



**UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO DE JANEIRO
CENTRO DE CIÊNCIAS MATEMÁTICAS E DA NATUREZA
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA**

Daniel Souza da Silva

**RELAÇÃO ESTRUTURAL ENTRE O EMBASAMENTO
CRISTALINO E OS ARENITOS DA FORMAÇÃO
MAURITI– BORDA NE DA BACIA DO ARARIPE (CEARÁ,
BRASIL)**

Trabalho Final de Conclusão de Curso

UFRJ

Rio de Janeiro

2020



Daniel Souza da Silva

**RELAÇÃO ESTRUTURAL ENTRE O EMBASAMENTO
CRISTALINO E OS ARENITOS DA FORMAÇÃO
MAURITI- BORDA NE DA BACIA DO ARARIPE
(CEARÁ, BRASIL)**

Trabalho Final de Curso apresentado ao Programa de Graduação em Geologia, da Universidade Federal do Rio de Janeiro, como parte dos requisitos necessários à obtenção do título de grau em Geologia.

Orientadora: Renata da Silva Schmitt -Depto. Geologia/UFRJ

UFRJ

Rio de Janeiro

2020

FICHA CATALOGRÁFICA

DANIEL SOUZA DA SILVA

RELAÇÃO ESTRUTURAL ENTRE O EMBASAMENTO CRISTALINO E OS
ARENITOS DA FORMAÇÃO MAURITI- BORDA NE DA BACIA DO ARARIPE
(CEARÁ, BRASIL)/ Daniel Souza da Silva- Rio de Janeiro: UFRJ, Instituto de
Geociências, 2019.

xi, 93 p.

Trabalho Final de Curso: Graduação em Geologia – Universidade Federal do Rio de
Janeiro – UFRJ, Instituto de Geociências, Departamento de Geologia, 2019.

UFRJ

Rio de Janeiro

2020

UFRJ

Rio de Janeiro

2020

Daniel Souza da Silva

**RELAÇÃO ESTRUTURAL ENTRE O EMBASAMENTO
CRISTALINO E OS ARENITOS DA FORMAÇÃO
MAURITI– BORDA NE DA BACIA DO ARARIPE (CEARÁ,
BRASIL)**

Trabalho Final de Curso apresentado ao Programa de Graduação em Geologia, da Universidade Federal do Rio de Janeiro, como parte dos requisitos necessários à obtenção do título de grau em Geologia.

Orientadora: Renata da Silva Schmitt -Depto. Geologia/UFRJ

Aprovada em:

Por:

Orientador: Renata da Silva Schmitt (UFRJ)

José Carlos Sicoli Seoane (UFRJ)

Pamela Cristina Richetti (UFRJ)

UFRJ

Rio de Janeiro

2020

UFRJ

Rio de Janeiro

2020

Agradecimentos

Agradeço primeiramente aos meus pais, Rose Mary e Judison, pois, para muito além do apoio material, foram eles que me permitiram chegar onde estou e sem eles nada disso teria sido possível.

Também agradeço a minha orientadora Renata Schmitt pela oportunidade de participar de projetos tão relevantes. A toda equipe do Gondwana: André, Evânia, Evaldina, Fernando, Macarena, Gabriel Lamounier, Gabriel Capistrano, Pamela, Fragoso, Raisal, Dolapo, Igor, Adriano e muitos outros que sempre estiveram me apoiando, me ensinando alguma coisa ou apenas tomando um cafezinho.

À equipe do Projeto Alagoas agradeço também pela oportunidade e pela infra-estrutura, que me permitiu desenvolver esse trabalho. Aos colegas Kelly, João, Juliana, Maiza, Matheus, Alessandro e as professoras Cícera e Silvia, além do pessoal do Gondwana.

Aos colegas desde os tempos de BCMT e da turma de 2015 que percorreram comigo este longo trajeto da graduação e que tornaram o caminho um pouco mais fácil e agradável.

Aos professores do Departamento de Geologia da UFRJ e a todos os funcionários que constroem a UFRJ diariamente: da limpeza, do bandejão, da manutenção e, em especial os motoristas, que se tornaram amigos, meu muito obrigado.

E finalmente aos meus amigos do Diretório Acadêmico Joel Valença que se tornaram a minha família. Não vou citar nomes pois temo esquecer alguém, mas como nós dizemos “quem é, sabe”. Vocês estarão sempre no meu coração. Muito obrigado por tudo que aprendi com vocês e pela camaradagem.

Resumo

SILVA, Daniel Souza da. **RELAÇÃO ESTRUTURAL ENTRE O EMBASAMENTO CRISTALINO E OS ARENITOS DA FORMAÇÃO MAURITI– BORDA NE DA BACIA DO ARARIPE (CEARA, BRASIL)**. Ano. 2020, 71p. Trabalho Final de Curso (Geologia) – Departamento de Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro.

A Bacia do Araripe é a mais extensa das bacias interiores do nordeste brasileiro. Está localizada nos estados de Ceará, Pernambuco e Piauí, implantada em terrenos proterozóicos da Província Borborema. A origem da bacia está relacionada à tectônica rifte que foi responsável pela abertura do Oceano Atlântico. Os episódios de sedimentação na bacia podem ser divididos em quatro tectonossequências: Paleozóica, Pré-Rift, Rift e Pós-Rift. A Formação Mauriti, de idade Siluriana, é a unidade basal da Bacia do Araripe e constitui a sequência Paleozóica. É formada por arenitos e conglomerados associados a um ambiente fluvial entrelaçado. A Formação Mauriti possui um padrão estrutural fragmentado, constituído de blocos recortados por falhas normais e direcionais de orientação NE-SW, formadas pela reativação de estruturas do embasamento durante um episódio de distensão NW-SE durante o Cretáceo.

Palavras-chave: Província Borborema, Bacia do Araripe, Formação Mauriti

Abstract

SILVA, Daniel Souza da. **STRUCTURAL RELATIONSHIP BETWEEN THE CRYSTALLINE BASEMENT AND MAURITI FORMATION'S SANDSTONES – NE BORDER OF ARARIPE BASIN (CEARA, BRAZIL)**. Year. 2020, 71p. Trabalho Final de Curso (Geologia) – Departamento de Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro.

The Araripe Basin is the most extensive of the interior basins of northeastern Brazil. It is located in the states of Ceará, Pernambuco and Piauí, lodged in the Proterozoic terrains of the Borborema Province. The origin of the basin is related to the rift tectonics responsible for the opening of the South Atlantic Ocean. The sedimentation episodes can be divided into four tectono-sequences: Paleozoic, Pre-Rift, Rift and Post-Rift. The Mauriti Formation, of Silurian age, is the basal unit of the Araripe Basin and composes the Paleozoic sequence. The Mauriti Formation has a fragmented structural pattern, composed of blocks cut by normal and directional faults of NE-SW trend, formed by the reactivation of older basement structures during an episode of NW-SE trending distension during the Cretaceous.

Key-Words: Borborema Province, Araripe Basin, Mauriti Formation

LISTA DE FIGURAS

Figura 1 - Mapa de localização da área de estudo, mostrando o relevo gerado a partir de um Modelo Digital de Elevação.	3
Figura 2 - Acessos à área de estudo a partir do aeroporto Orlando Bezerra de Menezes – Imagem obtida no software Google Earth em 01/07/2020	4
Figura 3 - Pontos das campanhas de 2018 (em amarelo) e 2019 (em azul).....	5
Figura 4 - Domínios e subdomínios da Província Borborema: RP - Rio Preto, RdP – Riacho do Pontal, Se -Sergipano, PEAL - Pernambuco–Alagoas, RC - Rio Capibaribe, AM - Alto Moxotó, AP - Alto Pajeú, RG - Riacho Gravatá, PAB - Piancó-Alto Brígida, SP – São Pedro, MC - Medio Coreau, CC - Ceará Central, RGN - Rio Grande do Norte, Sr - Seridó. PeSZ - Lineamento Pernambuco; PaSZ - Lineamento Patos; TBSZ – Lineamento Transbrasiliano. Modificado de Caxito et al., 2020.....	7
Figura 5 - Unidades do embasamento da área de estudo: o Complexo Caicó (rosa), Grupo Cachoeirinha (laranja) e o Plúton Miguel Xavier (vermelho) (modificado de Pinéo et al., 2020).	11
Figura 6 - Área de ocorrência do Grupo Cachoeirinha (modificado de Medeiros, 2004).	13
Figura 7 - Mapa Geológico da Bacia do Araripe, com o poço 2-AP-1-CE indicado em vermelho (modificado de Assine, 1990).	14
Figura 8 - Perfil do poço 2-AP-1-CE descrito por Ponte e Ponte Filho (1992) associado à coluna estratigráfica proposta por Assine (2017) e modificada por Camacho (2017).	15
Figura 9 - Coluna estratigráfica da Bacia do Araripe baseada em Ponte e Appi (1990).20	

