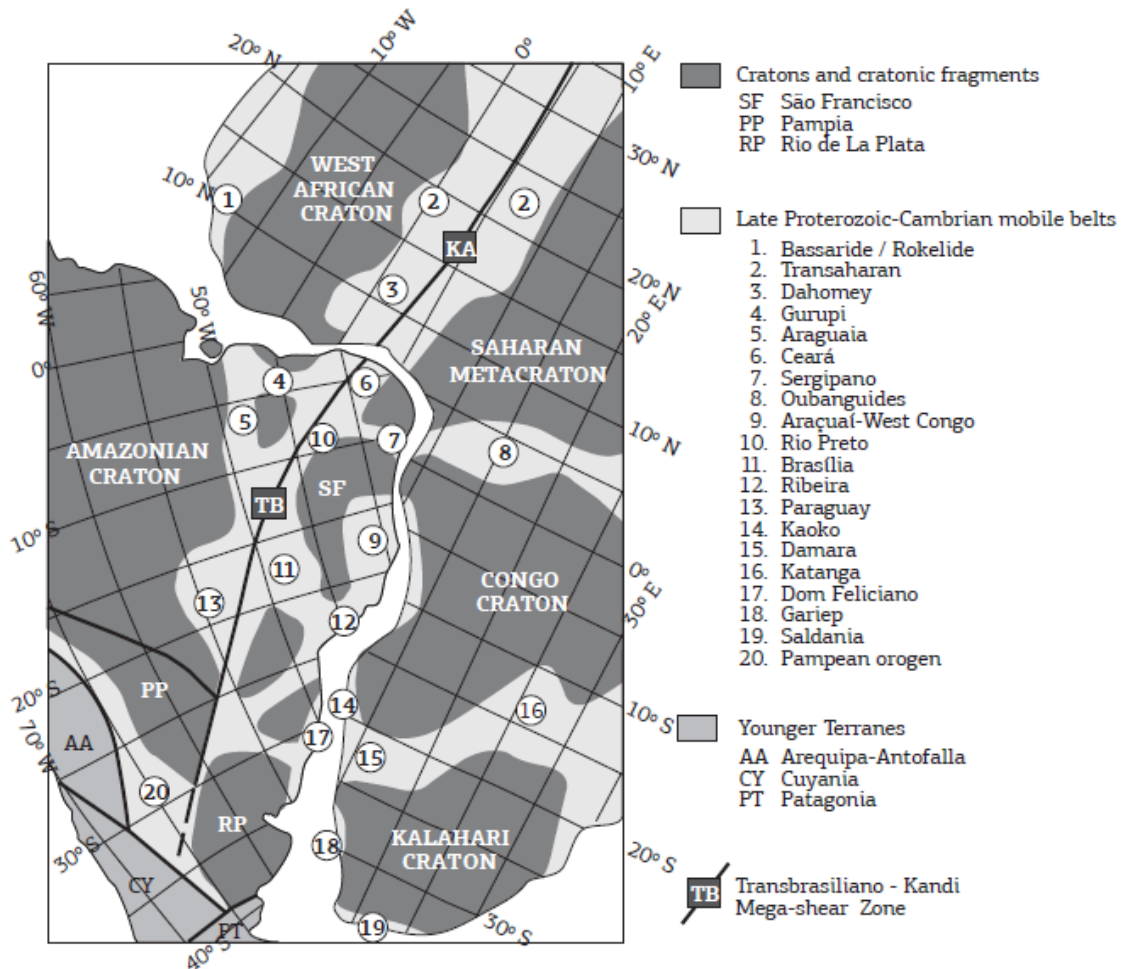


Figura 3.1 - Representação da megazona de cisalhamento Kandi-Transbrasiliano com a posição relativa dos crátons, fragmentos cratônicos e cinturões móveis. Retirado de Cordani *et al.* (2013).

4 GEOLOGIA LOCAL

Neste capítulo serão apresentados os dados da geologia da área que abrange a região de Cariré, Campo Lindo e adjacências. Apresentados no mapa geológico com os pontos de amostragem, na escala de 1:100.000 conforme a Figura 4.1.

A Figura 4.1 apresenta os principais aspectos da área de estudo, tais como principais drenagens, vias de acesso, localidades, cidades e os pontos de coletas, e os aspectos geológicos são apresentados a partir das informações utilizadas da compilação das folhas cartográficas realizadas, como associações de rochas e feições estruturais incluindo feições planares, lineares, curvilineares, dobras e zonas de cisalhamento, complementadas com os dados coletados em campo.

Ao todo foram estudados 12 pontos de afloramentos descritos com 16 amostras coletadas, indicados na Figura 4.1. Destes 12 pontos, 10 caracterizam a zona e cisalhamento e dois fora da sua zona de interferência. Os pontos estudados basicamente correspondem às rochas do Complexo Canindé e Ceará, além de granitóides deformados no Domínio Ceará Central.

4.1 COMPLEXO CANINDÉ DO CEARÁ

Na área de estudo, este complexo é representado pelas unidades Canindé e Cariré. A Unidade Cariré destaca-se por ter sido definida por Gorayeb & Abreu (1989) como a Faixa de Alto Grau de Cariré, e ocorre ao longo do LTB constituída por rochas metamórficas de alto grau, representadas pelos granulitos máficos, clinopiroxênio-granada anfibolitos, e granulitos félsicos (enderbitos) que ocorrem como corpos lentiformes encaixadas em ortognaisses e paragneisses fortemente cisalhados (Amaral *et al.* 2012). Esta faixa tem orientação NE-SW.

A Unidade Canindé ocorre a sudeste da faixa granulíticas de Cariré e trata-se de uma associação de ortognaisses de composição tonalítica a granodiorítica, metamorfizadas em fácies anfibolito alto com condições variáveis de anatexia, com uma contraparte sedimentar composta por biotita gnaisses, granada-biotita gnaisses, e sillimanita-granada-biotita gnaisses (Cavalcante *et al.* 2003), amalgamados com rochas do Complexo Ceará, fortemente cisalhados e orientados com direção preferencial de NE-SW.

4.2 COMPLEXO CEARÁ

O Complexo Ceará representado pela Unidade Independência é caracterizado por rochas metassedimentares pelíticas e psamíticas, compostos por cianita-muscovita-biotita gnaiss, sillimanita-granada gnaiss, quartzitos, anfibolitos, mármore, rochas calci-silicáticas, e metariolitos (Arthaud 2007, Cavalcante *et al.* 2003). Apresentam, frequentemente,

paragêneses de alta pressão e alta temperatura (Arthaud *et al.* 2008). Ocorrem misturadas a outras unidades e sua distinção do Complexo Canindé nem sempre é fácil, ocupam uma grande parte do Domínio Ceará Central.

4.3 GRANITOIDES DEFORMADOS

A intrusão de granitoides sin-cinmáticos acompanhou o estabelecimento das zonas de cisalhamento durante a extrusão da Província Borborema entre 590 e 560 Ma no processo de interação entre as duas colisões: I - fechamento do Oceano Goiás-Farusiano e, II - fechamento do Oceano Sergipano (Araújo *et al.* 2013). Estes caracterizam-se como corpos lenticulares de composição variada encaixados em granulitos, ortognaisses e paragnaisses, orientados na direção preferencial NE-SW.

4.4 BACIA JAIBARAS

Caracteriza-se como uma bacia do tipo *rift* continental, e encontra-se posicionada ao longo de um feixe de zonas de cisalhamento de direção NE-SW, que quando projetadas para sudoeste sob os sedimentos da Bacia do Parnaíba, configuram o Lineamento Transbrasiliano (Quadros 1996). O preenchimento sedimentar da Bacia do Jaibas é constituído por sequências litoestratigráficas que se encontram subdivididas nos grupos Ubajara e Jaibas e Formação Aprazível. As rochas vulcânicas que ocorrem são aquelas vulcânicas pertencentes a Suíte Parapuí e as plutônicas pertencentes a Suíte Meruoca (Quadros 1996).

4.5 FEIÇÕES DE CAMPO

No trabalho de campo foi possível identificar os tipos de rochas que compõem a região, confirmados através da descrição microscópica, além da identificação das feições estruturais de foliação, lineação e indicadores cinemáticos (Figura 4.3). Os afloramentos, de modo geral, são de fácil acesso e constituem em sua maioria cortes de estrada e lajedos nas rodovias principais e ramais, além de fazendas na região. Em sua maioria apresentam-se pouco intemperizados devido a condições climáticas do semiárido.

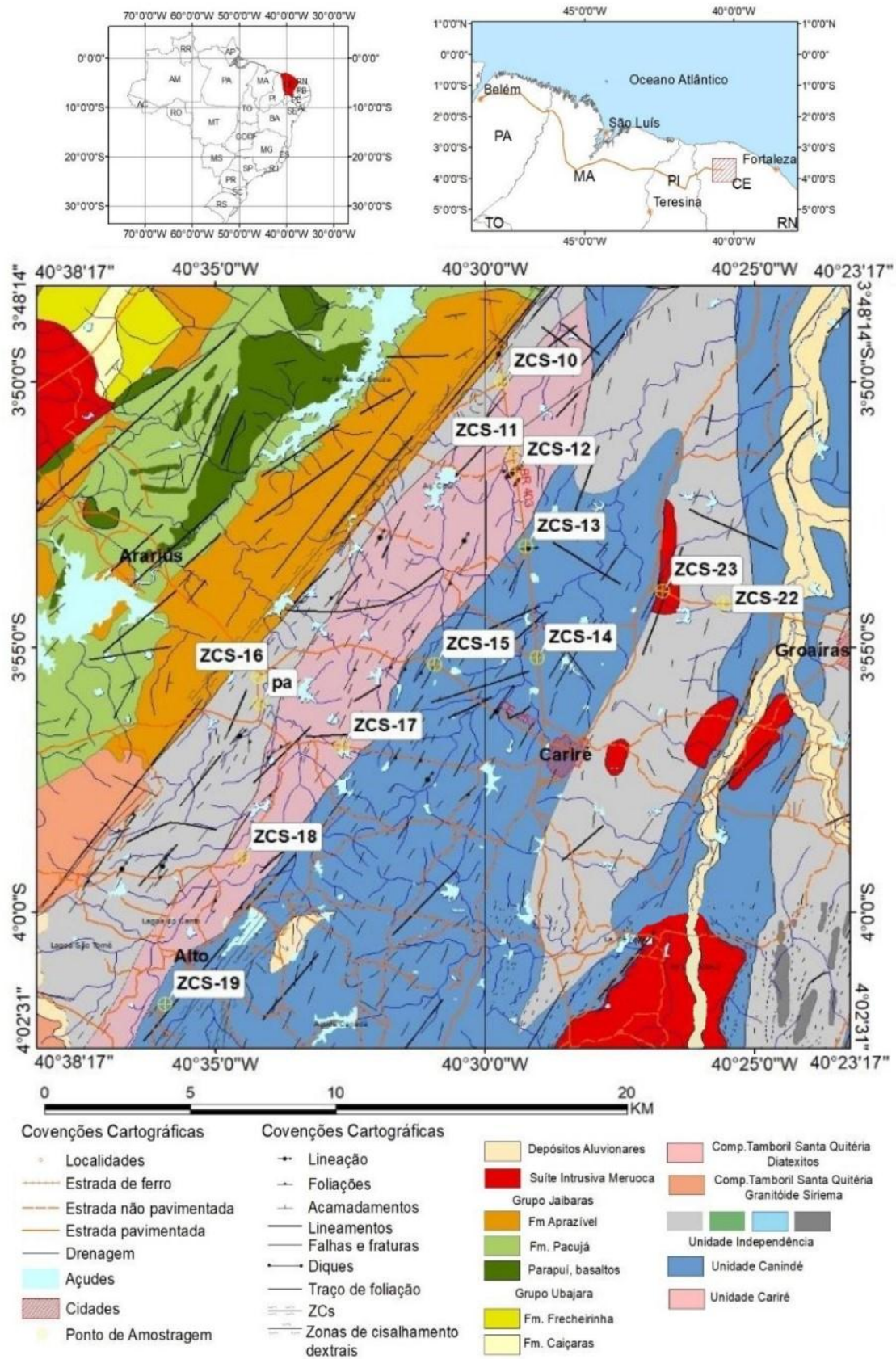


Figura 4.1 - Mapa geológico da área de estudo elaborado a partir de dados SIG das folhas Sobral, Frecheirinha e Ipu na escala de 1:100.000 e folha Santa Quitéria na escala de 1:50.000, onde se tem as principais rodovias de acesso, pontos estudados, unidades litoestratigráficas e as principais zonas de cisalhamento (Compilado e modificado de Gorayeb *et al.* 2014, Silva Junior *et al.* 2014, Abreu *et al.* 2014).

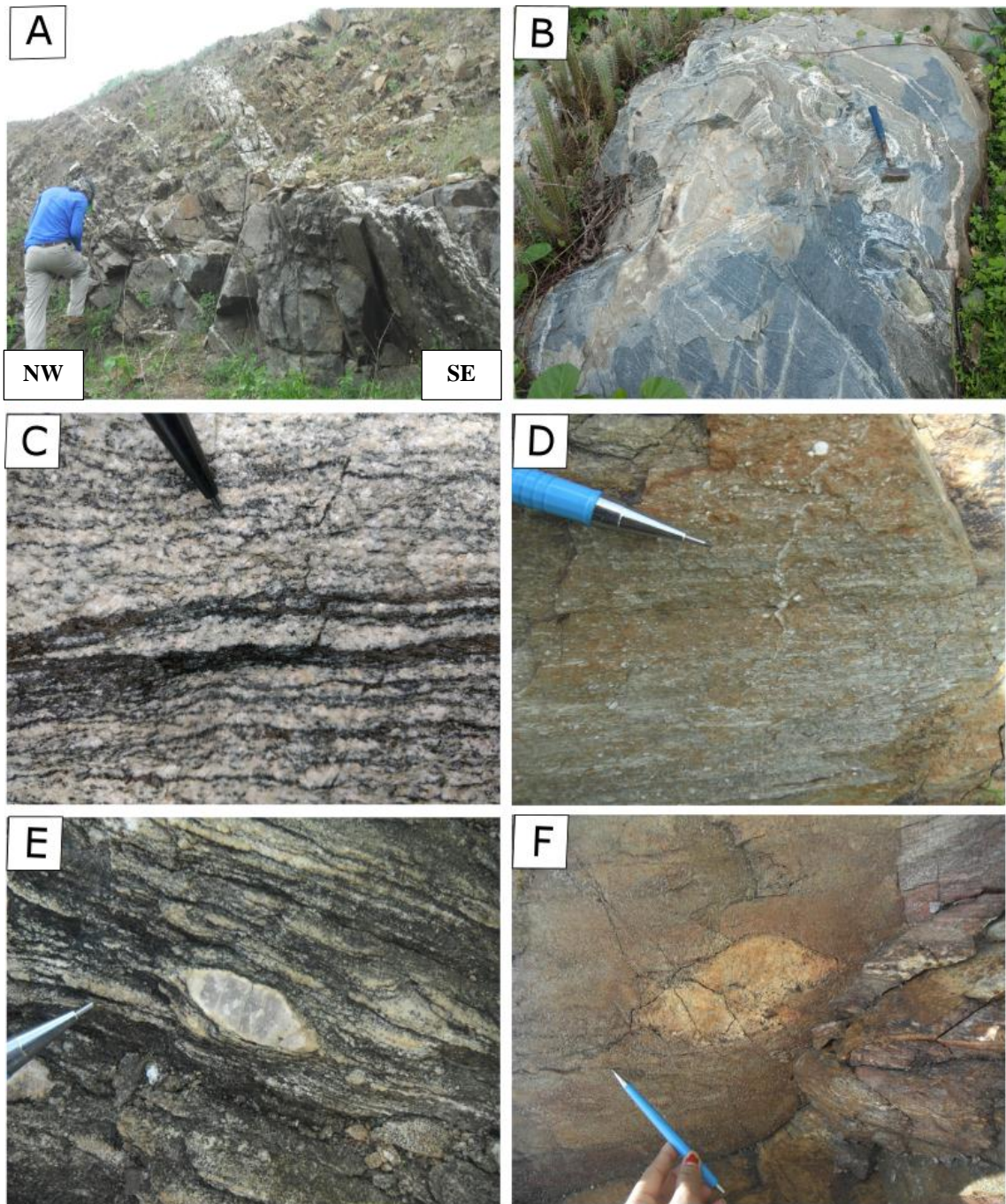


Figura 4.2 - Feições observadas em campo. A) Afloramento em corte de estrada de granulito foliado com mobilizados graníticos concordantes a foliação. Ponto: ZCS-11; B) Afloramento em lajedos de gnaiss milonitizado com feições migmatíticas. A cabeça do martelo orienta o norte. Ponto ZCS-16; C) Granitoide foliado com separação entre minerais máficos e félsicos. Ponto ZCS-14; D) Lineação bem desenvolvida formada por estiramento de quartzo e feldspato em gnaiss milonitizado. Ponto ZCS-13; E) Porfiroclasto simétrico de quartzo e feldspato plagioclásio envolto pela foliação em gnaiss. Ponto ZCS-22; F) *Boundins* de quartzo e feldspato em formato sigmoide em paragneiss. Ponto ZCS-15.

4.6 A ZONA DE CISALHAMENTO SOBRAL-PEDRO II

A ZCSP-II encontra-se inserida no sistema de zonas de cisalhamento transcorrente do LTB. Ela representa uma importante feição morfoestrutural de direção N38E com variações para o sul de N40E e para o norte de N35E, e individualiza dois domínios distintos da PB. Em mapa a zona de cisalhamento e sua zona de interferência são identificadas por uma série de feições lineares definidos como traços de foliação milonítica.

No mapa da Figura 4.3, a imagem SRTM foi tratada para realçar feições com direção preferencial N40E, e são visualizadas serras alinhadas de direção preferencial NE-SW e também NNE-SSW. A zona apresenta padrão anastomosado, o que dificulta determinar seu limite, porém o tratamento *Hillshade* da imagem, onde a pseudoiluminação com azimute 310° realçou feições com orientação NE-SW, gerou diferenças texturais interpretadas como sendo entre áreas milonitizadas e não milonitizadas, dessa forma, foi inferida uma área para a zona de cisalhamento Sobral-Pedro II. Esta zona provavelmente é mais larga, e tem continuidade para noroeste, porém é cortada pela Bacia Jaibaras.

Em campo, sua zona de influência apresenta uma faixa de largura irregular, as dimensões estimadas na área variaram entre 12 km e 9 km, apresentando média 10 km para a região de Sobral (Santos 2018). Ocorre abundância de estruturas dúcteis de foliação de mergulho moderado a alto e lineação sub-horizontal a levemente oblíqua afetando diferentes tipos de rochas como granulitos, ortognaisses, paragnaisses, xistos e granitoides que serão descritos no próximo tópico.

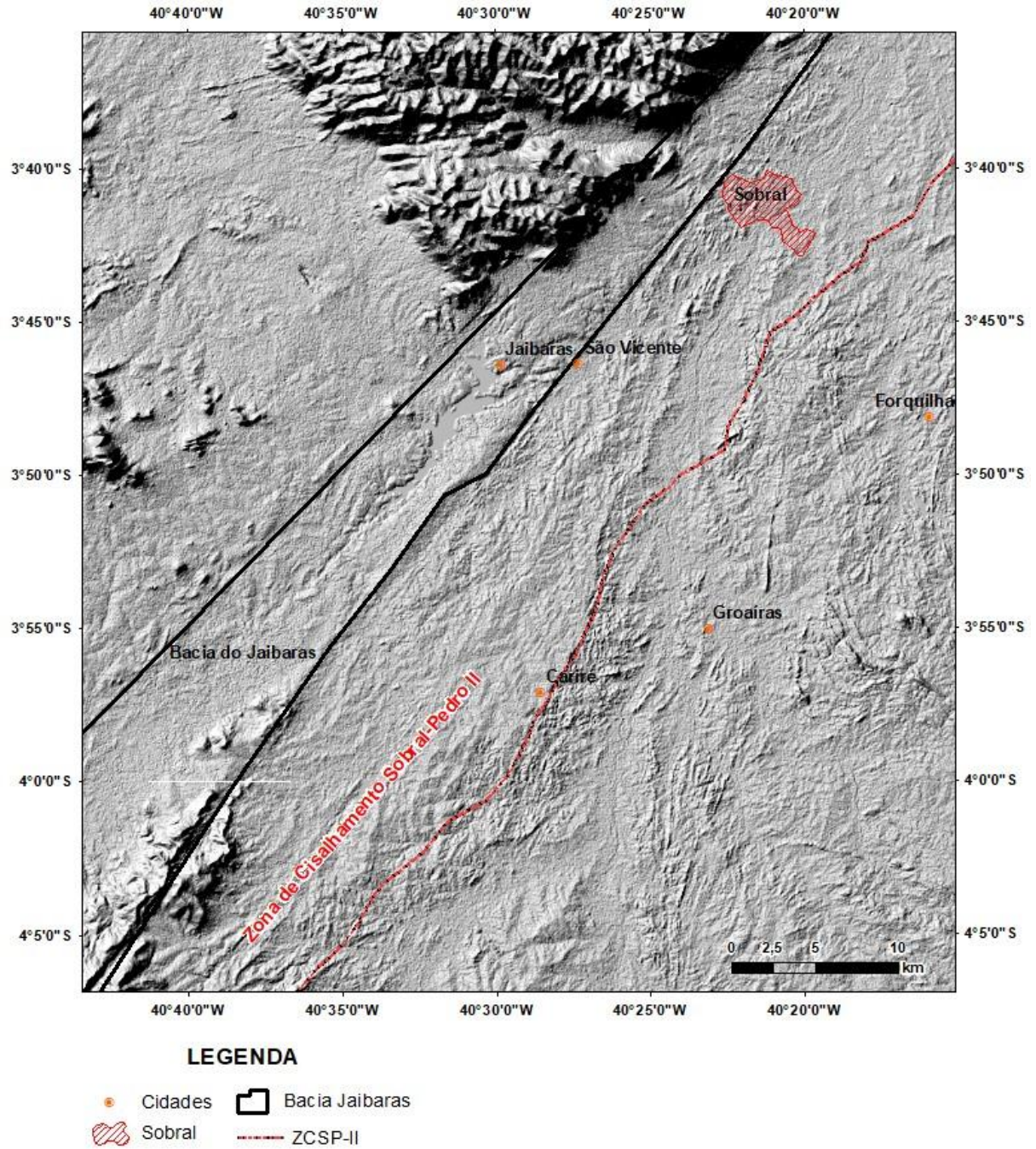


Figura 4.3 – Modelo Digital de Elevação de Terreno (SRTM) após tratamento *hillshade* destacando a zona de cisalhamento Sobral-Pedro II. Pseudoiluminação de direção azimutal 310°, inclinação 45° e fator 5.

5 GEOLOGIA ESTRUTURAL DA ZONA DE CISALHAMENTO

As zonas de cisalhamento dúcteis constituem o prolongamento em profundidade de superfícies de falhas presentes em níveis crustais superiores, sendo a principal diferença que nas zonas de cisalhamento o deslocamento dos blocos ocorre ao longo de uma faixa deformada plasticamente. Elas existem nos vários regimes, extensional, compressional ou transcorrente, e em várias escalas. Em muitos casos é possível observar a gradação da deformação de áreas mais deformadas para as menos deformadas com distribuição heterogênea ao longo da faixa deformada (Fossen 2010).

Uma das características das zonas de cisalhamento é o desenvolvimento de rochas miloníticas. De acordo com Passchier & Trouw (2005), o reconhecimento dos milonitos se dá através da observação e identificação de uma foliação regular e planar e da lineação bem desenvolvida. As estruturas lineares que ocorrem de maneira penetrativa nas rochas são os principais indicadores da direção do movimento e são características das zonas de cisalhamento (Fossen 2010, Passchier & Trouw 2005). Remanescentes de minerais resistentes ocorrem na forma de porfiroclastos que se desenvolvem devido à diferença na reologia entre os constituintes minerais da rocha e podem servir como indicadores da vorticidade, juntamente com outras feições. As estruturas assimétricas são os principais indicadores do sentido do movimento nas zonas de cisalhamento (Fossen 2010).

O caso estudado refere-se à Zona de Cisalhamento Sobral-Pedro II, que constitui o segmento norte do LTB. A partir dos dados obtidos em campo foram identificadas feições dúcteis e rúpteis, porém o foco será nas feições estruturais/microestruturais dúcteis. Em campo, pode-se observar que o regime dúctil está representado pela foliação milonítica, lineação de estiramento e dobras assimétricas além de estruturas em quadrantes e boudinagem. Uma série de feições particulares características de indicadores cinemáticos foram reconhecidos, descritos e interpretados.

Foliação, lineação de estiramento e eixo de dobras foram medidos sistematicamente nos afloramentos, tratados em diagramas estruturais e interpretados.

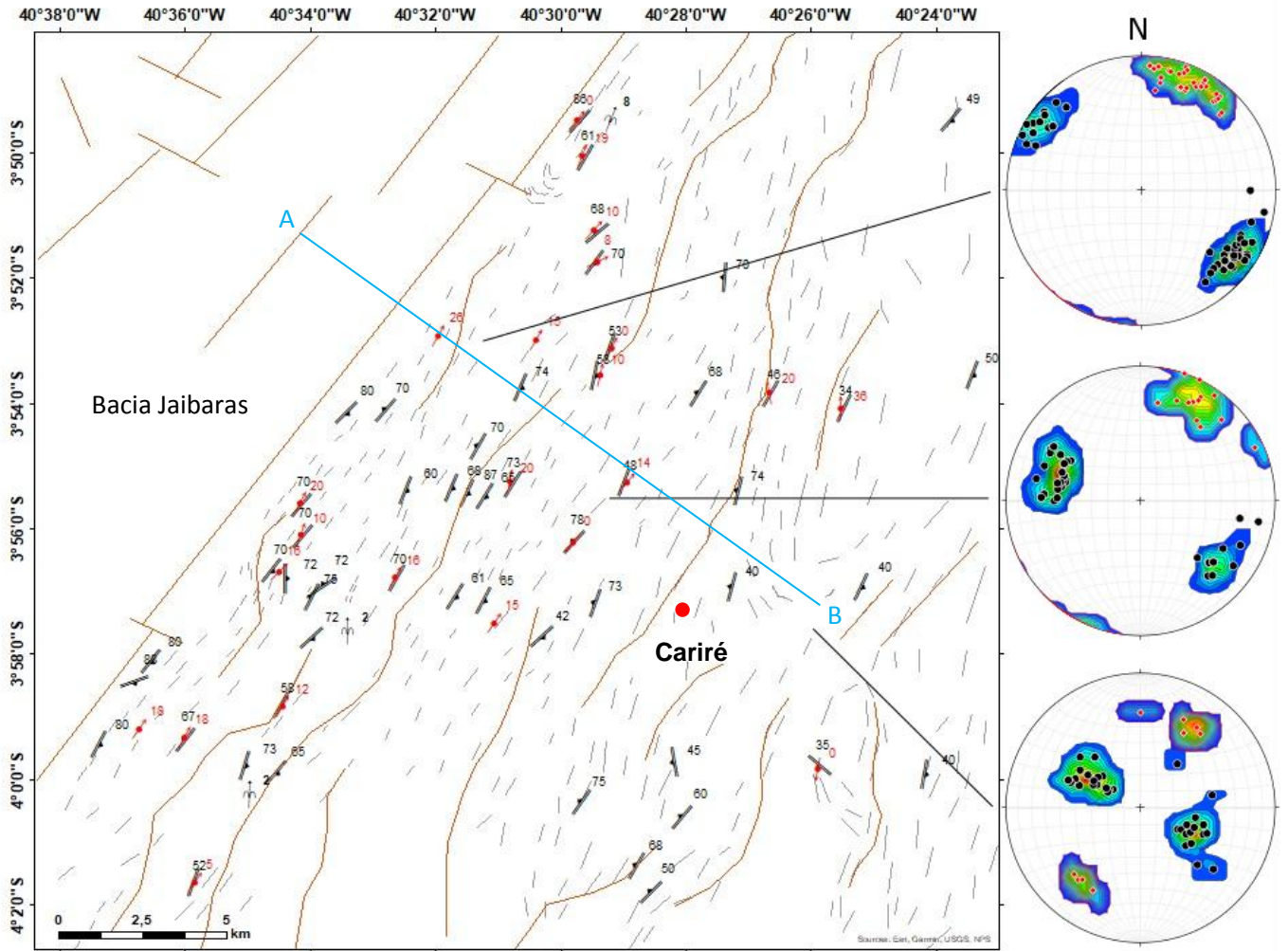
Ao microscópio, além da foliação milonítica anastomosada, foram observados também os indicadores de sentido de cisalhamento como estruturas de núcleo e manto, porfiroclastos do tipo σ e δ , bandas de cisalhamento do tipo S-C', estruturas tipo *fish*, além de outros indicadores como porfiroclastos fragmentados tipo dominó.

No mapa estrutural apresentado a seguir, são apresentados dados de foliação (milonítica e primária) e lineação, onde é possível distinguir três domínios com diferentes características, evidenciados pelos estereogramas: no domínio (I) a foliação é subvertical (70°-90°) com

mergulhos predominantemente para o quadrante NW e subordinadamente SE e lineações com ângulos de caimento baixos para o quadrante NE; no domínio (II) a foliação tem ângulos moderados a altos (50° - 70°), predominantemente para o quadrante SE e subordinadamente NW, e lineações com ângulos de caimento baixo para o quadrante NE; e, por fim, no domínio (III) a foliação tem ângulos de mergulho $< 50^{\circ}$ para os quadrantes NW e SE, com ocorrências locais de mergulhos altos, e lineações com ângulos de caimento baixos e moderados para os quadrantes NE e SW, caracterizada como foliação primária.

A seção esquemática A-B mostra a disposição dos três domínios na área de estudo. Os domínios I e II correspondem à zona de cisalhamento e sua zona de interferência, enquanto que o domínio III representa a área fora da zona de cisalhamento. Este último domínio foi descrito nos pontos ZCS-22 e ZCS-23, onde a foliação identificada, definida como foliação primária, apresenta-se paralela, regular, com ângulos de mergulho menores que os outros dois domínios, e a lineação de estiramento apresentada corresponde a ângulos de caimento maiores que os outros dois domínios. Os porfiroclastos destas rochas apresentam feições simétricas. Esta foliação primária também encontra-se dobrada, configurando grandes dobras abertas com vergência para NW, com eixo XX.