Figura 10 - Modelo de evolução das bacias do interior do nordeste de Matos (1992), modificado por Camacho et al. (2017). (A) Esquema geral; (B) Movimento relativo dos blocos; (C) Relíquias do preenchimento sedimentar.	22
Figura 11 - Seções geológicas da Bacia do Araripe, modificada de Ponte (1996) por Fambrini et al. (2019).....	23
Figura 12 - (A) Divisão dos domínios magnéticos da Bacia do Araripe; (B) Resultado da Deconvolução de Euler 3D com índice estrutural de 0,5; (C) Interpretações do arcabouço estrutural da Bacia do Araripe - Modificado de Camacho et al. (2017).	25
Figura 13 - Mapa da borda nordeste da Bacia do Araripe	26
Figura 14 – Rochas do Complexo Caicó. (A) Augen gnaiss; (B) Falha dextral com estrias no granito protomilonítico; (C) Granito foliado; (D) Afloramento de milonito	27
Figura 15 – Contato entre granito protomilonítico e biotita xisto	28
Figura 16 – Afloramento de xisto da Formação Santana dos Garrotes	29
Figura 17 – Afloramento da ferrovia transnordestina. Em (A) observa-se a foliação subvertical em uma intercalação com uma fácies mais grossa. Em (B) pode-se observar as rochas vulcânicas félsicas intrudindo concordantemente os xistos e exibindo uma dobra. Em (C) vemos um veio de quartzo dobrado e em (D) um paredão de ardósia exibindo uma lineação de crenulação.	30
Figura 18 – (A) Relação de contato entre o granitóide e a rocha encaixante; (B) fácies mais foliada do granitóide; (C) turmalina-pegmatito associado; (D) contato entre o granitóide e um turmalina-pegmatito	31
Figura 19 - Afloramento da Formação Mauriti localizado na ferrovia Transnordestina, no qual é possível observar sets de arenitos mergulhando para direções diferentes além de lentes de conglomerados	32

Figura 20 - Afloramento da Formação Mauriti exibindo feição de preenchimento de canal.	33
Figura 21 - Sucessão de níveis conglomeráticos sobreposta por um nível lamoso escuro. Por sua vez esse é coberto por arenitos finos a médios.	34
Figura 22 - Afloramento da Formação Mauriti na cachoeira de Missão Velha exibindo estratificações cruzadas	35
Figura 23 - Marcas onduladas em afloramento da Formação Mauriti na cachoeira de Missão Velha	35
Figura 24 - Medidas de paleocorrentes da Formação Mauriti obtidas em campo.....	36
Figura 25 - Interpretação de lineamentos topográficos da área de mapeamento em modelo digital de elevação.....	37
Figura 26 - Medidas dos azimutes dos lineamentos topográficos.	38
Figura 27 - Lineamentos topográficos sobre o mapa geológico da área. Destaca-se a correspondência de diversos desses fotolineamentos com os contatos entre as unidades do embasamento e da bacia.....	39
Figura 28 - Falha localizada na parte sul da área de mapeamento que limita as formações Mauriti e Missão Velha.....	40
Figura 29 - Lineamentos magnéticos interpretados a partir do mapa de amplitude do sinal analítico	41
Figura 30 - Medidas de azimutes dos lineamentos magnéticos	42
Figura 31 - Mapa geológico mostrando a distribuição de lineamentos magnéticos.....	43
Figura 32 - Medidas dos planos de foliação obtidas em campo.....	44
Figura 33 - Cristais de quartzo estirados em um gnaisse milonítico.	45
Figura 34 - Localização dos pontos nos quais foram obtidas medidas de lineação mineral.	46

Figura 35 – (A) Porfiroblastos de K-Feldspato em gnaiss milonítico; (B) falha de pequeno rejeito (0,7cm) de orientação 280/60 com componente dextral.	47
Figura 36 - Redes estereográficas mostrando as medidas de falhas sinistras (A) e dextrais (B) na área de estudo.....	48
Figura 37 - Falha com componente normal de orientação 340/45, com cerca de 1m de rejeito em afloramento na ferrovia Transnordestina.	50
Figura 38 - Pontos onde foram obtidas as medidas de falhas na Formação Mauriti.....	51
Figura 39 - Medidas de planos de falhas e estrias em três falhas: a vermelha com componente normal e dextral e strike NW-SE, a azul e a cinza com strike NE-SW sendo a primeira normal dextral e a segunda sinistral.....	51
Figura 40 - Estereograma mostrando as medidas de falhas obtidas na área de estudo (polos de planos de falhas normais)	52
Figura 41 - Lineamento patos (A) e o gráben Aroeira (B) mostrados no Mapa Geológico do Estado do Ceará (modificado de Pinéo et al., 2020).....	53
Figura 42 - Pontos com medidas de falhas no gráben Aroeira.....	54
Figura 43 – Cataclasito ou brecha sedimentar encontrado no contato entre as Formações Santana dos Garrotes (Neoproterozóico) e Mauriti (Siluriano).....	55
Figura 44 - Área selecionada para a elaboração do modelo 3D (em verde).	56
Figura 45 - Modelo 3D simplificado mostrando a Formação Mauriti em contato tectônico com o embasamento por falhas normais	56
Figura 46 - Localização da área de mapeamento no mapa de Domínios Magnéticos (A) e do arcabouço estrutural (B). Modificado de Camacho et al. (2017).....	57

Sumário

Agradecimentos	vi
Sumário.....	xv
1. INTRODUÇÃO	1
2. GEOLOGIA REGIONAL	6
2.1. Contexto Tectônico – A Província Borborema	6
2.2. Embasamento cristalino da área deste estudo	10
2.3. Bacia do Araripe.....	13
2.3.1. Sequência Paleozóica.....	16
2.3.2. Sequência Pré-Rifte	16
2.3.3. Sequência Rifte.....	17
2.3.4. Sequência Pós-Rifte.....	18
2.3.5. Estruturação da bacia.....	21
3. GEOLOGIA LOCAL	26
3.1. Unidades do embasamento.....	27
3.1.1. Complexo Caicó	27
3.1.2. Formação Santana dos Garrotes.....	29
3.1.3. Plúton Miguel Xavier.....	31
3.2. Formação Mauriti	32

3.3.	Análise estrutural.....	36
3.3.1.	Interpretação de lineamentos topográficos	36
3.3.2.	Análise de lineamentos magnéticos.....	40
3.3.3.	Estruturas do embasamento.....	44
3.3.4.	Estruturas da Formação Mauriti	48
3.3.5.	Integração lineamentos regionais e estruturas observadas em campo	53
3.3.6.	Modelagem 3D de falhas	55
4.	DISCUSSÃO	57
4.1.	Integração dos dados Formação Mauriti – Embasamento	57
5.	CONCLUSÕES	59
6.	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	60
7.	ANEXOS.....	68

1. INTRODUÇÃO

A Bacia do Araripe é a mais extensa das bacias interiores do nordeste, abrangendo o sul do estado do Ceará, norte de Pernambuco e leste do Piauí. Está implantada em terrenos pré-cambrianos da Zona Transversal da Província Borborema, entre os lineamentos E-W de Patos, a norte, e de Pernambuco, ao sul. A origem da bacia está associada à tectônica rifte que culmina com a quebra do Gondwana e formação do Oceano Atlântico Sul, durante o Cretáceo. Essa tectônica distensiva, em conjunto com a reativação de estruturas antigas do embasamento, gerou um complexo de hemi-grábens assimétricos separados por altos estruturais do embasamento, o que levou a individualização de duas sub-bacias: Feira Nova e Cariri, separadas pelo *horst* Dom Leme.

Segundo Assine (2007), a sedimentação na Bacia do Araripe pode ser dividida em quatro tectono-sequências limitadas por discordâncias regionais: Paleozóica, Pré-Rifte, Rifte e Pós-Rifte. A Sequência Paleozóica é constituída pela Formação Mauriti, cuja idade siluriana foi estabelecida pela correção litológica com depósitos das bacias de Tucano-Jatobá (Formação Tacaratu) e do Parnaíba (Formação Ipu) (Assine, 2007). É constituída por arenitos médios a grossos, de coloração amarela ou avermelhada, imaturos, por vezes silicificados e com níveis conglomeráticos, interpretados como fácies de sistemas fluviais (Assine, 2007).

De acordo com o trabalho de Ponte e Ponte Filho (1996), a arquitetura interna da Bacia do Araripe pode ser descrita por dois compartimentos superpostos com estilos estruturais diferentes, sendo o inferior composto por bacias tipo rifte separadas por altos estruturais e o superior o pacote tabular que forma a Chapada do Araripe (Veríssimo e Aguiar, 2005). O pacote inferior apresenta um trend estrutural E-W a NE-SW similar ao do sistema orogênico Borborema, além de estruturas NW-SE relacionadas ao processo de rifteamento do Oceano Atlântico Sul.

Neste trabalho pretende-se investigar como a estruturação do embasamento da Bacia do Araripe influenciou a deposição da Formação Mauriti e a sua posterior deformação. Além disso, discutem-se as evidências para determinar a sua idade.

1.1. Objetivo

O principal objetivo deste trabalho é comparar o arcabouço estrutural da Formação Mauriti, unidade basal da Bacia do Araripe, com as estruturas do embasamento, a fim de avaliar o papel da herança crustal na estruturação desta bacia intracontinental.

Como objetivos específicos buscou-se: (1) a confecção de um mapa geológico em escala 1:25.000 da área de estudo e (2) confecção de um modelo 3D com o software Leapfrog Geo mostrando a relação estrutural entre o embasamento cristalino e a Formação Mauriti.

1.2. Localização da área

A área de estudo localiza-se no sul do estado do Ceará, na região nordeste do Brasil, compreendendo partes dos municípios de Juazeiro do Norte, Caririaçu, Aurora, Milagres e Missão Velha (Fig. 1). Destaca-se na região a feição geomorfológica da Chapada do Araripe, marcando a divisa dos estados de Pernambuco, Ceará e Piauí.