MAPA ESTRUTURAL



LEGENDA

- Lineamentos
- Eixo de dobra
- Lineação de estiramento mineral
- Polo de planos de foliação
- Traços de foliação
- Foliação milonítica
- Seção A-B
- ◆ Lineação de estiramento

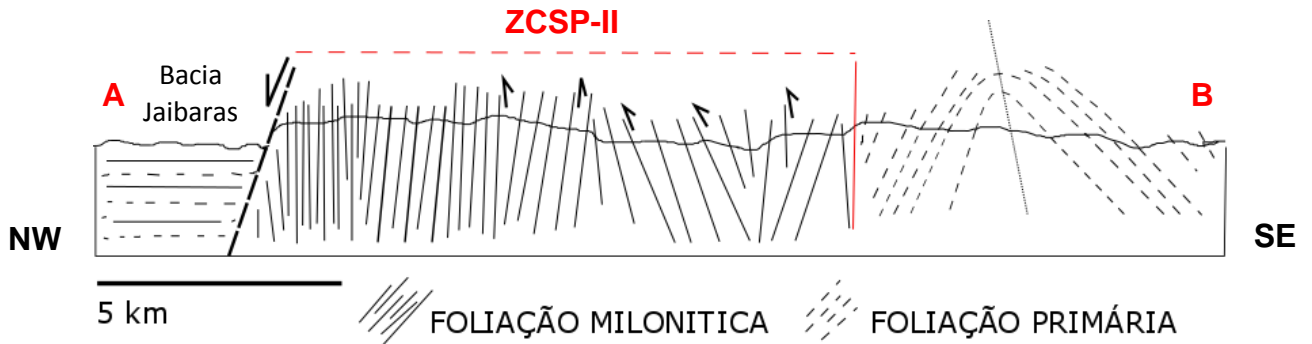


Figura 5.1 - Mapa estrutural da área de estudo mostrando estereogramas onde estão plotados polos de foliação (milonítica e primária) e lineação. A seção esquemática A-B mostra a Baía de Jaibaras a noroeste, em contato através de falhamento normal com a ZCSP-II na área do Domínio Ceará Central. A sudeste é mostrado a área fora da zona de cisalhamento com foliação primária dobrada.

5.1 FOLIAÇÃO MILONÍTICA

A foliação é a principal feição estrutural, juntamente com a lineação de estiramento, reconhecida em todas as porções estudadas da Zona de Cisalhamento Sobral-Pedro II, tanto na escala mesoscópica, de amostra de mão e microscópica. Ela é definida como do tipo milonítica anastomosada, comum em rochas poliminerálicas, onde a foliação contorna grãos que constituem porfiroclastos.

Na escala regional observada em imagens *Google Earth Pro* e SRTM, a foliação milonítica se expressa através dos traços de foliação regulares, subparalelos, seguindo um *trend* NE-SW. Em afloramento esta estrutura foi descrita como uma trama planar bem desenvolvida, penetrativa, fina, subparalela, contínua ou anastomosada, neste caso, contornando porfiroclastos com quartzo fitado e dobras assimétricas (Figura 5.2A e 5.2B).

Os planos de foliação apresentam direção predominante NE-SW com direção (*strike*) de mergulho variante para os quadrantes SE e NW e com ângulos de mergulho que variam de moderados a altos (50°- 90°) – Figura 5.1. A foliação caracteriza-se por uma trama planar bem definida, possui espaçamento milimétrico e ocorre segregação composicional em alguns casos.

Em escala microscópica a foliação milonítica é caracterizada por uma trama de elementos planares subparalela, definida tanto pelo estiramento de minerais como o quartzo constituindo fitas, como pela orientação de minerais como a bitotita e hornblenda. Esta foliação é contínua ou anastomosada circundando feldspatos indicadores de movimento que serão descritos no próximo tópico.

No ponto ZCS-14 as feições estruturais de milonitização são bem menos evidentes.

5.2 LINEAÇÃO DE ESTIRAMENTO

Na área de estudo, esta feição ocorre na forma de lineações de grãos, em geral com estiramento de quartzo e feldspato (Pl/Mc) e orientação de biotita, hornblenda e piroxênio (Opx e Cpx), ou mais comumente, na forma de agregados minerais. Apresentam atitudes em que predominam ângulo de caimento baixo (03° a 20°) para o quadrante NE (Figura 5.1), e subordinadamente para o quadrante SW. Nas rochas estudadas a lineação de estiramento está contida na foliação milonítica, e estas rochas configuram um tectonito SL (Figura 5.2C e 5.2D).

No ponto ZCS-22 e ZCS- 23a lineação de estiramento mineral tem ângulos de caimento acima de 20° chegando a 36°.

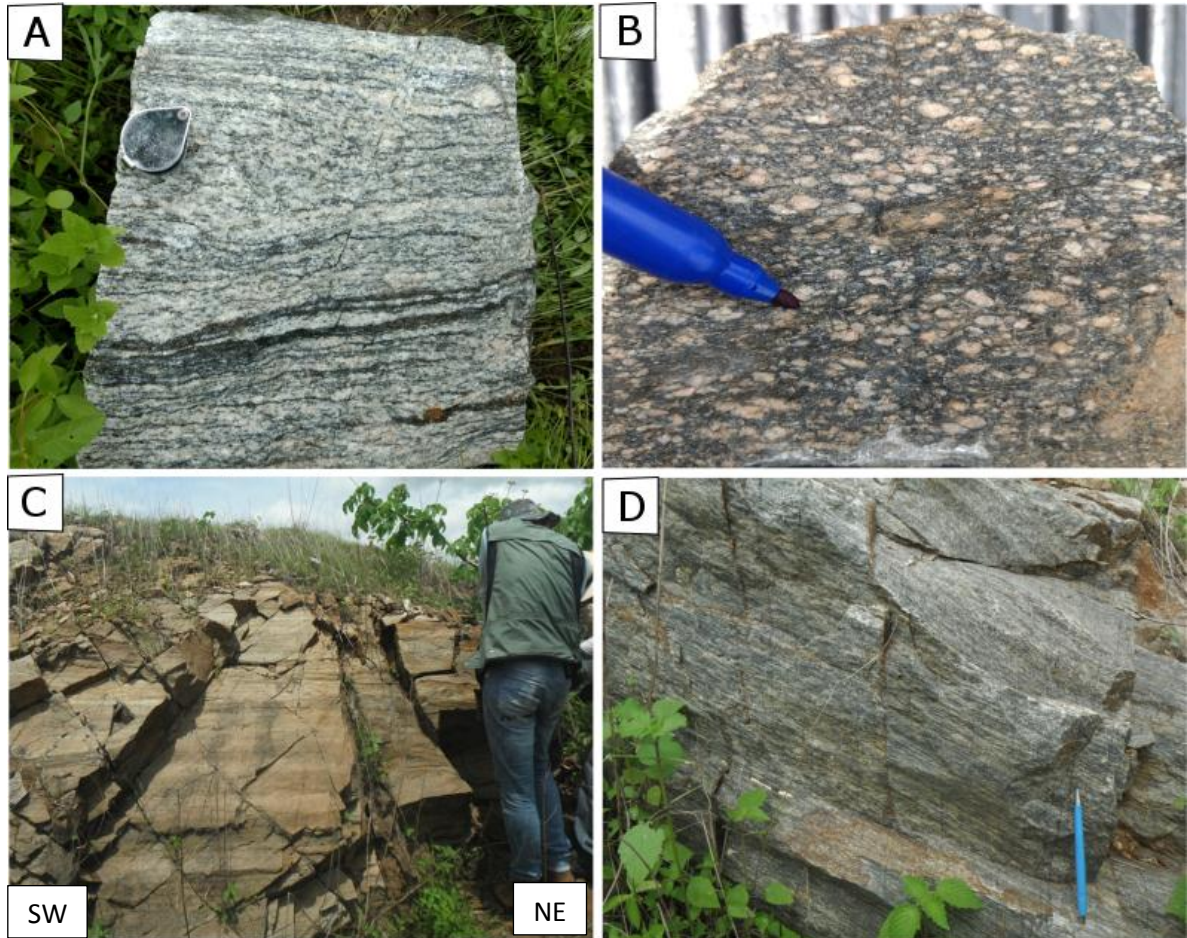


Figura 5.2 - Feições estruturais das rochas da ZCSP-II. A) Granitoide foliado, com segregação entre minerais, e dobras intrafoliais assimétricas em forma de 'Z'. Ponto ZCS-14; B) Rocha com foliação irregular contornando porfiroclastos de feldspato com forma simétrica. Ponto ZCS-12; C) Rocha foliada e com lineação bem desenvolvida. Ponto ZCS-13; D) Granulito foliado e com expressiva lineação sub-horizontal. Ponto ZCS-11.

5.3 INDICADORES CINEMÁTICOS

Estruturas com simetria monoclinica (assimétricas) são comuns em zonas miloníticas associadas ao componente rotacional da deformação em uma direção preferencial e na área de estudo são representadas por dobras assimétricas e porfiroclastos de feldspatos rotacionados.

As dobras são identificadas nas escalas macro e mesoscópica. Nas imagens de satélite são reconhecidas em escala regional, onde é possível observar traços formando dobras classificadas como dobras de arrasto dúctil com eixos de direção NE-SW (Figura 5.1). Em escala de afloramento foram observadas dobras não cilíndricas, isoclinais, e cerradas em forma de 'z', onde os flancos possuem dimensões distintas, com rotação do flanco menor no sentido horário. Em geral são dobras intrafoliais com plano axial concordante a foliação (Figura 5.3A e 5.3B). Segundo a classificação de Ramsay (1967) se pode caracterizar como dobras de classe 2 e 3. O eixo dessas dobras possui sentido de caimento concordante com a lineação, com ângulos baixos (2° a 8°) para N-NE.

Os porfiroclastos de feldspato (Pl e Kfs) observados em afloramento, são concordantes a foliação, assimétricos a levemente simétricos, indicando rotação horária. Porfiroclastos de granada também ocorrem, mas sem a presença de manto/cauda (Figura 5.3C e 5.3D).

5.4 OUTRAS FEIÇÕES (*BOUDINS* E ESTRUTURAS MIGMATÍICAS)

A boudinagem é caracterizada pelo estiramento da foliação milonítica em porções competentes, os *boudins* possuem formas amendoadas a sigmoidais, assimétricos, de dimensões centimétricas, e formam geometria *pinch-and-swell* (Figura 5.3E).

Estruturas migmatíticas de diferentes formas também são observadas principalmente nos gnaisses, a Figura 5.3F mostra uma porção de paleossoma arredondada bordejada por neossoma composto de leucossoma (quartzo e feldspato) e melanossoma (biotita).

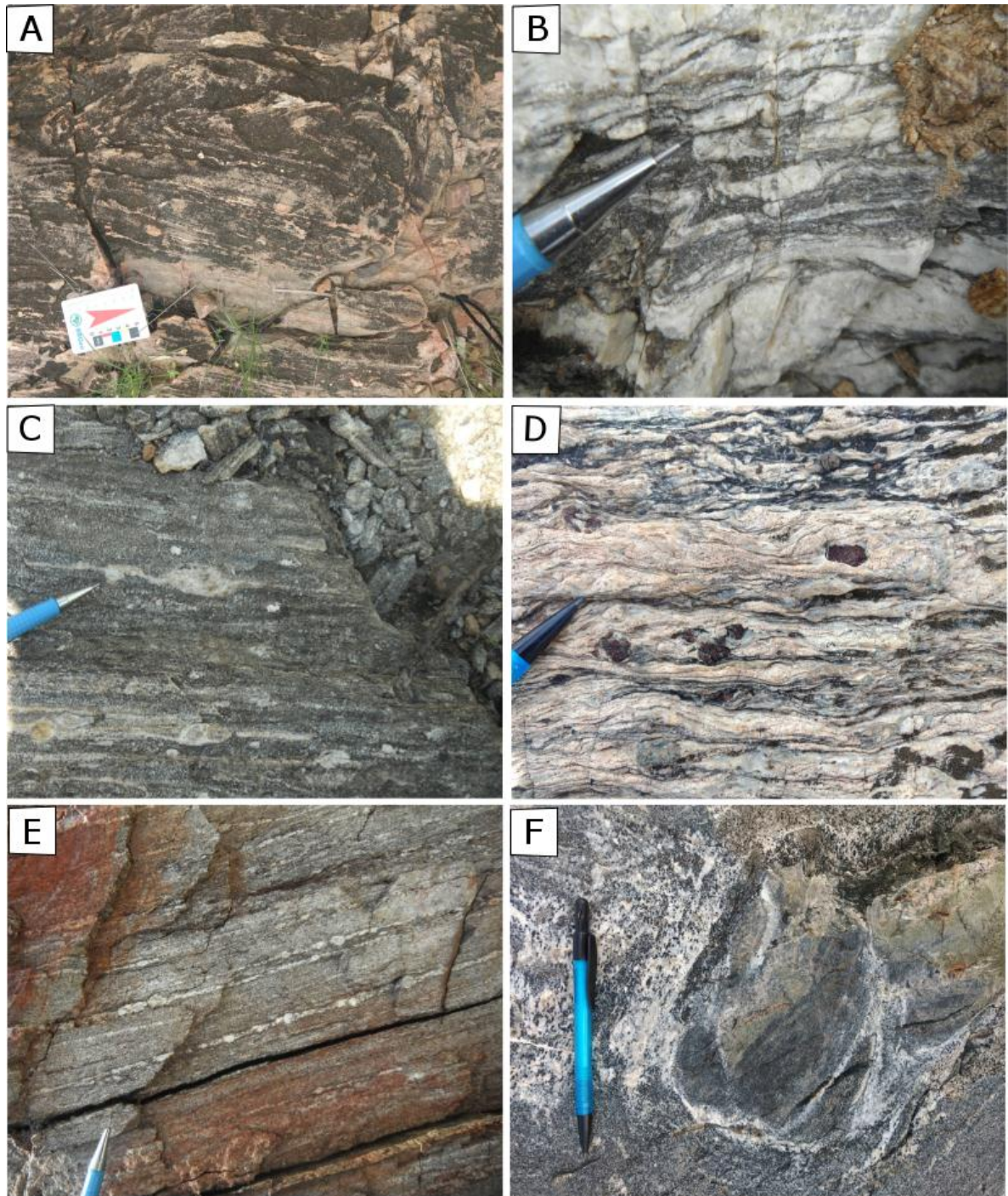


Figura 5.3 - Feições estruturais indicadoras do sentido de cisalhamento das rochas da ZCSP-II. A) e B) Dobras intrafoliais assimétricas em forma de 'Z' causadas por deformações locais no campo de fluxo. Pontos ZCS-15 e ZCS-11; C) Porfiroclastos de feldspato (potássico e plagioclásio) rotacionados no sentido horário. Ponto ZCS-15; D) Porfiroclastos de granada em mobilizados graníticos em granulito. Ponto ZCS-11; E) Camadas boudinadas em paragnaisse. Ponto ZCS-15; F) Feições de migmatização em ortognaisse. Ponto ZCS-16.

6 PETROGRAFIA

Este capítulo visa apresentar os dados referentes à análise de 11 seções delgadas das amostras coletadas na área de estudo. A análise petrográfica envolveu essencialmente a identificação do conteúdo mineralógico, análise microestrutural e classificação das rochas de acordo com Fettes & Desmons (2008), Karato & Wenk (2002), Passchier & Trouw (2005), e Trouw *et al.* (2010) e Winter (2005).

Os resultados dos estudos petrográficos revelaram a existência de granitóides, xistos, gnaisses e granulitos, e dentro desses grupos há diversidades petrográficas devido a variações mineralógicas, texturais e/ou composicionais.

Os tipos petrográficos descritos a seguir representam as rochas afetadas pela zona de cisalhamento Sobral-Pedro II. Assim, a principal feição encontrada é a foliação milonítica, que oblitera em maior ou menor escala as texturas originais destas rochas e é usada para caracterizar a zona de interferência da zona de cisalhamento. As características microestruturais relacionadas ao cisalhamento serão abordadas detalhadamente no tópico 6.6 Feições microestruturais da ZCSP-II.

6.1 GRANULITOS ENDERBÍTICOS MILONITIZADOS

Os granulitos félsicos foram identificados na unidade Granulítica de Cariré e corresponde à amostra ZCS-11B.

Petrograficamente os granulitos são rochas de granulação média, cor preto acinzentado a esbranquiçado. A associação mineral consiste em plagioclásio (35%), quartzo (30%), ortopiroxênio (20%) e biotita (10%), clinopiroxênio, microclínio e granada são menos frequentes (<5% juntos). Esta associação indica uma composição enderbítica. A rocha apresenta uma foliação milonítica definida principalmente por cristais de quartzo altamente estirados, e cristais de biotita e ortopiroxênios orientados.

Além da forma de fitas recristalizadas com múltiplos grãos de extinção ondulante moderada, por vezes o quartzo ocorre juntamente com o plagioclásio em cristais subédricos e poligonais com textura granoblástica. Alguns cristais de plagioclásio apresentam-se com maclamento polissintético, por vezes curvados, ou sem macla. A biotita ocorre na forma de cristais subédricos de alta temperatura e também como transformação dos piroxênios. Os ortopiroxênios ocorrem como cristais estirados, amendoados e orientados e também como cristais granulares, subédricos e fragmentados.

Também ocorre apatita, zircão e opacos como mineralogia acessória. As alterações tardias que ocorrem são de feldpatos para sericita, e nas bordas de piroxênios para biotita.

6.2 ORTOGNAISSES MILONITIZADOS

Essas rochas ocorrem tanto no Complexo Ceará, quanto no Complexo Canindé, incluindo a Unidade Cariré. Correspondem às amostras ZCS-16A, ZCS-17, ZCS-18 e ZCS-19A.

Petrograficamente estes gnaisses apresentam granulação média, cor essencialmente branco acinzentado com variações preto acinzentado e/ou rosados. A associação mineral consiste em quartzo (25%-30%), plagioclásio (20%-30%), hornblenda (20%-30%), microclínio (cerca de 15%), biotita (varia nas rochas, algumas não possuem, outras apresentam 5%, e algumas chegam a 30%). As rochas apresentam foliação milonítica definida essencialmente pelo estiramento do quartzo e orientação da biotita e anfibólio, por vezes essa foliação apresenta-se anastomosada, circundando porfiroclastos de feldspatos. Um bandamento composicional entre os minerais máficos e félsicos também é observado.

O quartzo ocorre na forma de fitas com múltiplos grãos e cristais monocristalinos estirados e orientados. Comumente os feldspatos (Pl/Mc) ocorrem na forma de porfiroclastos amendoados com maclas deformadas ou sem maclas. Cristais de hornblenda ocorrem amendoados e orientados. Textura poiquilitica também é observada, onde pórfiros de feldspato englobam cristais de biotita.

Muscovita, apatita, zircão, allanita, titanita, granada e minerais opacos são a mineralogia acessória comum. As alterações frequentemente observadas nesses ortognaisses são: saussuritização e carbonatização dos feldspatos, cloritização da biotita e anfibólio, e biotitização do anfibólio.

6.3 PARAGNAISSES MILONITIZADOS

Essas rochas também ocorrem em ambos os complexos, Ceará e Canindé, nas Unidades Independência e Canindé. Correspondem às amostras ZCS-15 e ZCS-23.

Petrograficamente estes gnaisses apresentam granulação média, cor cinza esbranquiçado e rosado. A associação mineral consiste em quartzo (30%-35%), plagioclásio (25%-35%), microclínio (20%-30%) e biotita (15%-25%), com ocorrência de granada (<5%). As rochas apresentam foliação milonítica definida pelo estiramento do quartzo e orientação dos feldspatos e biotita, por vezes essa foliação apresenta-se anastomosada, circundando porfiroclastos de feldspatos.

O quartzo ocorre na forma de fitas finamente recristalizadas em múltiplos grãos e orientadas. Alguns cristais de plagioclásio apresentam-se na forma de porfiroclastos com

fraturas do tipo dominó, e também com maclas contorcidas. A granada ocorre na forma de porfiroblastos e também em mobilizados quartzo-feldspáticos com maior concentração.

Ocorrem minerais opacos e zircão como acessórios. As alterações comumente observadas são transformações dos plagioclásios para sericita e epidoto, carbonato também ocorre, além da cloritização da biotita.

6.4 BIOTITA XISTO FELDSPÁTICO MILONITIZADO

Esta rocha ocorre no Complexo Ceará e é representada pela amostra ZCS-13B.

Petrograficamente, este biotita xisto tem granulação média, cor cinza esverdeado. A associação mineral consiste em biotita (45%), quartzo (30%), plagioclásio (20%). A rocha apresenta foliação milonítica definida pela orientação da biotita. Ocorrem faixas mais enriquecidas em quartzo e plagioclásio finamente recristalizadas e orientadas.

O quartzo ocorre essencialmente recristalizado. Os plagioclásios ocorrem na matriz e na forma de porfiroclastos rotacionados e fragmentados, não apresentam maclamento.

Zircão, allanita e minerais opacos aparecem como minerais acessórios.

6.5 GRANITOIDES MILONITIZADOS

Estas rochas ocorrem encaixadas em granulitos e gnaisses do Complexo Ceará e Complexo Canindé. Correspondem às amostras ZCS-12, ZCS-14 e ZCS-16B.

Petrograficamente, estas rochas apresentam granulação média, cor cinza esbranquiçado e cinza rosado. A associação mineral consiste em plagioclásio (25%-40%), quartzo (cerca de 35% em todas as rochas), biotita (varia nas rochas desde 5% até 25%), microclínio (ausente numa rocha e variando de 15% a 30% nas outras duas) e muscovita (em apenas uma rocha com <5%), apresentando composição tonalítica, granodiorítica e monzogranítica. As rochas são foliadas, apresentando como textura principal a foliação milonítica definida pela orientação da biotita, esta foliação por vezes é anastomosada circundando porfiroclastos de feldspato. Subordinadamente é observada a textura granoblástica, principalmente nas porções onde plagioclásio e quartzo prevalecem. Textura mimerquítica também ocorre localmente.

O quartzo ocorre recristalizado em subgrãos na forma de esteiras na borda de porfiroclastos, e mais comumente na forma de fitas recristalizadas. Cristais de plagioclásio e microclínio ocorrem na matriz como cristais subédricos poligonais e orientados e na forma de porfiroclastos amendoados, com maclas deformadas ou sem maclas.

Apatita, zircão, minerais opacos, titanita, e allanita são encontrados como acessórios. As alterações observadas são saussuritização do plagioclásio, além de muscovita e carbonato. Cloritização da biotita também é observada.

6.6 FEIÇÕES MICROESTRUTURAIS DA ZCSP-II

A maioria das análises microestruturais produzidas por diferentes mecanismos de deformação é baseada em estudos experimentais de leis de fluxo relacionadas à taxa de deformação, temperatura e *stress*, que são usados para prever o comportamento mecânico de rochas em condições geológicas (Hirth & Tullis 1992). É a intensidade da deformação identificada nas microestruturas que caracteriza a rocha como milonito, e não a tensão total que a rocha sofreu.

A microestrutura específica, na maioria dos casos é caracterizada por: presença de uma trama SL; presença de porfiroclastos e matriz de granulação mais fina (cominuição); tipos de minerais presentes (quartzo, micas, clorita, normalmente presentes na matriz cominuída); recristalização dinâmica; feldspatos, granada, hornblenda e piroxênio que normalmente se apresentam como porfiroclastos que resistem à deformação e que a evidenciam apresentando extinção ondulante e recristalização parcial; assimetria; foliação S-C ou bandas de cisalhamento C', estrutura do tipo *fish*, foliação oblíqua e *stair stepping* (Trouw *et al.* 2010).

O estudo microestrutural deste trabalho, devido à extensa largura da ZCSP-II (média de 10 km) que afetou diferentes unidades geológicas, envolveu a análise de diferentes tipos de rocha, tais como gnaisses variados mais ou menos migmatizados, xistos, granitoides deformados e granulitos, com diferenças mineralógicas e texturais pré-cisalhamento, que foram transformados em diferentes tipos de milonitos em maior ou menor intensidade.

Apesar de serem diferentes rochas, elas apresentam no geral assembleias análogas e dessa forma seus minerais apresentam comportamentos semelhantes de acordo com o grau de metamorfismo e deformação. A mineralogia comum dessas rochas é quartzo, feldspato potássico e plagioclásio, biotita, hornblenda, ortopiroxênio (e clino), e granada.

A) Foliações

A foliação milonítica é bem evidenciada sob observação microscópica, e é definida por lamelas de biotita orientadas preferencialmente, juntamente com quartzo fitado e recristalizado com características de foliação espaçada da classificação de Passchier & Trouw (2005). Seu aspecto anastomosado decorre dos porfiroclastos amendoados de plagioclásio e feldspato potássico, cuja foliação contorna-os (Figura 6.1A).

Outro tipo são as bandas de cisalhamento do tipo C', que se desenvolvem principalmente nos milonitos fortemente foliados mais ricos em minerais placosos com bandas anastomosadas, curtas e onduladas, o sentido do desvio é horário (Figura 6.2B).

B) Porfiroclastos

Os porfiroclastos de plagioclásio e feldspato potássico, que em geral possuem um manto de material recristalizado na forma de cauda, com formas assimétricas a levemente simétricas, são do tipo σ mais comumente, porém o tipo δ também é observado (Figuras 6.1C e 6.1D). O manto envoltório é composto pelo próprio feldspato recristalizado ou apresentam crescimento de quartzo nas sombras de pressão.

Nos porfiroclastos fraturados com feições do tipo dominó identificados, as microfalhas têm diferentes atitudes, não espaçadas e espaçadas, com preenchimento das fraturas com minerais da matriz (Qtz e Kfs/Pl) ou minerais de alteração como muscovita e epidoto.

Os porfiroclastos de granada apresentam um padrão de inclusões, porém não foi possível identificar neles o sentido de cisalhamento. Porém estruturas em quadrantes são observadas em torno destes porfiroclastos de granadas onde os quadrantes de tração e estiramento indicam movimentação horária (Figura 6.1E).

C) Estruturas pisciformes (*fish*)

Estruturas do tipo *fish* são comumente encontrados em porfiroclastos de muscovita em rochas miloníticas, mas também são observadas em plagioclásio e hornblenda em forma de losango com *stair-stepping* bem definidos que indicam uma rotação horária (Figura 6.1F).

Quartzo - Em sua maioria o quartzo apresenta-se com feições de recristalização dinâmica caracterizada pela presença de subgrãos e novos grãos gerados pelo mecanismo de rotação de subgrãos (*Subgrain Rotation* - SGR), com grãos ligeiramente alongados e orientados (com achatamento homogêneo), em forma de fita com numerosos subgrãos e/ou em estruturas de núcleo-e-manto, com extinção ondulada desigual ou irregular. As fitas e cristais alongados são paralelos à foliação milonítica e/ou a definem (Figura 6.2C). Também são observadas formas ameboides com grandes deslocamentos entre contornos de grãos e grãos de tamanhos variáveis, com fraca extinção ondulada e ausência de subgrãos, gerados pelo processo de recristalização de migração de limite de grão de alta temperatura (*High-Temperature Grain Boundary Migration* - GBM) – Figura 6.2D.

Secundariamente são observadas algumas formas suturadas ao longo dos limites de grãos com pequenos deslocamentos de um grão para o outro, por vezes formando cristais independentes, onde os grãos originais têm extinção ondulada e deformação lamelar, estas feições representam recristalização dinâmica controlada por mecanismos de migração de limites de grãos em baixa temperatura conhecida como *bulging* (BLG) – Figura 6.2B. As formas de contatos retos na matriz e em *ribbons*, por sua vez, evidencia a redução da área de

contorno dos grãos e é responsável pela formação da textura granoblástica poligonal durante a recristalização estática.

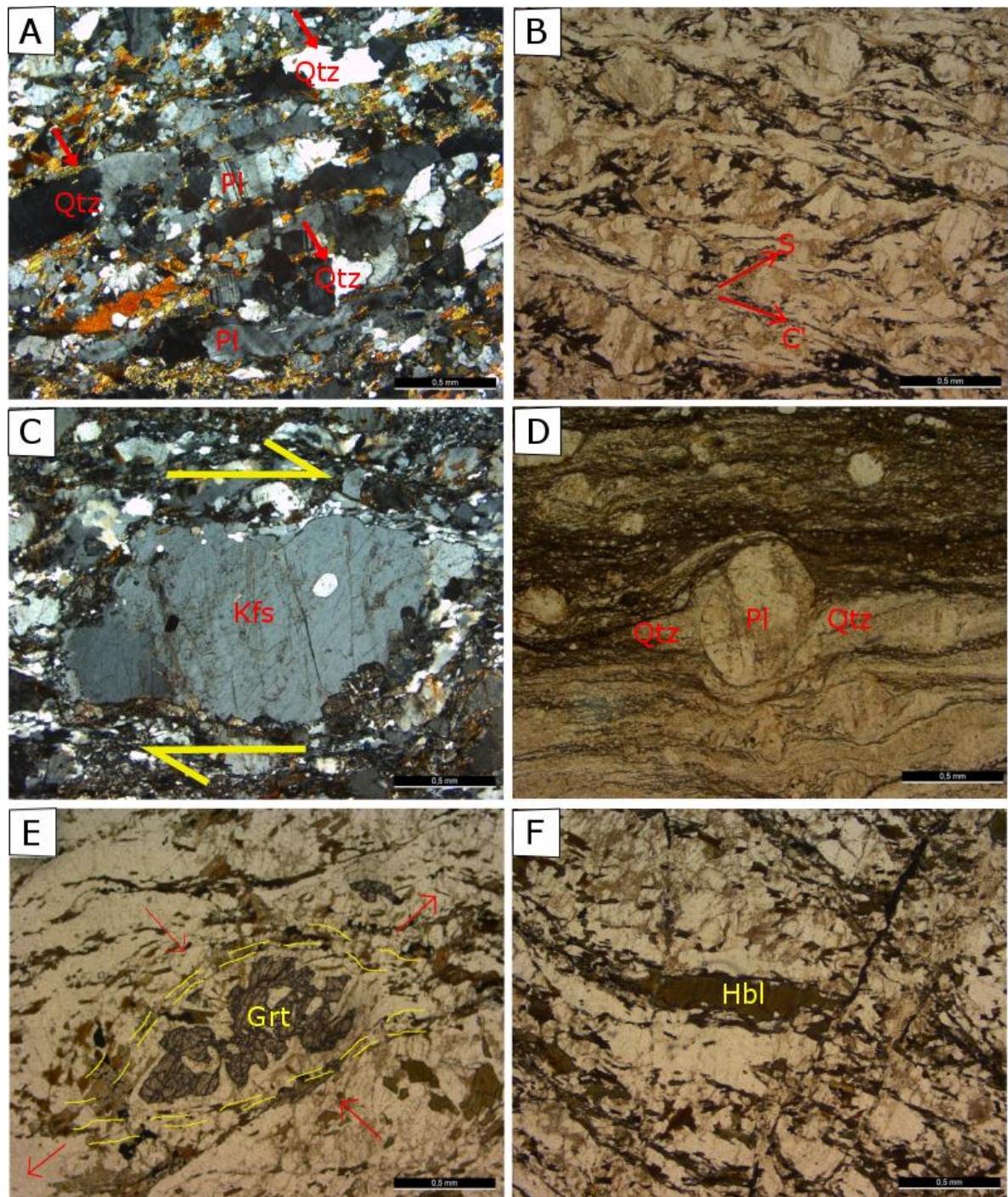


Figura 6.1 - Microfotografias das microestruturas observadas nas rochas da ZCSP-II. A) Foliação definida por biotitas orientadas e fitas recristalizadas de quartzo. Amostra ZCS-17; B) Bandas de cisalhamento do tipo S-C'. Amostra ZCS-15; C) Porfiroclasto de feldspato potássico do tipo σ rodeado por uma matriz de biotita e agregados de quartzo e feldspato definindo a foliação milonítica. Amostra ZCS-15; D) Porfiroclasto de plagioclásio do tipo δ , com caldas de quartzo recristalizado. Amostra ZCS-13; E) Estrutura em quadrante: setores de adelgaçamento e espessamento em torno de porfiroclastos de granada indicando rotação horária. Amostra ZCS-17; F) Hornblenda em forma de estrutura *fish*. Amostra ZCS-17.