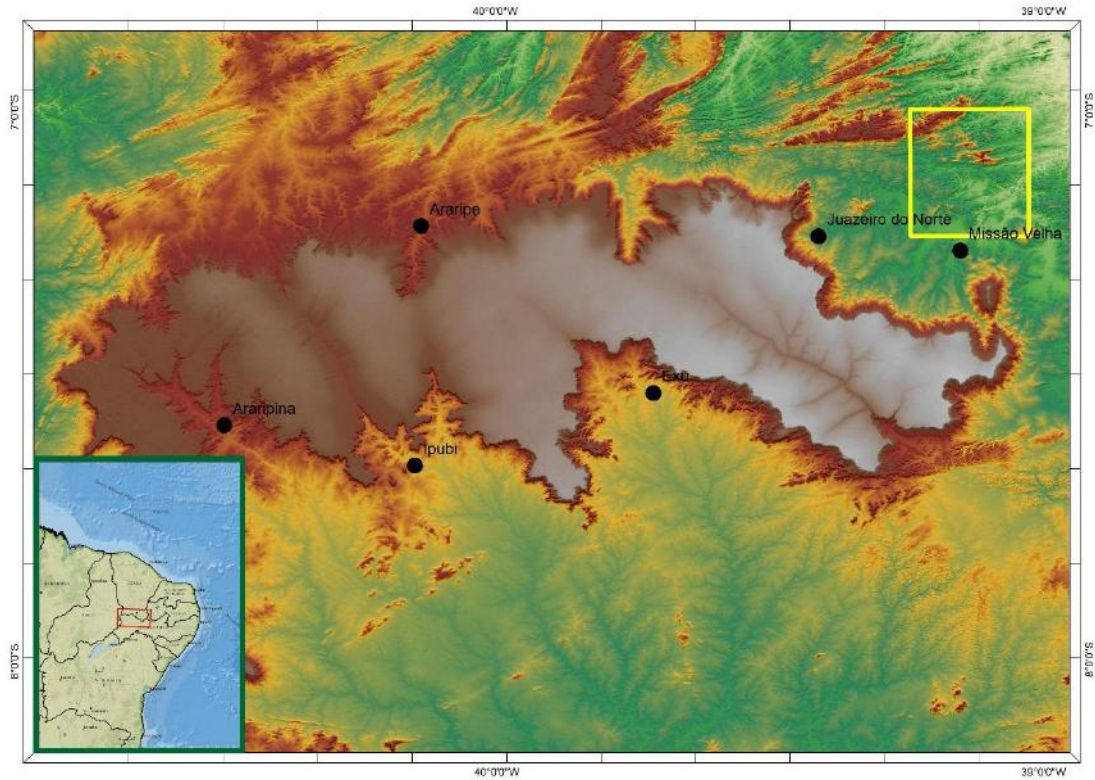


Figura 1 - Mapa de localização da área de estudo, mostrando o relevo gerado a partir de um Modelo Digital de Elevação.

Para acessar a área a partir do aeroporto Orlando Bezerra de Menezes, em Juazeiro do Norte, deve-se seguir a rodovia CE-293 em direção a Missão Velha (fig. 2a). Outra opção, para acesso ao norte da área, é seguir a Rodovia Padre Cícero sentido Caririaçu e pegar o acesso para Miguel Xavier. (Fig. 2b).

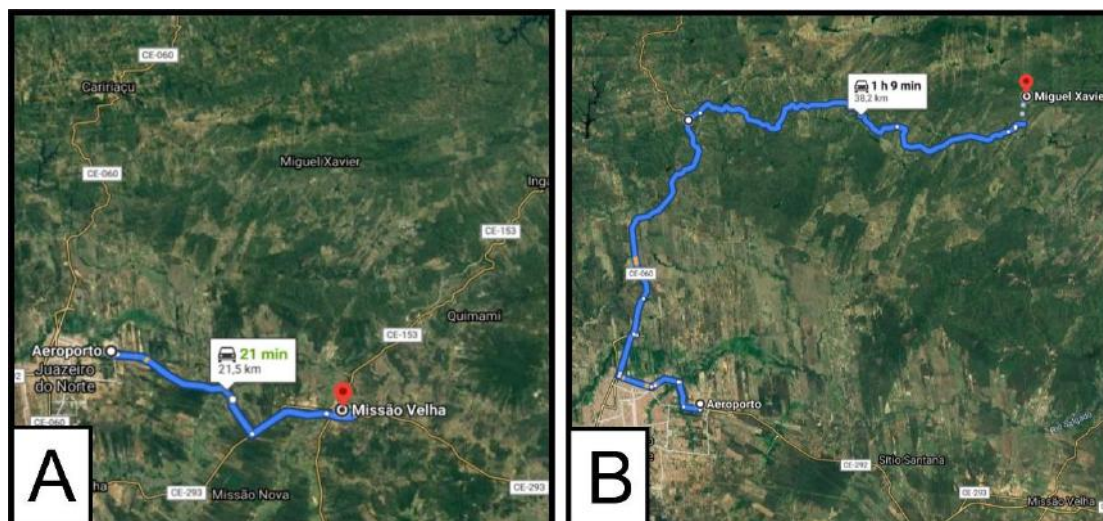


Figura 2 - Acessos à área de estudo a partir do aeroporto Orlando Bezerra de Menezes – Imagem obtida no software Google Earth em 01/07/2020

1.3. Metodologia

A metodologia consistiu na intercalação de duas etapas: atividades de escritório e atividades de campo. A etapa de campo foi realizada em duas campanhas, em maio de 2018 e fevereiro de 2019.

1.3.1. Etapa de escritório

Durante essa etapa realizou-se extensiva pesquisa bibliográfica, incluindo a compilação dos mapas geológicos da região. Utilizou-se Modelos Digitais de Elevação SRTM, com resolução de 30m, obtidos no site *EarthExplorer* (<https://earthexplorer.usgs.gov/>), e ALOS PALSAR, com resolução de 12,5m, obtida no site *Alaska Satellite Facility* (<https://search.asf.alaska.edu/#/>) para a elaboração de imagens sombreadas (*hillshade*) a partir de um Modelo Digital de Elevação (MDE's) com o software ArcMap 10.7.1, utilizadas na interpretação das estruturas maiores. Os dados aeromagnetométricos utilizados foram obtidos a partir de linhas de voo de orientação N-S e E-W espaçadas em 500, com altura de voo fixada

em 100m sobre o terreno (CPRM, 2010). Para a realização da modelagem 3D foi utilizado o software Leapfrog Geo 5.0. Durante esta etapa também realizou-se o tratamento dos dados estruturais obtidos nas atividades de campo, além da confecção de mapas, estereogramas e a seção geológica.

1.3.2. Etapa de campo

A etapa de campo consistiu de duas campanhas de dez dias, realizadas em maio de 2018 e fevereiro de 2019. A primeira consistiu de um reconhecimento geral da bacia, abrangendo toda a estratigrafia desta, e incluiu também a coleta de amostras para laminação além de dados estruturais. A segunda campanha incluiu um mapeamento geológico mais detalhado da área de interesse (Fig. 3) em escala 1:25.000 assim como a coleta de dados estruturais.

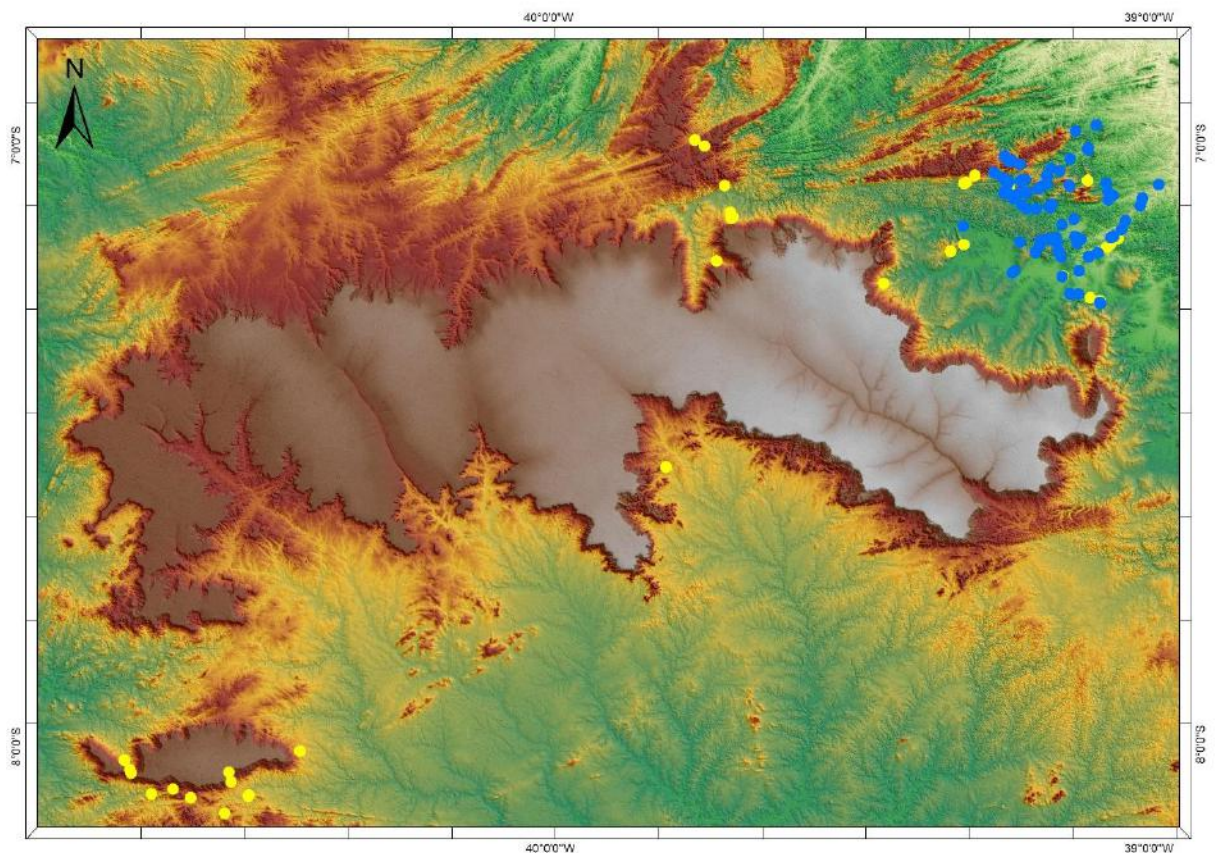


Figura 3 - Pontos das campanhas de 2018 (em amarelo) e 2019 (em azul)