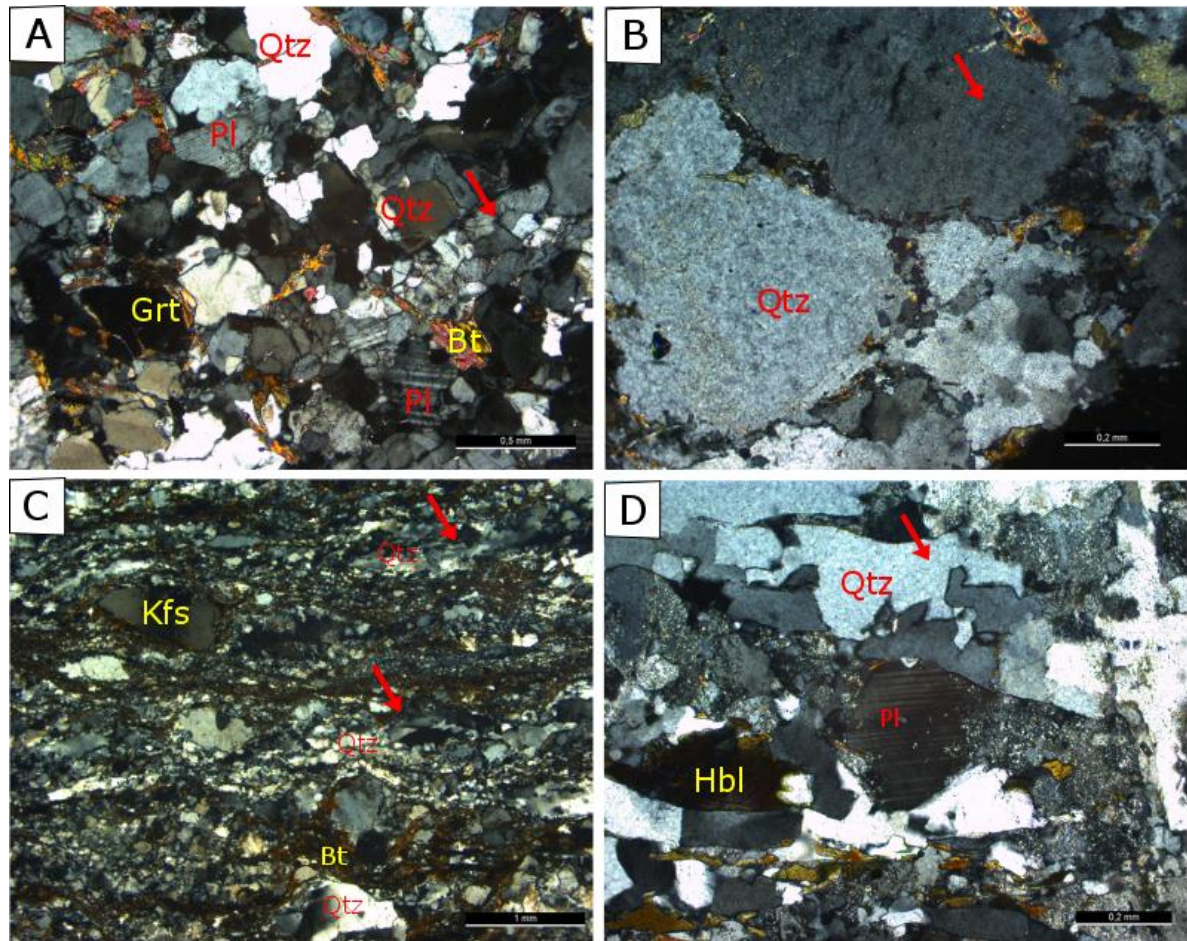


Figura 6.2 - Fotomicrografias mostrando os mecanismos de recrystalização do quartzo em lâmina delgada. A) Quartzos fraturados em paragnaiss não milonitizado. Amostra ZCS-23; B) Quartzo recrystalizado pelo mecanismo de *bulging* (BLG) com modesta migração de limite de grãos, a seta vermelha aponta para a deformação lamelar do quartzo. Amostra ZCS-14; C) Quartzo recrystalizado na matriz através do mecanismo de recrystalização por rotação de subgrão (SGR). Amostra ZCS-12; D) Quartzo recrystalizado pelo mecanismo de migração de limite de grão em alta temperatura (GBM), com grandes deslocamentos de limites (seta vermelha). Amostra ZCS-18.

Feldspatos – Plagioclásio e microclínio ocorrem na matriz e na forma de porfiroclastos assimétricos a levemente simétricos e seu comportamento é bastante semelhante. Em geral os feldspatos apresentam forte deformação intracristalina, incluindo microfaturas sintéticas internas na escala de grãos (Figura 6.3A), extinção ondulante moderada a forte, bandas de deformação, maclamento albíta (Pl) e xadrez (Mc) deformados, afilados e dobrados ou mesmo a ausência de maclas. Ocorrem feições de recrystalização tanto de SGR quanto BLG, causando bordas irregulares (Figura 6.3C) e estruturas típicas de núcleo-e-manto são identificadas com mantos formados por recrystalização de feldspatos e recrystalização de quartzo.

Crescimento de mimerquita ao longo do limite de porfiroclastos de feldspato potássico (Mc) em contato com plagioclásio, como reação de quebra do primeiro, foram observados

(Figura 6.3D). Subordinadamente *kinkbands* (Figura 6.3B) e geminações mecânicas são visualizadas.

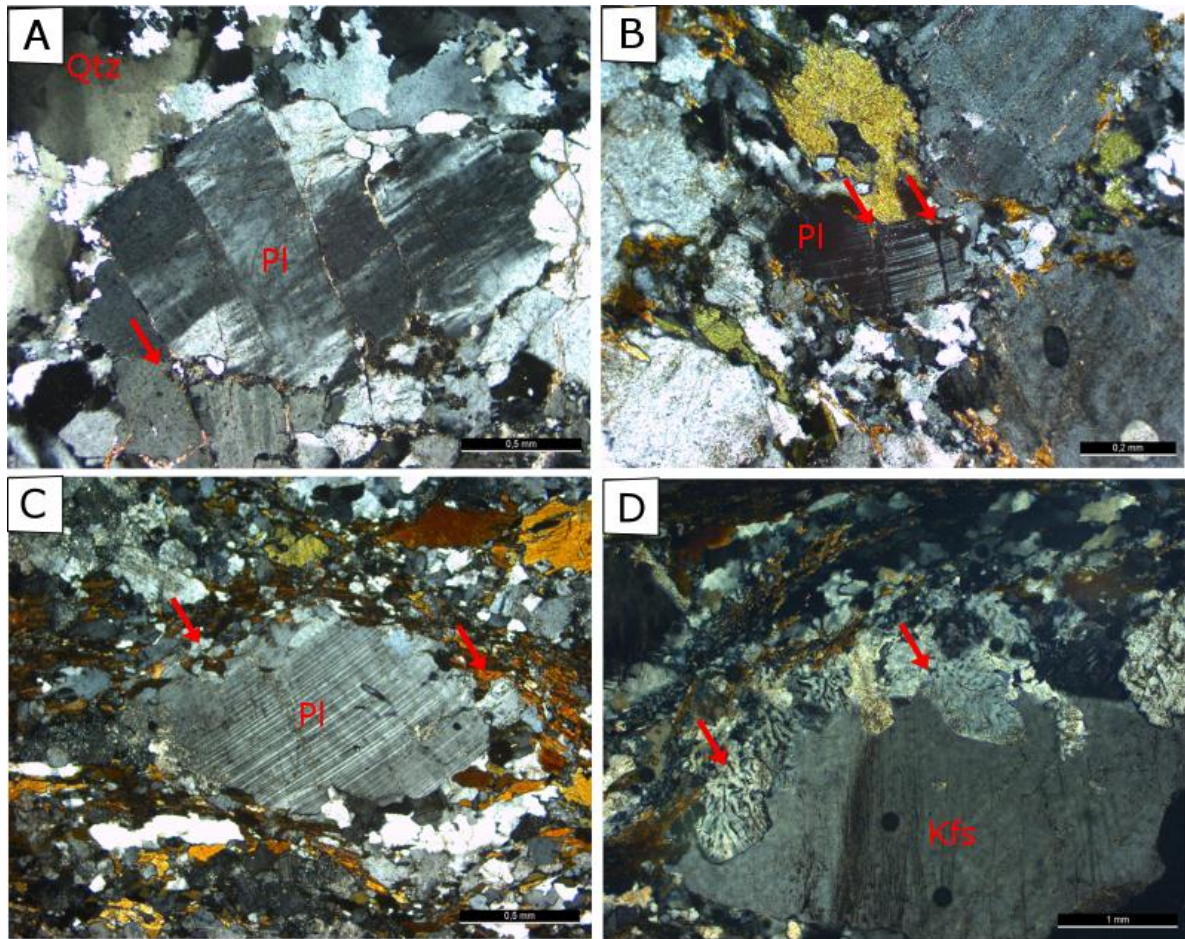


Figura 6.3 - Fotomicrografias mostrando as diferentes feições identificadas nos feldspatos plagioclásio e microclínio. A) Microfraturas sintéticas, a nível de grão, em plagioclásio (seta vermelha), com maclas deformadas. Amostra ZCS-16B; B) *Kinkbands* em plagioclásio (seta vermelha). Amostra ZCS-16A; C) Porfiroclasto de plagioclásio com bordas recrystalizadas e irregulares (setas vermelhas) e maclas levemente contorcidas. Amostra ZCS-18; D) Porfiroclasto de microclínio sem maclamento com crescimento mimerquítico nas bordas. Amostra ZCS-12.

Biotita, hornblenda, piroxênio e granada – A biotita comumente mostra evidências de mecanismos de acomodação como extinção ondulada e dobramentos, além de formar sombras de pressão em porfiroclastos. A hornblenda nos gnaisses mostra deformação frágil e torções de alta temperatura. O piroxênio também mostra deformação frágil, e os ortopiroxênios apresentam-se estirados em meio às fitas de quartzo. A granada comumente se comporta como mineral rígido.

7 METAMORFISMO

Como descrito anteriormente, as rochas da área de estudo analisadas são granulitos, ortognaisses, paragnaisses, micaxistos e granitóides, ambos milonitizado na ZCSP-II. Estas rochas pertencem às unidades Cariré e Canindé do Complexo Candindé do Ceará, unidade Independência do Complexo Ceará, e aos granitoides sin-tectônicos, todos pertencentes ao Domínio Ceará Central. Estas rochas também são descritas e englobadas como pertencentes ao Grupo Ceará em Arthaud (2007).

Segundo Arthaud (2007), a evolução desta área mostra que durante o estágio inicial da *nappe* no regime tectônico convergente associado ao metamorfismo regional resultou principalmente em gnaisses na fácies anfibolito de alta temperatura, e mais restritamente em rochas granulíticas que indicam condições metamórficas de alta pressão, além de subordinada migmatização, e a instalação da foliação de baixo a moderado ângulo com lineações oblíquas até frontais. Estas características foram observadas fora da zona de cisalhamento, e caracterizadas como foliação primária.

O metamorfismo dinâmico está relacionado com a instalação de zonas de cisalhamento relacionadas à mudança de regime tectônico essencialmente convergente para o regime transcorrente (direcional), onde há um escape lateral de massas, que resultou na instalação das zonas de cisalhamento no final do Neoproterozoico (Araújo *et al.* 2013). Esse metamorfismo é que define a impressão da trama milonítica com as características observadas nas rochas da área estudada.

Com relação a este evento metamórfico, os principais aspectos estruturais, microestruturais e metamórficos observados são os elementos planares mais importantes das rochas que compõe a foliação milonítica de ângulo moderado a alto com direção preferencial NE-SW, acompanhados das lineações de estiramento sub-horizontais para o quadrante NE, que se encontram bem desenvolvidas e onde a redução da granulação da rocha ocorreu pelo processo de cominuição, em condições de deformação cisalhante. Os porfiroclastos são remanescentes de minerais resistentes a esta deformação que se desenvolvem por causa da diferença da reologia entre os constituintes minerais (Passchier & Trouw 2005).

A observação da paragênese e dos minerais deformados gerou informações sobre as condições de temperatura e pressão sob as quais estes foram deformados e recristalizados, principalmente o quartzo e feldspatos, mas também micas, anfibólios e piroxênios, discutidos mais a frente. O desenvolvimento dos milonitos em diferentes condições metamórficas depende do litotipo e da estrutura da rocha, e geralmente os milonitos registram picos e

condições retrógradas que podem ser obliterados pela recristalização (Passchier & Trouw 2005).

As amostras e suas paragêneses minerais podem ser observadas na Tabela 7.1 a seguir.

Tabela 7.1 - Tabela de tipos petrográficos e paragêneses minerais.

Amostra	Tipo petrográfico	Paragênese
ZCS-11B	Granulito milonitizado	Pl + Opx + Qtz + Kfs \pm Bt \pm Cpx \pm Grt
ZCS-12	Tonalito milonitizado	Qtz + Pl + Bt \pm Kfs
ZCS-13	Micaxisto feldspático milonitizado	Bt + Qtz + Pl
ZCS-14	Granodiorito milonitizado	Qtz + Pl + Kfs \pm Bt \pm Ms
ZCS-15	Paragnaisse milonitizado	Qtz + Pl + Kfs + Bt \pm Ms
ZCS-16A	Ortognaisse milonitizado	Qtz + Pl + Hbl \pm Kfs
ZCS-16B	Monzogranito milonitizado	Qtz + Pl + Kfs \pm Bt
ZCS-17	Ortognaisse com granada milonitizado	Qtz + Pl + Hbl \pm Bt \pm Grt
ZCS-18	Ortognaisse milonitizado	Qtz + Pl + Hbl \pm Bt
ZCS-19A	Ortognaisse milonitizado	Qtz + Pl + Hbl
ZCS-23	Paragnaisse	Qtz + Pl + Kfs + Bt \pm Grt

No geral, as rochas são ricas em quartzo e feldspatos, apresentando recristalização de feldspato potássico. Segundo as paragêneses, mostradas na tabela, as rochas demonstram que as condições de metamorfismo na fácies anfibolito de alta temperatura, e subordinadamente chegando a fácies granulito em corpos lenticulares encaixados nos gnaisses alcançadas no metamorfismo regional, foram transformados para condições de fácies anfibolito médio, e muito localmente anfibolito de alta temperatura, evidenciadas pelas transformações e recristalizações dos minerais mostradas pelas microfeições.