2. GEOLOGIA REGIONAL

2.1. Contexto Tectônico – A Província Borborema

A Província Borborema foi pela primeira vez reconhecida como uma entidade tectônica, como produto final dos eventos tectônicos do Brasileiro e Pan – Africano (700 a 450 Ma) por Almeida et al. (1977, 1981). Ela é limitada a sul pelo Cráton São Francisco, a oeste pela bacia do Parnaíba e ao norte e a leste por bacias da margem equatorial brasileira (Fig.4). Os eventos do Neoproterozóico deixaram uma profunda marca na estruturação da província, formando uma complexa rede de zonas de cisalhamento direcionais com dezenas de quilômetros de espessura e até centenas de quilômetros de extensão (Almeida et al., 2015).

Pode-se subdividir a Província Borborema em três sub-províncias: Setentrional, Central (muitas vezes referido como Domínio da Zona Transversal ou apenas Zona Transversal) e Meridional. A sub-província Setentrional ocorre principalmente nos estados do Rio Grande do Norte e Ceará, ao norte do lineamento Patos, sendo constituída principalmente por embasamento paleoproterozóico com núcleos arqueanos. A Zona Transversal localiza-se entre os lineamentos Patos e Pernambuco, ocorrendo principalmente nos estados de Paraíba e Pernambuco (Fig.4). É caracterizada principalmente por falhas transcorrentes com trends NE-SW e E-W. A sub-província Meridional localiza-se entre o lineamento Pernambuco e o cráton São Francisco (Fig.4). É representada pelas faixas Sergipana e Riacho do Pontal e pelo Maciço Pernambuco-Alagoas (PEAL - Fig. 4 - Van Schmus et al., 2011).

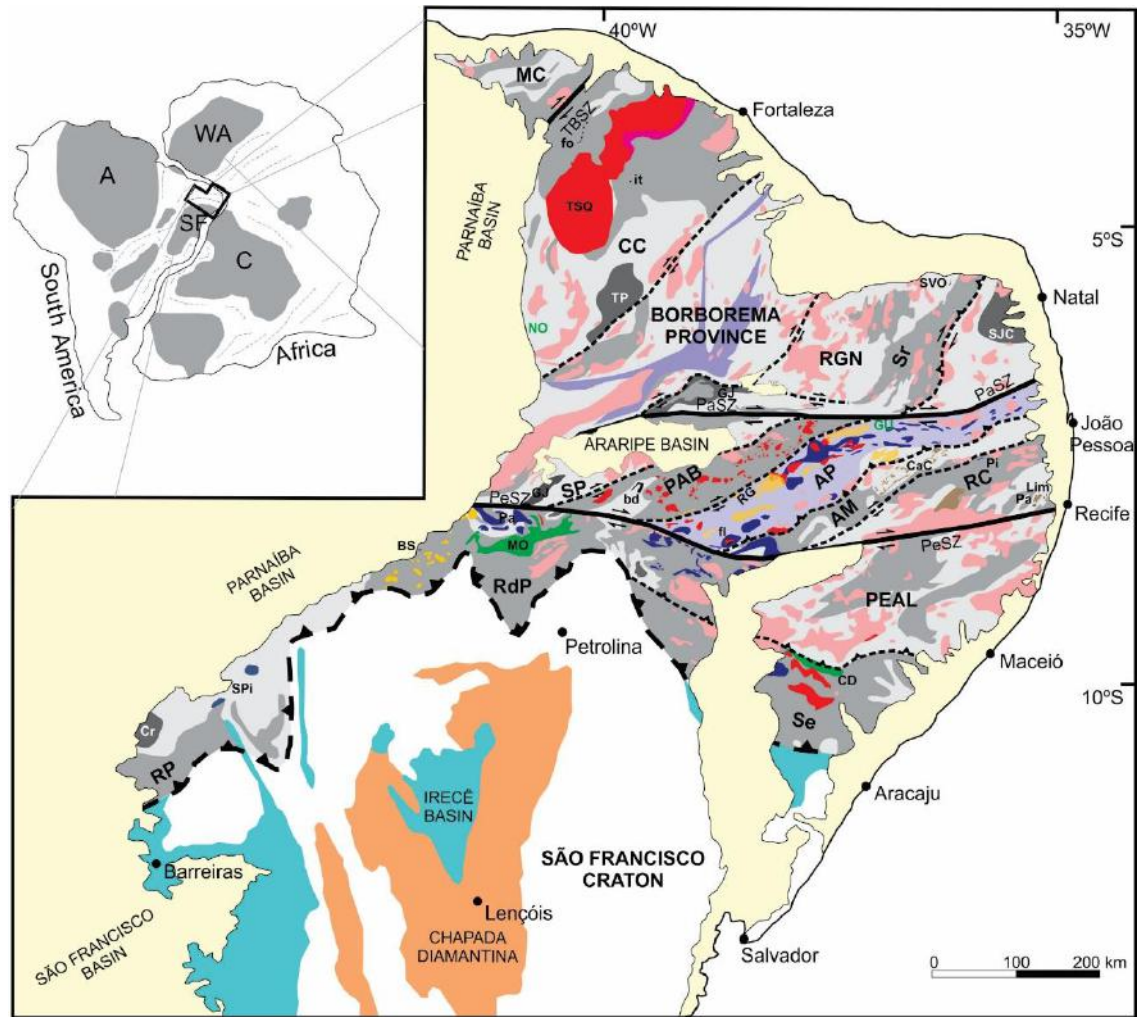


Figura 4 - Domínios e subdomínios da Província Borborema: RP - Rio Preto, RdP – Riacho do Pontal, Se -Sergipano, PEAL - Pernambuco–Alagoas, RC - Rio Capibaribe, AM - Alto Moxotó, AP - Alto Pajeú, RG - Riacho Gravatá, PAB - Piancó-Alto Brígida, SP – São Pedro, MC - Medio Coreaú, CC - Ceará Central, RGN - Rio Grande do Norte, Sr - Seridó. PeSZ - Lineamento Pernambuco; PaSZ - Lineamento Patos; TBSZ – Lineamento Transbrasiliiano. Modificado de Caxito et al., 2020.

Alguns modelos foram propostos para explicar a estruturação da Província Borborema durante o Pré-Cambriano. O modelo acrescionário (Brito Neves e Cordani, 1991; Cordani et al., 2003; Jardim de Sá, 1999) defende que a formação da província se dá a partir da aglutinação de diversos fragmentos continentais, que estariam dispersos entre os crátons São Francisco – Congo e Amazônico – Oeste Africano, e foram amalgamados durante a formação de Gondwana Ocidental. As zonas de cisalhamento representariam então as linhas de sutura do fechamento de paleo-oceanos que separavam estas micro-placas, marcando os limites entre terrenos tectonicamente independentes. Alternativamente, outro modelo propõe que a Província Borborema tenha se formado a partir de um grande bloco cratônico único que se manteve consolidado desde ~2.0 Ga, constituído de embasamento Arqueano e Paleoproterozóico coberto por sedimentos Neoproterozóicos deformados durante a orogenia Brasileira (Neves, 2003; Neves et al., 2006). Neste modelo as zonas de cisalhamento não seriam estruturas de escala litosférica, mas estruturas supracrustais deformadas durante os eventos tectônicos brasileiros. O trabalho de Dias et al. (2014), utilizando tomografia de ruído ambiental, sugere que, de fato, as zonas de cisalhamento da Província Borborema podem ser estruturas relativamente rasas.

O modelo proposto por Araujo et al. (2014) afirma que a evolução da Província Borborema durante o Neoproterozóico (620 – 570 Ma) é resultado da interferência entre duas colisões, gerando um escape lateral para NE. De fato, a extrusão tectônica ocorre em diversos ambientes colisionais ativos (e.g. Sengör et al., 1985) e já havia sido sugerida para a Província Borborema (Brito Neves et al., 2000; Alkmin et al., 2001; Bueno et al., 2009). Portanto, ao final do Neoproterozóico, a Província Borborema constituía um bloco coerente de crosta continental estável de idade pré-Neoproterozóica, com pequenas bacias intracontinentais em sua porção central (Neves, 2003).

O evento referido como **colisão I (620 – 600 Ma)** refere-se à colisão da Província Borborema com o bloco Parnaíba, considerado como a parte frontal do Cráton Amazônico –

Oeste Africano (Figura 4). Registros dessa colisão podem ser encontrados principalmente na sub-província Norte, onde uma foliação de baixo ângulo associada a empurrões se desenvolveu na época da colisão (Neves et al., 2012). O Domínio Ceará Central desta sub-província é considerado parte de um grande cinturão colisional, o Orógeno Gondwana Ocidental, que se estende desde o Hoggar, na África, até o Brasil Central, formando um grande orógeno de escala himalaiana (Caby, 1989; Trompette, 1994; Cordani et al., 2013a), que foi posteriormente reativado por zonas de cisalhamento dextrais (Caby, 1989). Assembléias sedimentares e magmáticas pré-colisionais (950 – 630 Ma) interpretadas como remanescentes de arcos intraoceânicos ou cratônicos, são relacionadas à subducção do Oceano Goiás-Farussiano, consumido antes da colisão (Cordani et al., 2013b).

A **colisão II (590 – 570 Ma)** se refere aos eventos que formaram o Orógeno Sergipano, na sub-província Sul. Este orógeno consiste do retrabalhamento das rochas supracrustais que formavam a Bacia Sergipana após o fechamento do Oceano Sergipano, que separava o Cráton São Francisco e o Maciço Pernambuco – Alagoas (PEAL) (Oliveira et al., 2010). Três distintos eventos de deformação foram reconhecidos no Orógeno Sergipano, sendo que durante D2 ocorre o pico do metamorfismo, que é resultado da colisão entre o Cráton São Francisco e o Maciço Pernambuco – Alagoas. O pico desta colisão e a produção de magma granítico associada ocorrem entre 590 – 570 Ma (Bueno et al., 2009; Oliveira et al., 2010), logo após o pico de temperatura da colisão I.

A interação entre as duas colisões levou à extrusão da Província Borborema entre 590 e 580 Ma ao longo de uma rede de zonas de cisalhamento direcionais (Araujo et al., 2014). As estruturas desenvolvidas durante a interação entre as duas orogenias mudam sistematicamente de SE para NW ao longo da Província. Estruturas regionais de idade entre 590 – 570 Ma indicam uma rotação em sentido anti-horário em larga escala no eixo de encurtamento máximo de N-S, a sudeste, para E-W no nordeste da Província (Araujo et al., 2014). Esses eixos de

rotação refletem o impacto relativo de cada colisão: a deformação dominante da colisão I, a noroeste, impondo escape para NNE e NE, e a colisão II, a sudeste, causando empurrões com vergência para sul. A deformação na região inter-colisional da subprovíncia Central reflete a interação entre as duas colisões, levando ao seu sistema transcorrente conjugado (Araujo et al., 2014). Esse sistema de zonas de cisalhamento de grande escala pode ser correlacionado com os grandes lineamentos na Província Benino-Nigeriana e as zonas de cisalhamento de trend E-W em Camarões (Caby, 1989; Trompette, 1994; Van Schmus et al., 2008).

2.2. Embasamento cristalino da área deste estudo

O embasamento da bacia do Araripe encontra-se no domínio estrutural da Zona Transversal da Província Borborema, limitada por dois grandes lineamentos de escala crustal com orientação E-W do Neoproterozoico de escala crustal: as zonas de cisalhamento Patos e Pernambuco. A primeira aflora na parte noroeste da área deste mapeamento. Estas duas zonas de cisalhamento são subparalelas e conectadas através de vários lineamentos sigmoidais de orientação NE-SW, subdividindo a zona transversal em domínios (Ebert 1964, Almeida et al. 1976, Brito Neves 1983, Santos and Brito Neves 1984, Vauchez et al. 1995, Caxito et al., 2020). Uma cinemática dúctil dextral predomina em ambas as zonas de cisalhamento Patos e Pernambuco, enquanto algumas das zonas de orientação NE-SW podem exibir um movimento sinistral associado (Caxito et al., 2020).

As rochas do embasamento da região de estudo, localizadas no terreno Piancó-Alto Brígida da Zona Transversal, abrangem três unidades: o complexo ortognáissico Caicó, de idade paleoproterozóica, as rochas metasedimentares do Grupo Cachoeirinha e um granitóide sintectônico, aqui chamado de Plúton Miguel Xavier, ambos de idade neoproterozóica (Fig. 5).

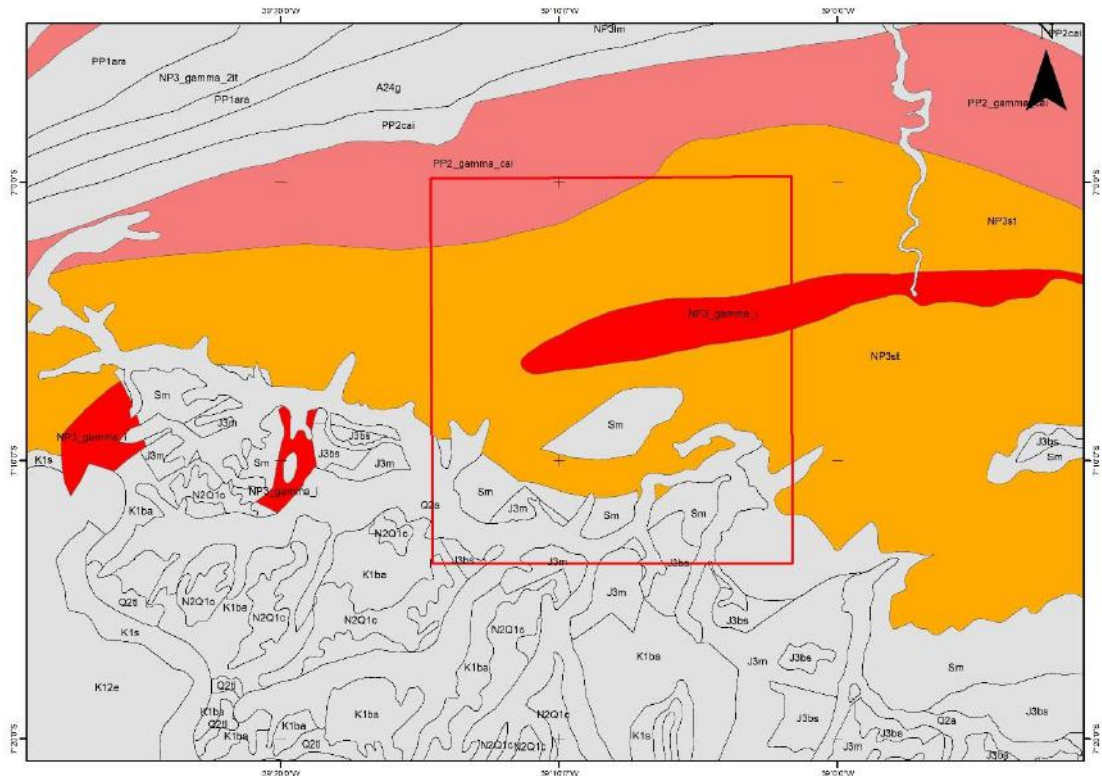


Figura 5 - Unidades do embasamento da área de estudo: o Complexo Caicó (rosa), Grupo Cachoeirinha (laranja) e o Plúton Miguel Xavier (vermelho) (modificado de Pinéo et al., 2020).

O Complexo Caicó é uma unidade predominantemente composta por rochas ortoderivadas, com composição variando entre granítica e tonalítica, além de biotita gnaisses bandados. Exibe texturas que variam desde rochas faneríticas finamente granuladas a rochas porfiríticas com fenocristais de microclina de até 3cm, onde são descritos como augen gnaisses (Martins de Sá et al., 2014). Segundo os autores, observa-se a ocorrência de anfibolitos na forma de corpos lenticulares, alongados, por vezes boudinados e concordantes a sub-concordantes em relação ao bandamento gnáissico. Consistem principalmente de hornblenda e plagioclásico e incluem veios de quartzo e feldspato dobrados em estruturas apertadas e intrafoliais. Geoquimicamente, os ortognaisses do complexo Caicó possuem afinidade calcio-alcalina, sugerindo um ambiente de arco magmático em um contexto orogênico (Souza et al., 2007). Análises U-Pb em zircão indicam uma idade de 2.2 Ga para o complexo (Martins de Sá et al.,

2014). Uma intensa migmatização é observada no complexo Caicó, sendo considerada por alguns autores como fruto de um evento metamórfico de alto grau no Paleoproterozóico (Souza et al., 2007).