8 CLASSIFICAÇÃO DOS MILONITOS

Apesar de o termo milonito ser usado como nome de rocha, de fato ele tem mais significado estrutural que litológico, segundo Trouw *et al.* (2010). O termo foi cunhado para designar rochas xistosas de granulação fina que ocorriam em falhas no *Moine Thrust Belt*, formadas por processos de esmagamento, deslizamento e cominuição, sendo utilizado então como definição de milonito uma rocha fortemente deformada de uma zona de cisalhamento dúctil, cunhada por Lapworth em 1885.

Os problemas dessa definição, segundo Trouw *et al.* (2010), consistem em que nem todas as rochas de zonas de cisalhamento são milonitos, e alguns milonitos são difíceis de associar a uma zona, geralmente reconhecidas por apresentarem rochas deformadas cercadas por rochas menos deformadas. Por outro lado, se um milonito for formado antes das condições do termal do metamorfismo, a recristalização e o crescimento de grãos podem obliterar as estruturas de deformação típicas do milonito (Trouw *et al.* 2010).

Com base nisso, uma melhor definição para milonito seria uma rocha de qualquer composição, geralmente associada à zona de cisalhamento, com uma estrutura específica indicativa de deformação dúctil mais ontensa que rochas adjacentes, que para serem preservadas tendem a se formar na trajetória retrógrada de pressão x temperatura x tempo (Trouw *et al.* 2010).

A classificação de Sibson (1977) subdivide as rochas miloníticas em protomilonito, milonito e ultramilonito, e sua discriminação envolve a relação percentual entre porfiroclastos e matriz. Apesar de amplamente usada, ela tem limitações quando se aplica em rochas heterogêneas composicionalmente e granulometricamente, como é o caso da área de estudo das rochas afetadas pela ZCSP-II. Por outro lado, a classificação de Trouw *et al.* (2010) subdivide em três grupos (milonitos de baixo, médio e alto grau), com base no tamanho do grão, tipo e intensidade de recristalização, e estão relacionadas ao nível crustal e condições metamórficas de onde foram formados.

A crosta continental é constituída majoritariamente de agregados, em sua maioria, graníticos. Estes agregados possuem fases com resistências e mecanismos de deformação diferentes num determinado conjunto de condições, que resulta na partição da deformação em escalas diversas. Mesmo aqueles agregados que possuem fases que deformam pelo mesmo mecanismo, a força resultante total dependerá das leis de fluxo de cada fase constituinte, seu volume proporcional e arranjo geométrico, estes fatores podem mudar com o tempo ou *strain*. No geral, estamos lidando com agregados com mistura de 3 fases (quartzo-plagioclásio-mica em gnaisses, por exemplo), que pela sua anisotropia, serão mais efetivos com relação a

partição da deformação durante o cisalhamento, onde a interconexão de biotitas somadas as menores reações na assembleia de fases misturadas com uma granulação mais fina produzem enfraquecimento na deformação e nas taxas de particionamento da deformação, o que por sua vez causa mudanças nos mecanismos de deformação operantes nas zonas de cisalhamento e nas rochas hospedeiras (Karato & Wenk 2002).

Através da descrição geral das microestruturas de deformação principalmente do quartzo e feldspatos, mas também da biotita, hornblenda e piroxênio e aferimento dos processos em rochas/agregados graníticos em função do aumento da profundidade na crosta e aumento da temperatura, ilustrando alguns dos vários comportamentos observados, as rochas foram classificadas em milonitos de grau médio, chegando até milonitos de grau alto em lentes encaixadas que atingiram temperaturas acima de 650°.

As amostras ZCS-12, ZCS-13, ZCS-14, ZCS-15, ZCS-17, ZCS-18 e ZCS-19A apresentam feições que caracterizam milonitos de médio grau. As principais feições que levaram estas rochas a serem classificadas neste grupo são a presença de estruturas núcleo-e-manto em porfiroclastos de feldspato devido à recristalização parcial principalmente nas bordas destes (Figura 8.1A); a recristalização do quartzo que ocorre quase que totalmente, principalmente pelos mecanismos de recristalização SGR e GBM, inclusive apresentando subgrãos (Figura 8.1B), estes mecanismos correspondem aos Regimes 2 e 3, respectivamente na análise de Hirth & Tullis (1992); os pórfiros apresentam-se assimétricos; foliações SC, bandamentos (Figura 8.1C) e presença de bandas de cisalhamento do tipo S-C' (Figura 8.1D); deformação de cristais de hornblenda (Figura 8.1E); e desenvolvimento de mimerquita em porfiroclastos (Figura 8.1F).

As amostras ZCS-11B, ZCS-16A e ZCS-16B apresentam feições características de milonitos de alto grau. As principais feições que caracterizam estas rochas são fitas de quartzo monocristalinas e/ou recristalizadas sem conexão (Figuras 8.2A, 8.2C e 8.2D); porfiroclastos simétricos; deformação de ortopiroxênio (estiramento) – Figura 8.2C – e fraturamento de clinopiroxênio; recristalização do quartzo predominantemente por GBM (Figura 8.2B); além da migmatização observada em campo.

Na Tabela 8.1 a seguir são integradas as paragêneses dos tipos petrográficos, as classificações de milonitos segundo Trouw *et al.* (2010) e de recristalização do quartzo de Hirth & Tullis (1992).

Tabela 8.1 - Tabela de análise microestrutural e metamórfica das amostras estudadas da ZCSP-II.

Amostra	Rocha	Intensidade de recristalização	Recristalização do quartzo
ZCS-11B	Granulito milonitizado	Milonito de alto grau	Regime 3 (GBM)
ZCS-12	Tonalito milonitizado	Milonito de médio grau	Regime 2 (SGR)
ZCS-13	Micaxisto feldspático milonitizado	Milonito de médio grau	Regime 2 (SGR)
ZCS-14	Granodiorito milonitizado	Milonito de médio grau	Regime 1 (BLG)
ZCS-15	Paragnaisse milonitizado	Milonito de médio grau	Regime 3 (GBM)
ZCS-16A	Ortognaisse milonitizado	Milonito de alto grau	Regime 3 (GBM)
ZCS-16B	Monzogranito milonitizado	Milonito de alto grau	Regime 1 (BLG)
ZCS-17	Ortognaisse com granada milonitizado	Milonito de grau médio	Regime 3 (GBM)
ZCS-18	Ortognaisse milonitizado	Milonito de grau médio	Regime 3 (GBM)
ZCS-19A	Ortognaisse milonitizado	Milonito de grau médio	Regime 3 (GBM)
ZCS-23	Paragnaisse	Não milonitizado	-

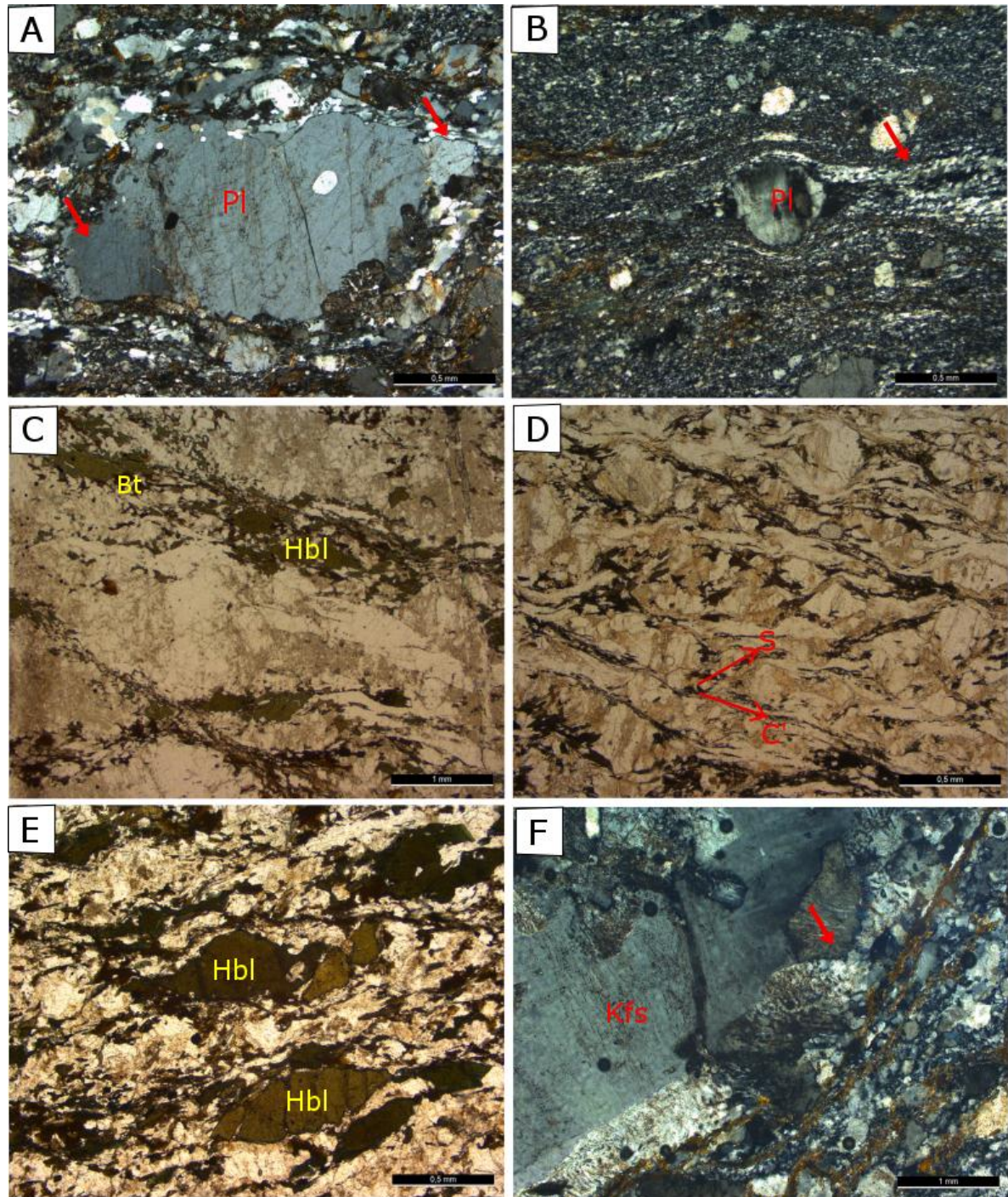


Figura 8.1 - Fotomicrografias das microestruturas que caracterizam os milonitos de médio grau. A) Recristalização na borda de porfiroclastos de plagioclásio dando tornando os limites serrilhados, além da forma assimétrica com rotação horária. Amostra ZCS-15; B) Recristalização de quartzo formando manto de porfiroclastos de feldspato, e recristalização de quartzo pelo mecanismo de rotação de subgrão (GSR). Amostra ZCS-13; C) Bandamento gerados acima de 600°. Amostra ZCS-18; D) Bandas de cisalhamento do tipo S-C'. Amostra ZCS-15; E) Hornblendas deformadas com formas amendoadas em ortognaisse. Amostra ZCS-19; F) Crescimento mimerquítico em porfiroclastos de feldspato potássico circundado pela foliação milonítica definida por biotitas. Amostra ZCS-12.

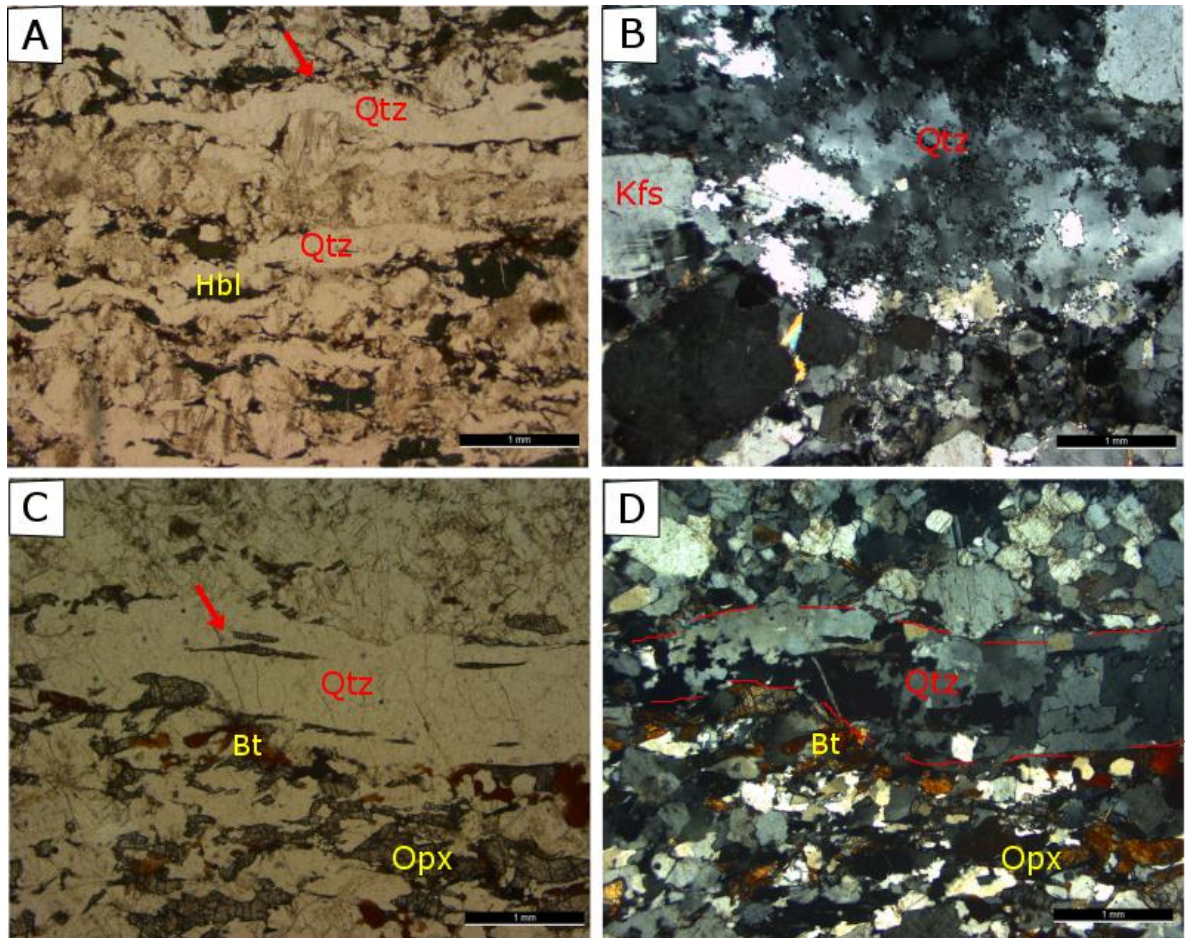


Figura 8.2 - Fotomicrografias de microestruturas características de milonitos de alto grau. A) Fitas de quartzo (seta vermelha) e hornblenda deformada em ortogneisse. Amostra ZCS-16A; B) Quartzo recrystalizado por migração de limite de grão de alta-temperatura (GBM) e feldspato potássico com maclamento xadrez deformado visualizado somente na borda do grão. Amostra ZCS-16B; C) Fitas de quartzo paralelas à foliação com piroxênio estirado (seta vermelha), piroxênios transformando em biotita são visualizados. Amostra ZCS-11B; D) Fotomicrografia anterior com nicóis cruzados mostrando a recrystalização da fita de quartzo por migração de limite de grão de alta-temperatura (GBM). Amostra ZCS-11B.