O Grupo Cachoeirinha, redefinido por Medeiros e Jardim de Sá (2009), compreende um conjunto de rochas criogenianas a ediacaranas localizadas no setor N-NW do Domínio da Zona Transversal da Província Borborema (Fig. 6). É constituído por duas unidades: a Formação Santana dos Garrotes, unidade inferior da sequência, predominantemente pelítica e com intercalações de rochas vulcânicas félsicas de volume restrito. Esta apresenta contato gradacional com a Formação Serra do Olho d'Água, constituída por metaconglomerados, metarenitos e metapelitos arenosos, que não afloram na área mapeada. A Formação Santana dos Garrotes é constituída de metapelitos (filitos, sericita xistos e mica xistos), metassiltitos, metaritmicos e, menos comumente, níveis de ardósia e formações ferríferas, que teriam se depositado em um ambiente de águas profundas, com domínio de fácies turbidíticas. Cerca de 4% do volume aflorante da unidade é formado por metavulcânicas félsicas a intermediárias (menos comuns), na forma de soleiras ou derrames (Medeiros e Jardim de Sá, 2009). Dados litogeoquímicos (Kozuch, 2003 e Medeiros, 2004) indicam assinaturas subalcalinas/cálcio-alcalinas peraluminosas. A unidade encontra-se metamorfizada em fácies xisto verde baixo a intermediária, podendo apresentar fácies mais elevada localmente devido a metamorfismo de contato provocado por intrusões de granitóides brasileiros. Duas fases de deformação dúctil, ambas relacionadas ao evento Brasileiro, afetam as rochas do Grupo Cachoeirinha (Medeiros e Jarim de Spa, 2009). A primeira (D₁) é associada a uma tectônica contracional, com dobras recumbentes e empurrões com vergência para NW, e a segunda (D₂) é relacionada a cisalhamentos oblíquos dextrais em regime transpressional (Medeiros e Jardim de Sá, 2009).

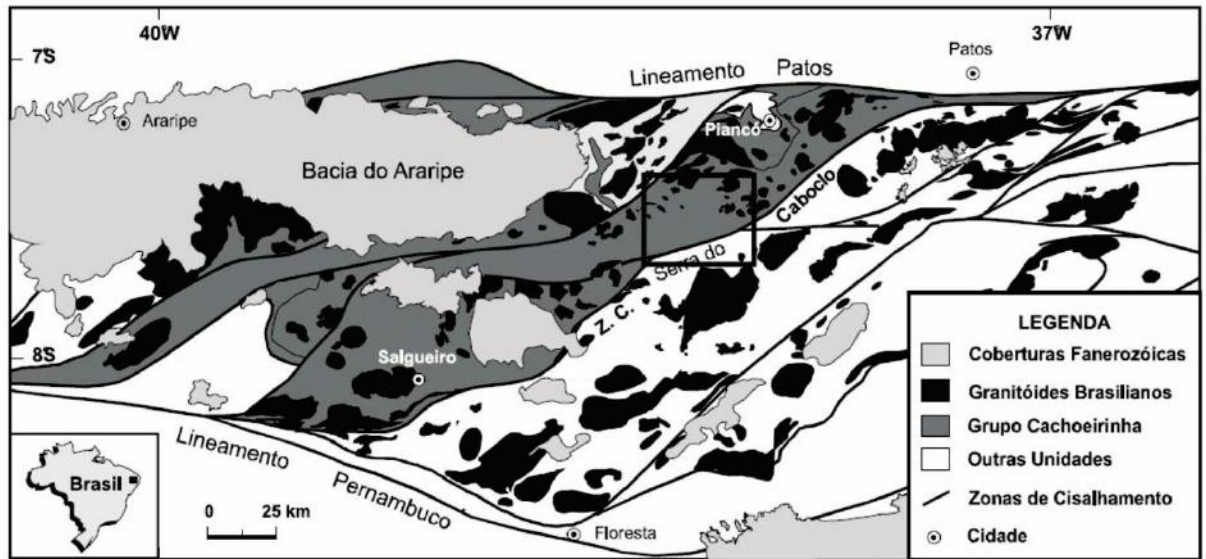


Figura 6 - Área de ocorrência do Grupo Cachoeirinha (modificado de Medeiros, 2004).

O corpo granitóide situado nos arredores da cidade de Miguel Xavier (CE) representa o que Gomes (2000) definiu como granitóides cedo a sin-tectônicos. Segundo o autor, consistem de corpos alongados que se dispõem paralelamente aos trends estruturais regionais. Tendem a ser fortemente foliados nas bordas e isotrópicos na parte central, geralmente com mais de uma geração de magma. São constituídos por hornblenda-biotita granodioritos e hornblenda-biotita granitos porfiríticos. Dados geocronológicos (Gomes et al., 1981) atribuem uma idade por volta de 650 Ma.

2.3. Bacia do Araripe

A Bacia do Araripe (Fig. 7), localizada nos estados do Ceará, Pernambuco e Piauí, é a maior dentre as bacias interiores do Nordeste, com uma área de cerca de 9.000 km² (Assine, 1992). Os primeiros estudos sobre a Bacia do Araripe datam do início do século XX, com o trabalho de Small (1913), que subdividiu o registro sedimentar da bacia em quatro unidades: Conglomerado basal, arenito inferior, calcário Santana e arenito superior. Na década de 1960,

Beurlen (1962, 1963) redefiniu as unidades propostas por Small, renomeando as unidades como formações Cariri, Missão Velha, Santana e Exu; assim como estimando uma espessura sedimentar de cerca de 850 m.

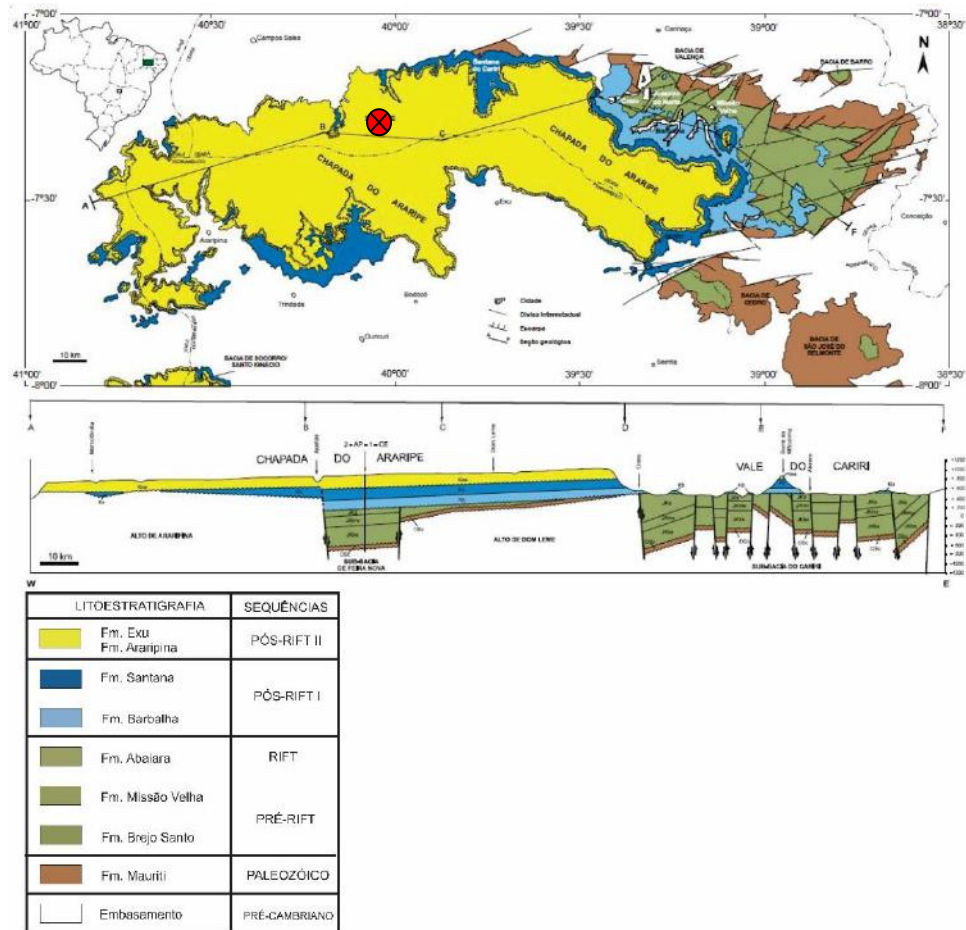


Figura 7 - Mapa Geológico da Bacia do Araripe, com o poço 2-AP-1-CE indicado em vermelho (modificado de Assine, 1990).

Com o crescente interesse no potencial petrolífero da bacia, diversos trabalhos foram feitos na década de 1980, incluindo a série de levantamentos magnetométricos e gravimétricos realizados por Oliveira (1983), Rand (1983) e Rand e Manso (1984). Este último propôs uma compartimentação em duas sub-bacias: Feitoria, a Oeste e Cariri, a leste, com base na identificação de anomalias Bouguer na área de estudos e estimou a espessura do pacote sedimentar em 2.400m. A perfuração do poço 2-AP-1-CE permitiu a estimativa de 1.700 m de

espessura sedimentar (Fig. 7). Trabalhos como o de Ponte e Appi (1990), Assine (1990, 1992) e Ponte e Ponte Filho (1996) ajudaram estabelecer a concepção moderna da Bacia do Araripe. A partir dos dados de perfilagem geofísica (Fig. 8) e de descrição de poços, Assine (2007) e Assine et al., 2014) consolidaram a estratigrafia da bacia, estabelecendo quatro sequências deposicionais: Paleozóica, Pré-Rifte, Rifte e Pós Rifte.