9 DISCUSSÕES E CONSIDERAÇÕES

Com base nas feições de campo dos elementos estruturais apresentados somadas aos estudos petrográficos microestruturais e metamórficos realizados, as foliações, lineações e os porfiroclastos foram os principais elementos indicadores da zona de influência da zona de cisalhamento Sobral-Pedro II, que define uma faixa de rochas deformadas na direção NE-SW que chega a 12 km, com variações. As observações de campo mostram que a deformação imposta pela ZCSP-II atua de forma heterogênea nas diferentes unidades litológicas nas quais incide.

Um dos modelos de evolução tectônica que melhor se aplica a formação dos complexos Ceará e Canindé do Ceará é apresentado por Arthaud (2007) que caracteriza o Grupo Ceará (engloba as duas unidades) com foliação de mergulhos baixos, desenvolvidos durante a colocação de *nappes* acompanhadas do desenvolvimento de dobras recumbentes a isoclinais, visualizadas no Domínio III.

As rochas cortadas e associadas à ZCSP-II apresentam foliação milonítica com direção preferencial NE-SW. O sentido do movimento é indicado principalmente pela forma dos porfiroclastos assimétricos a levemente simétricos e dobras intrafoliais assimétricas em forma de “Z” que apontam para a cinemática dextral predominante. Além destes indicadores, bandas de cisalhamento do tipo C’ também são observados e indicam o mesmo sentido de movimento. A foliação milonítica de alto ângulo com lineação de baixo ângulo e mais uma gama de estruturas planas deformadas apontam para deformação originando tectonitos SL.

A observação dos minerais deformados tais como quartzo, feldspatos, biotita, hornblenda e piroxênio, gerou informações que permitiram estimar as condições de temperatura e pressão sob as quais estes foram deformados e recristalizados em diferentes protólitos.

O desenvolvimento de milonitos em diferentes condições metamórficas foi dependente do litotipo e da estrutura da rocha, e os milonitos registram picos e condições retrógradas e isso pode ser obliterado pela recristalização (Passchier & Trouw, 2005). As condições metamórficas de transições dependem da composição mineral da rocha mãe, portanto a análise de diferentes rochas atravessadas pela zona de cisalhamento dúctil também mostrou diferentes condições metamórficas, desde a fácies xisto verde superior até anfibolito superior, que caracteriza o particionamento da deformação.

Em condições em que se formam os milonitos de médio grau (500°-650°) tanto o feldspato quanto o quartzo se deformam por *dislocation climb* somado a difusão e recristalização que formam fitas monominerálicas e poliminerálicas que dão a rocha uma

aparência de bandas como ocorre com amostra ZCS-18, seja formado por estiramento ou coalescência de grãos. Nas rochas englobadas no grupo dos milonitos de grau médio os feldspatos e o quartzo mostram intensidade de deformação semelhante e parecem ter um contraste de força relativamente pequeno. O quartzo geralmente é totalmente recristalizado, e principalmente pelo mecanismo de rotação de subgrão (SGR) e em condições mais altas temperaturas pelo mecanismo de migração de limites de grão (GBM), que também correspondem aos mecanismos mais comuns no Regime 2 e 3, respectivamente (Smith *et al.* 2007). As estruturas assimétricas indicadoras do sentido de cisalhamento são melhores desenvolvidas em milonitos sob estas condições (Trouw *et al.* 2010). Estas feições ocorrem desde a fácies xisto verde superior a anfibolito médio.

Enquanto que em alto grau são observadas fitas alongadas recristalizadas, além de formas lobadas e irregulares, com cristais de piroxênio estirados e fragmentados, na fácies anfibolito superior, em milonitos de alto-grau ($> 650^\circ$). Nestas condições a preservação de feições é relativamente problemática e estes milonitos são incomuns. A difundida recristalização para grãos maiores mascara as feições miloníticas, e o principal mecanismo de recristalização do quartzo é o GBM correspondente ao Regime 3 (Passchier & Trouw 2005, Trouw *et al.* 2010, Vernon 2004).

A recristalização durante a deformação ativa, tal como as recristalizações BLG, SGR e GBM discutidas acima, são conhecidas como recristalização dinâmica (Passchier & Trouw 2005).

O aumento da temperatura não é o único fator que determina o comportamento de deformação em quartzo, que também depende fortemente da taxa de deformação, do estresse diferencial e da presença de água na rede e ao longo dos limites dos grãos (Hirth & Tullis 1992). Já a deformação do feldspato é fortemente dependente da temperatura, e Passchier & Trouw (2005) indicam que em condições de médio grau (450-600 °C), *dislocation climb* é possível em feldspatos; assim, o processo de recristalização pode ocorrer ao longo de suas bordas. Em temperaturas até 600 °C, mimerquita são comuns, pelo procedimento preferencial de quebra do feldspato potássico e perda do volume associada em locais de alto estresse diferencial, microestruturas núcleo-manto ainda ocorrem nessas temperaturas. A deformação dúctil da hornblenda ocorre de 650° a 700°. O ortopiroxênio forma fitas mais facilmente que o clinopiroxênio em altas temperaturas (Passchier & Trouw 2005), e nos granulitos enderbíticos são vistos ortopiroxênios estirados e clinopiroxênios mais fragmentados.

A ocorrência de microfaturas intragranulares em porfiroclastos de feldspatos preenchidos por minerais da matriz e/ou minerais de alteração como muscovita ocorrem nas

amostras ZCS-12 e ZCS-16B. Os porfiroclastos apresentam um comportamento mais frágil em relação ao comportamento dúctil da matriz, que podem ser devido a concomitância da cristalização dos granitóides em relação a deformação cisalhante (Vernon 2004, Passchier & Trouw 2005). Na amostra ZCS-14, é observado que o mecanismo de recristalização do quartzo é principalmente controlado por *bulging* (BLG), ou migração de limite de grão em baixa temperatura que também é associado ao Regime 1 (Smith *et al.* 2007) e esta área representa a parte mais externa da zona de influência da ZCSP-II.

A consistência dos critérios cinemáticos entre as diferentes partes com condições metamórficas diferentes sugere que a deformação representa um evento de deformação único e progressivo, com particionamento e não uma reativação ou eventos diferentes.

10 CONCLUSÕES

O trabalho em detalhe da zona de cisalhamento Sobral-Pedro II na região de Cariré – Campo Lindo, no Ceará, que envolveu análise em multiescala baseada em imagens de satélite, afloramentos e caracterização microestrutural permitiu as seguintes conclusões:

Esta zona de cisalhamento é uma estrutura de importante expressão morfoestrutural, vista em imagens de sensores remotos, que faz parte do sistema de zonas de cisalhamento transcorrente que compõe o Lineamento Transbrasiliano (Schobbenhaus Filho *et al.* 1975).

A zona de cisalhamento Sobral-Pedro II está no limite entre os domínios Médio Coreaú e Ceará central e a mesma apresenta um padrão anastomosado, devido, entre outros fatores, ao padrão de deformação heterogêneo imposto a essas rochas. Desta forma, o seu limite exato não é bem definido, como observado na imagem SRTM.

Porém, na área estudada, a zona de cisalhamento Sobral Pedro II corresponde a uma feição estrutural alinhada no sentido N38E, que afeta diferentes rochas numa faixa com largura da ordem de 12 km.

A ZCSP-II é uma zona transcorrente com componente direcional, formada em regime dúctil estabelecida no Neoproterozoico. Lineações de estiramento mineral sub-horizontais atestam sua origem direcional. As feições macro, meso e micro dos indicadores do sentido de movimento são concordantes e apontam para o caráter predominantemente dextral dessa zona de cisalhamento.

As principais feições que evidenciam a deformação dúctil é a foliação milonítica de alto ângulo com direção preferencial NE-SW e a lineação com baixo ângulo para o quadrante NE, que ocorre tanto nas rochas dos complexos Canindé do Ceará e Ceará, quanto nos granitoides sin-tectônicos. Estas rochas também desenvolvem porfiroclastos estirados e/ou alongados.

O quartzo e os feldspatos foram os principais minerais analisados quanto à intensidade de recristalização e mecanismos de deformação nos principais tipos de rocha analisados que envolvem micaxisto, orto e paragnaisses, granitoides e granulitos.

A caracterização petrográfica incluindo a análise microestrutural revela que as rochas sofreram metamorfismo na fácies anfíbolito de alta temperatura a granulito, indicadas principalmente pela paragênese mineral, durante o metamorfismo regional, e posteriormente sofreram metamorfismo na fácies anfíbolito médio, até superior, atestada pelas transformações, deformação e mecanismos de recristalização dos minerais durante o metamorfismo dinâmico provocado pela instalação dessa zona de cisalhamento.

A análise microestrutural ainda revela que a deformação em regime dúctil gerou estruturas como bandas de cisalhamento do tipo S-C', estruturas tipo *fish*, porfiroclastos assimétricos do

tipo σ e δ , microfraturas tipo dominó, estruturas em quadrante, crescimento mimerquítico, além de feições de recristalização dinâmica BLG, SGR e GBM.

A mudança do predomínio da tectônica compressiva com formação de rampas de cavalgamentos relacionadas a metamorfismo orogênico regional (Arthaud 2007), atingiu seu limite através do equilíbrio de massas, e deu lugar à tectônica transcorrente de caráter direcional, predominantemente, onde há um escape lateral de massas, e o estabelecimento de zonas de cisalhamento (Cordani *et al.* 2013). A deformação responsável pela instalação da ZCSP-II, originada por cisalhamento simples, é comprovada pela foliação milonítica de alto ângulo, lineação de estiramento mineral sub-horizontal, e porfiroclastos em milonitos que transpõe e contrastam com a foliação primária identificada fora da zona de cisalhamento.

REFERÊNCIAS

- Abreu F.A.M., Nascimento R.S., Santos M.V., Veloso C.A., Vilas R.N.N. 2014. *Ipu, Folha SB.24-V-A-III: carta geológica – escala 1:100.000*. [Belém]: CPRM. 1 mapa, color.
- Almeida F.F.M. de., Hasui Y., Brito Neves B.B., Fuck R.A. 1977. Províncias estruturais brasileiras. *In: SBG/NE, 8º Simpósio de Geologia do Nordeste, Campina Grande. Atas...*, Bol. 6, p. 363-391.
- Amaral W.S. 2010. *Análise geoquímica, geocronológica e termobarométrica das rochas de alto grau metamórfico, adjacentes ao arco magmático de Santa Quitéria, NW da Província Borborema*. Tese de Doutorado, Universidade de Campinas – UNICAMP. 248 p.
- Amaral W.S., Santos T.J.S., Wernick E., Matteini M., Dantas E.L., Moreto C.P.N. 2010. U-Pb, Lu-Hf and Sm-Nd geochronology of rocks from the Forquilha Eclogite Zone, Ceara Central Domain, Borborema Province, NE-Brazil, *In: 7º South American Symposium on Isotope Geology-VIISSAGI*, Brasília, DF. CD-ROM VII-SSAGI South American Symposium on Isotope Geology.
- Amaral W.S., Santos T.J.S., Wernick, E., Nogueira Neto J.A., Dantas E. L., Matteini M. 2012. High pressure granulites from Cariré, Borborema Province, NE Brazil: Tectonic setting, metamorphic conditions and U-Pb, Lu-Hf and Sm-Nd geochronology. *Gondwana Research*, **22**:892–909.
- Amaral W.S., Kraus R.K., Dantas E.L., Fuck R.A., Pitombeira J.P.A. 2017. Sinistral reactivation of the Transbrasiliano Lineament: Structural and Geochronological evidences in the Cariré Granulite Zone, Borborema Province – NE Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, **79**:1-12.
- Araújo C.E.G., Weinberg R.F., Cordani U.G. 2013. Extruding the Borborema Province (NE-Brazil): a two-stage Neoproterozoic collision process. *Terra Nova*, **0**:1-12.
- Arthaud M.H. 2007. *Evolução neoproterozóica do Grupo Ceará (Domínio Ceará Central, NE Brasil): da sedimentação à colisão continental brasileira*. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília, DF, 132 p.
- Arthaud M.H., Caby R., Fuck R.A., Dantas E.L., Parente C.V. 2008. Geology of the northern Borborema Province, NE Brazil and its correlation with Nigeria, NW Africa. p. 49-67. *In: Pankhurst R.J., Trow R. A. J., Brito Neves B. B., Wit M. J. de. (eds). West Gondwana: Pre-Cenozoic correlations across the South Atlantica region*. London, Geology Society, Special Publications.
- Attoh K., Brown L.D. 2008. The neoproterozoic Trans-Saharan/Trans-Brasiliano shear zones: suggested tibetan analogs. *Eos Transactions AGU*, **89**(23):S51A-04. (Joint Assembly Supplement) abstract.
- Bizzi L.A., Schobbenhaus C., Vidotti R.M. (orgs). 2003. *Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil: textos, mapas e SIG*. CPRM, Serviço Geológico do Brasil.

- Braga A.P.G., Moraes A.M.V., Passos C.A.B., Souza E.M., Moraes J.B.A., França J.B., Medeiros M.F., Vale P.A.B.R., Andrade V.A., Mello A.A., Lins C.A.C. 1981. *Geologia da Região Nordeste do Estado do Ceará, Projeto Fortaleza*. Brasília, DF, Ministério de Minas e Energia. (Geologia Básica nº 9).
- Brito Neves B.B., Santos E.J., Van Schmus W.R. 2000. Tectonic history of the Borborema Province, Northeastern Brazil. In: Cordani, V.G. *et al* (ed.). *Tectonic evolution of South America*. Rio de Janeiro. p. 151-182.
- Brito Neves B.B., Van Schmus W.R., Fetter A.H. 2002. Northwestern Africa–Northeastern Brazil. Major tectonic links and correlation problems. *Journal of African Earth Sciences*, **34**:275–278.
- Brito Neves B.B., Fuck R.A. 2013. Neoproterozoic evolution of the basement of the South-American. *Journal of South American Earth Sciences*, **47**:72-89.
- Brito Neve B.B., Fuck R.A. 2014. The basement of South American Platform: half Gondwana + half Laurentia. *Precambrian Research*, **244**:75-86.
- Brito Neves B.B., Fuck R.A., Pimentel M.M. 2014. The Brasiliano collage in South America: a review. *Brazilian Journal of Geology*, **44**(3): 493-518
- Cavalcante J.C., Vasconcelos A.M., Medeiros M.F., Paiva I.P., Gomes F.E.M., Cavalcante S.N., Cavalcante J.E., Melo A.C.R., Duarte Neto V.C., Benevides H.C. 2003. *Mapa Geológico do Estado do Ceará*. Escala 1:500.000. Fortaleza, CPRM – Serviço Geológico do Brasil.
- Corsini M., Lambert de Figueiredo L., Caby R., Féraud G., Ruffet G., Vauchez A. 1998. Thermal history of the Pan African/Brasiliano Borborema Province of northeast Brazil deduced from $40\text{Ar}/39\text{Ar}$ analysis. *Tectonophysics*, **285**:103–117.
- Cordani U.G., Brito Neves B.B., D'agrella Filho M.S. 2003. From Rodinia to Gondwana: a review of the available evidence from South America. *Gondwana Research*, **6**(2): 275-283.
- Cordani U.G., Pimentel M.M., Araújo C.E.G., Fuck R.A. 2013. The significance of the Transbrasiliano – Kandi tectonic corridor for the amalgamation of West Gondwana. *Brazilian Journal of Geology*, **43**:583-597.
- Cunha B.C.C., Potiguar L.A.T., Ianhez C.A., Bezerra P.E.L., Pitthan J.H.L., Souza Júnior J.J., Montalvão R.M.G., Sousa A.M.S., Hildred P.R., Tassinari C.C.G. 1981. Geologia. In: Brasil. Ministério de Minas e Energia. Projeto RADAMBRASIL Folha SC.22 Tocantins. Rio de Janeiro (Levantamento de Recursos Naturais, 22).
- Delgado I.M., Souza J.D., Silva L.C., Silveira Filho N.C., Santos R.A., Pedreira A.J., Guimarães J.T, Angelim L.A.A., Vasconcelos A.M., Gomes I.P., Lacerda Filho J.V., Valente C.R., Perrotta M.P., Heineck C.A. 2003. Geotectônica do Escudo Atlântico. In: Bizzi L.A., Schobbenhaus C., Vidotti R.M., Gonçalves J.H. 2003. *Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil*. Brasília, DF, CPRM. p. 227-334.

- Drago V.A., Pinto A.C., Montalvão R.M.G., Santos R.O.B., Simões M.A., Oliveira F.C., Bezerra P.E.L., Prado P., Fernandes C.A.C., Tassinari C.C.G. 1981. Geologia. In: Brasil. Ministério de Minas e Energia. Projeto RADAMBRASIL Folha SD.22 Goiás. Rio de Janeiro (Levantamento de Recursos Naturais, 25).
- Fairhead J. D., Maus S. 2003. CHAMP satellite and terrestrial magnetic data help define the tectonic model for South America and resolve the lingering problem of the pre-break-up fit of the South Atlantic Ocean. *The Leading Edge*, **22**:779–783.
- Fetter A.H. 1999. *U-Pb and Sm-Nd geochronological constraints on the crustal framework and geologic history of Ceará, NW Borborema Province*. Tese de Doutorado, University of Kansas, USA, 164 p.
- Fetter A.H., Van Schmus W.R., 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 supercontinente “Atlantica”. *Revista Brasileira de Geociências*, **30**:102-106.
- Fetter A.H., Santos T.J.S., Van Schmus W.R., Hackspacher P.C., Brito Neves B.B., Arthaud M.H., Nogueira Neto J.A., Wernick E. 2003. Evidence for Neoproterozoic continental arc magmatism in the Santa Quitéria Batholith of Ceará State, NW Borborema Province, NE Brazil: Implications for the assembly of West Gondwana. *Gondwana Research*, **6**(2):265-273.
- Fettes D., Desmons J. 2008. *Metamorphic rocks: a classification and glossary of terms*. Cambridge University Press; 1st edition.
- Fossen H. 2010. *Geologia Estrutural*. Trad: Andrade F.R.D. Oficina de Textos, São Paulo, 584 p.
- Goarayeb P.S.S., Abreu F.A.M. 1989. A Faixa de Alto Grau de Cariré. In: SBG/NE, 13º Simpósio de Geologia do Nordeste, Fortaleza. *Atas...* p. 182-184.
- Goarayeb P.S.S., Abreu F.A.M., Santos M.V., Silva Junior O.G. 2014. *Sobral, Folha - SA.24-Y-D-IV: carta geológica – escala 1:100.000*. [Belém]: CPRM. 1 mapa, color.
- Hasui Y. 2012. Sistema Orogênico Borborema. In: Hasui Y., Carneiro C.D.R., Almeida F.F.M., Bartorelli A. (ed.). 2012. *Geologia do Brasil*. São Paulo, Beca, Págs. 254 - 288.
- Hirth G., Tullis J. 1992. Dislocation creep regimes in quartz aggregates. *Journal of Structural Geology*, **14**(2):145-159.
- Karato S., Wenk H-R. (ed.). 2002. *Plastic Deformation of Minerals and Rocks*. Washington, D.C.: Mineralogical Society of America. Series: Reviews in Mineralogy & Geochemistry 51.
- Mengal L.H. 2016. *Granulitos adjacentes ao Lineamento Transbrasiliano na região de Cariré, Domínio Ceará Central: aspectos petrográficos e geoquímicos*. Trabalho de conclusão de curso, Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas, Campinas, 94 p.
- Nascimento D.A., Gava A., Pires J.L., Teixeira W. 1981. Geologia. In: Brasil. Ministério de Minas e Energia. Projeto RADAMBRASIL Folha SA.24 Fortaleza. Rio de Janeiro (Levantamento de Recursos Naturais, 21).

- Nogueira Neto J. A. 2000. *Evolução Geodinâmica das faixas granulíticas de granja e cariré, extremo noroeste da Província Borborema*. PhD Thesis, Universidade Estadual Paulista-UNESP.
- Oliveira D.C. 1992. Geologia do Gráben de Martinópolis, área de Campanário/Paula Pessoa (Granja, CE): Implicações na evolução litoestratigráfica e tectonometamórfica do Noroeste do Ceará. *Revista Brasileira de Geociências*, **22**(2):143-156.
- Parente C. V., Filho W. F. S., Almeida A. R. 2004. Bacias do Estágio de Transição do Domínio Setentrional da Província Borborema. In: Mantesso-Neto V., Bartorelli A., Carneiro C. D. R., Brito Neves B. B. (eds.). *Geologia do Continente Sul Americano: evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. São Paulo, Beca. p. 525-536.
- Parente C.V., Veríssimo C.U.V., Botelho N.F., Santos T.J.S., Oliveira C.G., Lira Jr J.A., Martins D.T. 2015. Depósitos de scarnitos mineralizados em ferro e cobre do arco magmático de Santa Quitéria, Ceará, Província Borborema do nordeste do Brasil, *Brazilian Journal of Geology*, **45**:359-382.
- Passchier C.W., Trouw R.A.J. (ed.). 2005. *Microtectonics*. New York, Springer 2nd Edition, 366 p.
- Pirajno F. 2010. Intracontinental strike-slip faults, associated magmatism, mineral systems and mantle dynamics: examples from NW China and Altay-Sayan (Siberia). *Journal of Geodynamics*, **50**: 325–346.
- Praxedes I. F. 2015. *Lineamento transbrasiliano, contribuição aerogeofísica, tectônica e geocronológica no setor Nordeste da Faixa Brasília*. Dissertação de Mestrado, IG-UnB, Brasília, DF, Brasil. 106 p.
- Quadros M.L.E.S. 1996. *Estudo tectono-sedimentar da Bacia de Jaibaras, na região entre as cidades de Pacujá e Jaibaras, Noroeste do Estado do Ceará*. Tese de Mestrado, Universidade Federal do Pará – UFPA, Belém, PA. 133 p.
- Santos T.J.S., Fetter A.H., Hackspacher P.C., Van Schmus W.R., Nogueira Neto J.A. 2008. Neoproterozoic tectonic and magmatic episodes in the NW segment of the Borborema Province, NE Brazil, during the assembly of the western Gondwana. *Journal of South American Earth Sciences*, **25**:271–284.
- Santos M.H.S.dos. 2018. *Análise tectonometamórfica da Zona de Cisalhamento Sobral-Pedro II, na região de Sobral-CE*. Trabalho de Conclusão de Curso, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, PA. 70 p.
- Schobbenhaus Filho C., Ribeiro C.L., Oliva L.A., Takanoshashi J.T., Lindenmayer Z.G. 1975. Texto Explicativo. Folha Goiás SD.22. Carta Geológica do Brasil Milionésimo. Brasília, DF, DNPM.114 p.
- Silva Junior O.G., Santos M.V., Veloso C.A., Nascimento R.S., Vilas R.N.N. 2014. *Frecheirinha, Folha SA.24-Y-C-VI: carta geológica - escala 1:100.000*. [Belém]: CPRM. 1 mapa, color.

- Smith S.A.F., Strachan R.A., Holdsworth R.E. 2007. Microstructural evolution within a partitioned midcrustal transpression zone, northeast Greenland Caledonides. *Tectonics*, **26**:1-20.
- Storti F., Holdsworth R.E., Salvini F. 2003. *Intraplate strike-slip deformation belts*. London, The Geological Society of London. p.1-14. (Special Publications, 210).
- Streckeisen A. 1976. To each plutonic rock its proper name. *Earth Science Review*, **12**:1-33.
- Torquato J.R., Nogueira Neto J.A. 1996. Histografia da região de dobramentos do Médio Coreá. *Revista Brasileira de Geociências*, **26**:303-314.
- Torres P.F.M., Cavalcante J.C., Smith E.P., Vasconcelos A. M., Oliveira F.V. 2010. *Mapa geológico da Folha Quixadá (B-24-V-C-VI)*, Escala 1:250.000. Fortaleza-CE, CPRM-SBG – Serviço Geológico do Brasil.
- Trouw R.A.J., Siersma D., Passchier C.W. 2010. *Atlas of mylonites - and related microstructures*. Berlin Heidelberg, Springer-Verlag, 322 p.
- Vauchez A., Neves S. 1995. The Borborema shear zone system, NE Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, **8**:247–266.
- Vernon R.H. 2004. *A practical guide to rock microstructure*. Cambridge, Cambridge University Press, 594 p.
- Winter J.D. 2001. *An introduction to igneous and metamorphic petrology*. New Jersey, Prentice Hall, 697 p.

APÊNDICES

APÊNDICE A - SIGLAS, COORDENADAS, UNIDADES LITOESTRATIGRÁFICAS E RESPECTIVOS TIPOS DE ROCHA DE CADA PONTO ESTUDADO DURANTE A ETAPA DE CAMPO NO MUNICÍPIO DE CARIRÉ E ADJACÊNCIAS.

Sigla	Coordenada	Rocha	Unidade litoestratigráfica
ZCS-10	S03°49'60" W40°29'41"	Hornblenda gnaissé	Unidade Independência
ZCS-11	S03°51'19" W40°29'29"	Granulito enderbíticos milonitizado	Unidade Cariré
ZCS-12	S03°51'40" W40°29'26"	Tonalito milonitizado	Granitoides sin-tectônicos
ZCS-13	S03°53'06" W40°29'14"	Biotita xisto feldspático milonitizado	Unidade Canindé
ZCS-14	S03°55'12" W40°29'02"	Granodiorito milonitizado	Granitoides sin-tectônicos
ZCS-15	S03°55'20" W40°30'55"	Biotita gnaissé milonitizado	Unidade canindé
ZCS-16	S03°55'34" W40°34'11"	Hornblenda gnaissé milonitizado e monzogranito milonitizado	Unidade independência e granitoides sin-tectônicos
ZCS-17	S03°56'53" W40°32'38"	Biotita-hornblenda gnaissé com granada milonitizado	Unidade Cariré
ZCS-18	S03°59'00" W40°34'30"	Biotita-hornblenda gnaissé milonitizado	Unidade Cariré
ZCS-19	S04°01'45" W40°35'55"	Hornblenda gnaissé milonitizado	Unidade Canindé
ZCS-22	S03°54'06" W40°24'30"	Biotita gnaissé com granada	Unidade Independência
ZCS-23	S03°53'36" W40°24'00"	Biotita gnaissé com granada	Unidade Independência

APÊNDICE B – DADOS ESTRUTURAIS.

(continua)

Ponto	Foliação	Lineação	Eixo de Dobra
ZCS-10	70/310	19/019	
	70/300	20/014	
	70/302	20/024	
	70/310		
	72/325		
	72/090	08/008	
	72/138		
	73/107		
	74/113		
	75/297	06/010	
	80/118		
	80/128		
	80/128		
	87/115		
	88/160		
ZCS-11	70/126		
	70/126		
	70/275		
	71/122		
	71/122		
	72/138		
	72/310		
	72/310		
	73/302		
	73/290		
	74/310	10/042	
	74/284		

(continuação)

Ponto	Foliação	Lineação	Eixo de Dobra
ZCS-11	78/312		
	78/310	12/040	
	87/115		
ZCS-12	61/094	10/002	
	63/092	08/004	
	68/302		
	70/126		
	71/112		
	72/124		
	73/302		
	75/305		
	80/136		
	82/129		
	84/122		
ZCS-13	48/106	10/018	
	50/104	08/020	
	52/116	12/030	
	52/103	10/014	
	52/092	08/008	
	52/102		
	53/102	10/013	
	54/090	06/010	
	61/094	10/002	
	63/092	08/004	
	50/270		
	54/301		
	59/320		

(continuação)

Ponto	Foliação	Lineação	Eixo de Dobra	
ZCS-13	60/295			
	61/301	21/021		
	62/302	20/024		
	62/304			
	62/301	21/019		
	63/301	22/014		
ZCS-14	49/130			
	50/315			
	53/102			
	54/306			
	56/304			
	60/310			
	65/118			
	65/122			
	68/314			
	68/317	18/048		
	68/320	20/046		
	ZCS-15	52/120		
		52/110		
53/102				
65/122				
68/302				
68/102				
70/300		32/219		
73/305		31/200		
76/310		30/360		
72/298	30/221			
ZCS-16	58/312			
	60/310			

(continuação)

Ponto	Foliação	Lineação	Eixo de Dobra
ZCS-16	64/318		
	66/316		
	65/122		
	70/310	36/030	
	70/294	28/026	
	71/296	30/21	
	74/286	26/008	
	80/124		
	81/112		
	82/280	20/020	
ZCS-17	012Az		
	060Az		
	068Az		
	260Az		
	270Az		
	270Az		
	360Az		
ZCS-18	52/110		
	58/120		
	60/128		
	60/310		
	65/130		
	66/120		
	68/320		
	76/114		
	78/280		
	80/278		
80/300			
80/290			

(continuação)

Ponto	Foliação	Lineação	Eixo de Dobra
ZCS-18	81/300		
	84/300		
			02/360
			02/002
ZCS-19	50/100		
	50/108		
	50/120	12/030	
	52/118	14/028	
	51/103	05/005	
	52/100	03/360	
	52/110	06/010	
	52/098		
	53/116	10/032	
	58/120		
	58/132		
	60/135		
	67/308		
	65/110		
	66/120		
	80/310		
ZCS-22	26/300		
	28/298		
	30/290		
	32/300		
	34/280		
	34/296	16/018	
	35/290		
	36/310	12/026	
	38/305	20/010	

(conclusão)

Ponto	Foliação	Lineação	Eixo de Dobra
ZCS-22	42/293		
	44/291		
ZCS-23	64/280		
	20/124		
	22/120		
	22/116		
	24/120		
	30/118		
	30/130		
	32/116		
	32/126		
	33/120	22/042	
	38/122	24/040	
40/110	20/040		
44/114	26/039		
44/122	21/038		
46/110			
48/111			