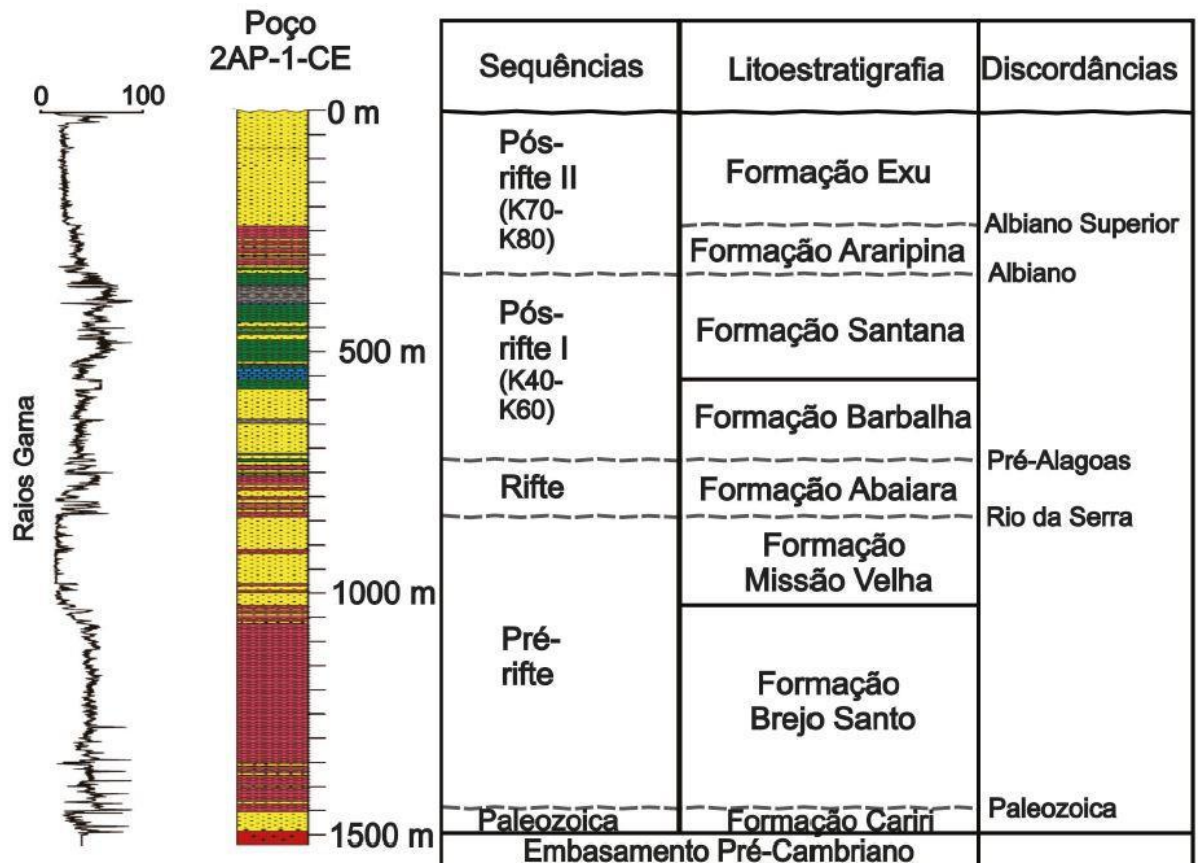


Figura 8 - Perfil do poço 2-AP-1-CE descrito por Ponte e Ponte Filho (1992) associado à coluna estratigráfica proposta por Assine (2007) e modificada por Camacho (2017).

2.3.1. Sequência Paleozóica

A Sequência Paleozóica é representada por uma única unidade, a Formação Cariri (Beurlen, 1962) ou Formação Mauriti, segundo alguns autores como Gasparly e Anjos (1964) e Ponte e Appi (1990). Essa unidade aflora exclusivamente na porção leste da bacia, tendo sido detectada apenas em subsuperfície na porção oeste, alcançando uma espessura máxima de uma centena de metros.

A Formação Mauriti é constituída por arenitos imaturos, de granulação média a muito grossa, com grãos angulares a sub-angulares, interpretados como fácies de um sistema fluvial entrelaçado, sendo comum a ocorrência de níveis de ortoconglomerados, principalmente na base, que incluem clastos do embasamento e feldspatos róseos bem preservados (Assine, 2007). Segundo o autor, para o topo da unidade os arenitos encontram-se intercalados a níveis siltíticos de tons claros a arroxeados. As estruturas sedimentares são estratificações cruzadas tabulares e acanaladas (Silvestre et al., 2017) e com paleodrenagem para o quadrante NW, não apresentando similaridade com os padrões das sequências pré-rifte e rifte (Assine, 2007).

Devido a ausência de fósseis, sua idade é estabelecida por correlação litológica com a Formação Tacaratu (Bacia de Tucano-Jatobá) e Formação Ipu (Bacia do Parnaíba), sendo posicionada entre o Ordoviciano superior e o Devoniano inferior (Assine, 2007). Assim, a Formação Mauriti seria o remanescente de uma cobertura sedimentar que abrangia todas essas bacias durante o Siluriano (Ghignone, 1972), numa bacia do tipo sinéclise (Fig. 9).

2.3.2. Sequência Pré-Rifte

Esta sequência é depositada num contexto de subsidência mecânica da bacia, causada por um estiramento litosférico (Assine, 2007), formando uma imensa área topograficamente

deprimida que se estendia até o sul da Bahia (Garcia e Wilbert, 1995). É composta pelas formações Brejo Santo e Missão Velha, e se estende do Neojurássico ao Cretáceo Inferior, correspondente ao Andar Dom João (Figs. 7 e 9).

A Formação Brejo Santo é constituída por arenitos muito finos, siltitos e argilitos avermelhados, com intercalações de margas esverdeadas (Carvalho e Melo, 2012), nos quais ocorrem ostracodes típicos do Andar Dom João (Jurássico Superior). A presença de formas exclusivamente não-marinhas indica sedimentação lacustre em ambientes propícios a formação de *red beds* (Assine, 2007).

A Formação Missão Velha, que sobrepõe concordantemente a Formação Brejo Santo (Fig. 9), é constituída por arenitos quartzosos, por vezes feldspáticos e/ou caoliníticos e localmente conglomeráticos, que apresentam estratificações cruzadas planares e/ou acanaladas e podem ocorrer níveis decimétricos de siltitos arroxeados (Assine, 2007). Sua característica mais marcante é a presença de troncos silicificados de coníferas *Dadoxylon benderi*. A associação faciológica indica um ambiente de planícies fluviais e sistemas entrelaçados, com canais rasos e de alta energia (Assine, 2007).

A não constatação de fácies marginais e a ausência de um padrão definido de variação geográfica das fácies indicam, segundo Assine (2007), que os atuais limites desta sequência são dados por falhas geradas em eventos tectônicos posteriores a sua deposição numa bacia mais extensa que os atuais remanescentes.

2.3.3. Sequência Rifte

A sequência Rifte, de idade neocomiana, representa o início da fase Rifte na Bacia do Araripe (Figs. 7 e 9). Segundo Assine (2007), apenas a Formação Abaiara constitui a sequência rifte, enquanto Fambrini et al. (2019) consideram também a porção superior da Formação

Missão Velha como parte do que ele chama sequência Clímax de Rifte. Esses autores argumentam que a Formação Missão Velha apresenta uma desconformidade intraformacional, onde a parte inferior é composta por arenitos finos estratificados sobrepostos diretamente, por contato erosivo, por conglomerados com seixos areníticos, com estratificação cruzada acanalada e tabular (Fambrini et al., 2011a, 2011b, 2007).

A Formação Abaiara é constituída na base por folhelhos sílticos avermelhados e arroxeados, laminados e siltitos bem laminados, com intercalações de camadas decimétricas de arenitos finos lenticulares, com estratificações cruzadas tabulares e lâminas de calcários argilosos (Fambrini et al., 2011b). A parte superior é marcada por folhelhos sílticos esverdeados com lentes de conglomerados e arenitos quartzosos, culminando em arenitos médios a finos apresentando estruturas convolutas, indicando deformação penecontemporânea (Fambrini et al., 2011b).

A associação faciológica indica sedimentação num cenário onde lagos rasos são paulatinamente, com freqüente recorrência ambiental, substituídos por planícies fluviais de canais entrelaçados, com um paleofluxo constante para SSW (Assine, 2007).

2.3.4. Sequência Pós-Rifte

Esta sequência, de idade eoaptiana-eoalbiana registra o advento do estágio pós rifte na Bacia do Araripe, resultado de subsidência flexural térmica (Assine, 2007). A base desta sequência é marcada por um importante marco estratigráfico da bacia, a discordância pré-Alagoas (Figs. 7 e 9). Essa descontinuidade regional pode ser reconhecida em todas as bacias da margem leste brasileira e na Bacia do Araripe é representada por uma lacuna no registro estratigráfico que vai desde o andar Aratu ao Alagoas inferior (Fig. 9). Na parte oeste da bacia,

onde as unidades mais antigas estão ausentes, ocorre diretamente sobre o embasamento (Assine, 2007).

Pode ser subdividida em Pós-Rifte I, constituída pelas formações Barbalha e Santana, e Pós-Rifte II, representada pelas formações Araripina (ou Arajara) e Exu. A Formação Barbalha é constituída por arenitos finos a médios e bastante friáveis, com intercalações de folhelhos de coloração avermelhada e níveis conglomeráticos (Assine, 2007). Dentro desta formação ocorre outro marco estratigráfico importante da bacia, as Camadas Batateira (Formação Rio da Batateira para alguns autores), que constituem um nível de folhelhos betuminosos com lâminas carbonáticas algálicas, no qual se inclui uma camada decimétrica de calcário com aspecto brechóide (Assine, 2007).

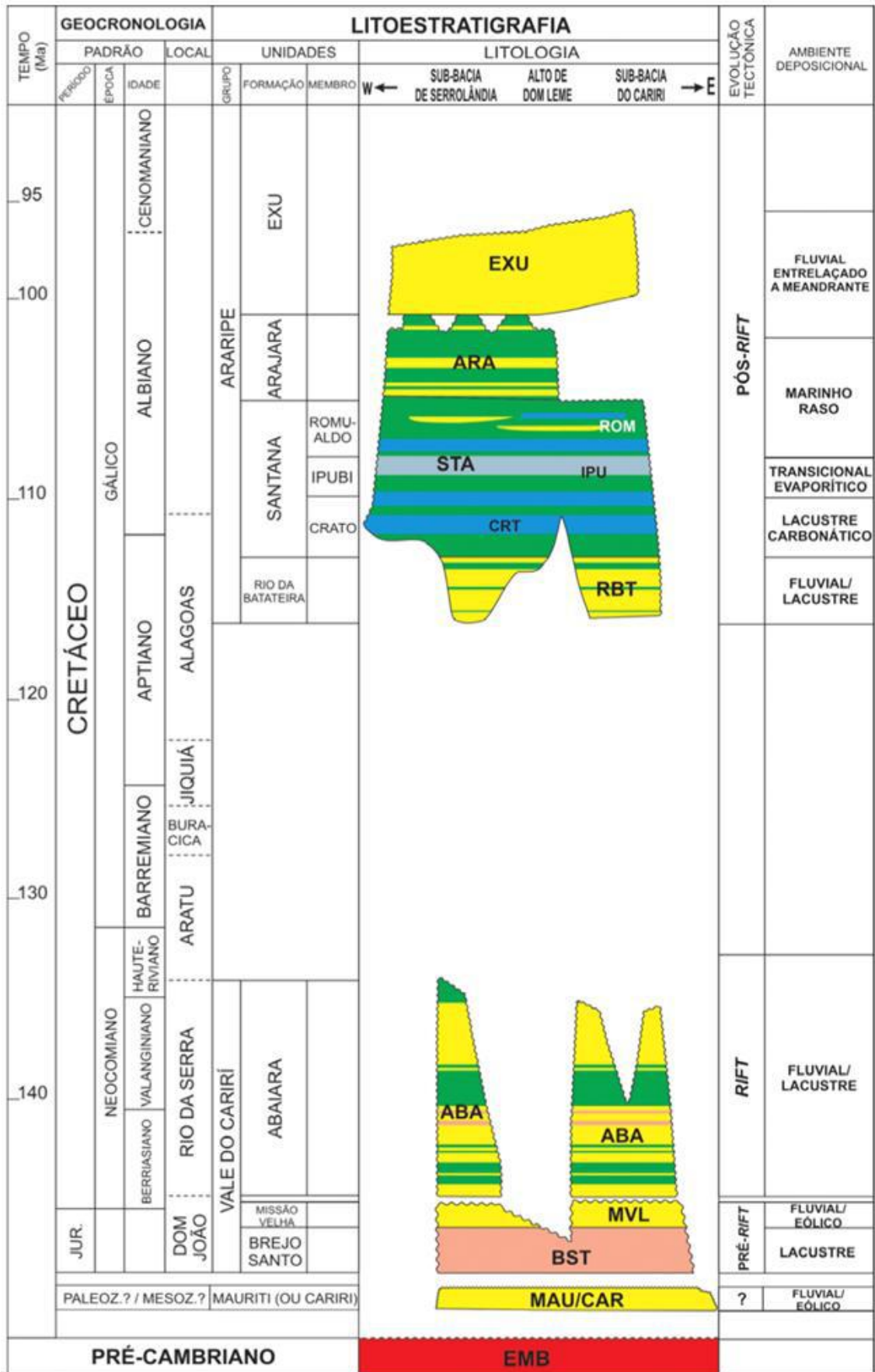


Figura 9 - Coluna estratigráfica da Bacia do Araripe baseada em Ponte e Appi (1990).

A Formação Santana é composta essencialmente por calcários laminados, siltitos e argilitos (Membro Crato); gipsita e anidrita (Membro Ipubi) e calcários, margas, siltitos e argilitos com concreções carbonáticas (Membro Romualdo; Carvalho e Melo, 2012). O registro fossilífero da Formação Santana é abundante e muito diversificado (Mabesoone e Tinoco, 1973), abrangendo peixes, insetos, crustáceos, quelônios, pterossauros, entre outros (Assine, 2007), além de uma paleoflora variada dominada por coníferas e incluindo algumas angiospermas (Lima et al., 2012).

A Formação Araripina, anteriormente designada como membro inferior da Formação Exu, é caracterizada por ritmitos de arenitos finos e lamitos de coloração avermelhadas, arroxeadas e amareladas, em que há corpos lenticulares de arenitos médios a grossos intercalados, com presença de estruturas de sobrecarga, como pseudo-nódulos e almofadas e dobras convolutas, indicando uma tectônica sin-deposicional atuando durante o Albiano (Assine, 2007).

Os arenitos fluviais da Formação Exu representam o ciclo final de sedimentação da Bacia do Araripe. Eles ocorrem sobrepostos em discordância erosiva (com pequena angularidade local), com os depósitos da Formação Araripina. Sua idade é estimada por correlação com as formações Açu (Bacia Potiguar) e Itapecuru (Bacia do Parnaíba), sendo posicionada no intervalo do Albiano ao Cenomaniano. É constituída por níveis delgados de conglomerados e arenitos conglomeráticos na base superpostos por arenitos grossos com estratificação cruzada planar e acanalada (Assine, 2007).

2.3.5. Estruturação da bacia

Segundo Silva (1983), a forma, o tamanho, a geometria e o estilo de formação da Bacia do Araripe são similares a modelos preditivos de bacias do tipo *pull apart*. Para Matos (1992)

a geometria das bacias eo-cretácicas intracontinentais brasileiras (Fig. 10) é controlada por zonas de cisalhamento proterozóicas de direção NE-SW, em especial a Zona de Cisalhamento Patos (ZCPa), composta por uma série de falhas e que apresenta uma geometria sigmoidal. Durante o Cretáceo (andares Rio da Serra e Aratu), uma distensão na direção NW-SE reativou um pequeno segmento da ZCPa transformando falhas transpressionais em falhas normais e dando origem as bacias interiores do Nordeste. Todas essas bacias apresentam uma geometria do tipo meio-gráben, mergulhando para SW, localmente com falhas de transferência NW-SE.

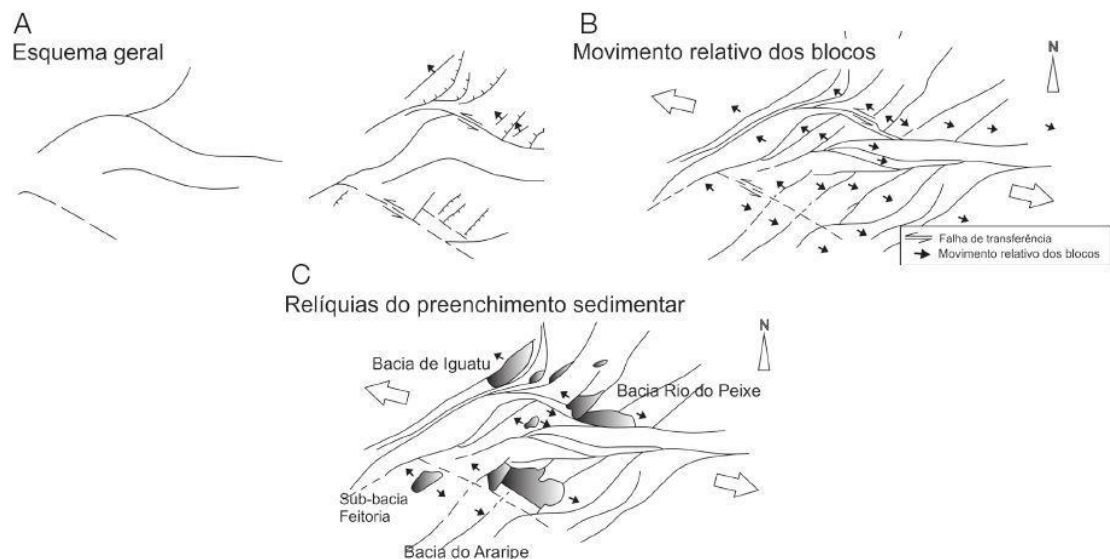


Figura 10 - Modelo de evolução das bacias do interior do nordeste de Matos (1992), modificado por Camacho et al. (2017). (A) Esquema geral; (B) Movimento relativo dos blocos; (C) Relíquias do preenchimento sedimentar.

Os dados gravimétricos e magnetométricos obtidos por Rand e Manso (1984) permitiram a divisão da Bacia do Araripe em duas sub-bacias, constituídas por grábens deposicionais e limitadas por falhas sin-rifte e sucessões pós-rifte subjacentes (Fambrini et al., 2019), como mostram as seções com base em linhas sísmicas feitas por Ponte e Ponte Filho (1996; Fig. 11). A arquitetura interna da bacia pode ser então descrita por dois compartimentos superpostos de

estilos estruturais distintos (Ponte e Ponte Filho, 1996), sendo o inferior formado por bacias do tipo rifte, divididas internamente por blocos estruturais (grábens e horsts) e o superior constituído por uma cobertura tabular, que forma a Chapada do Araripe (Veríssimo e Aguiar, 2005).

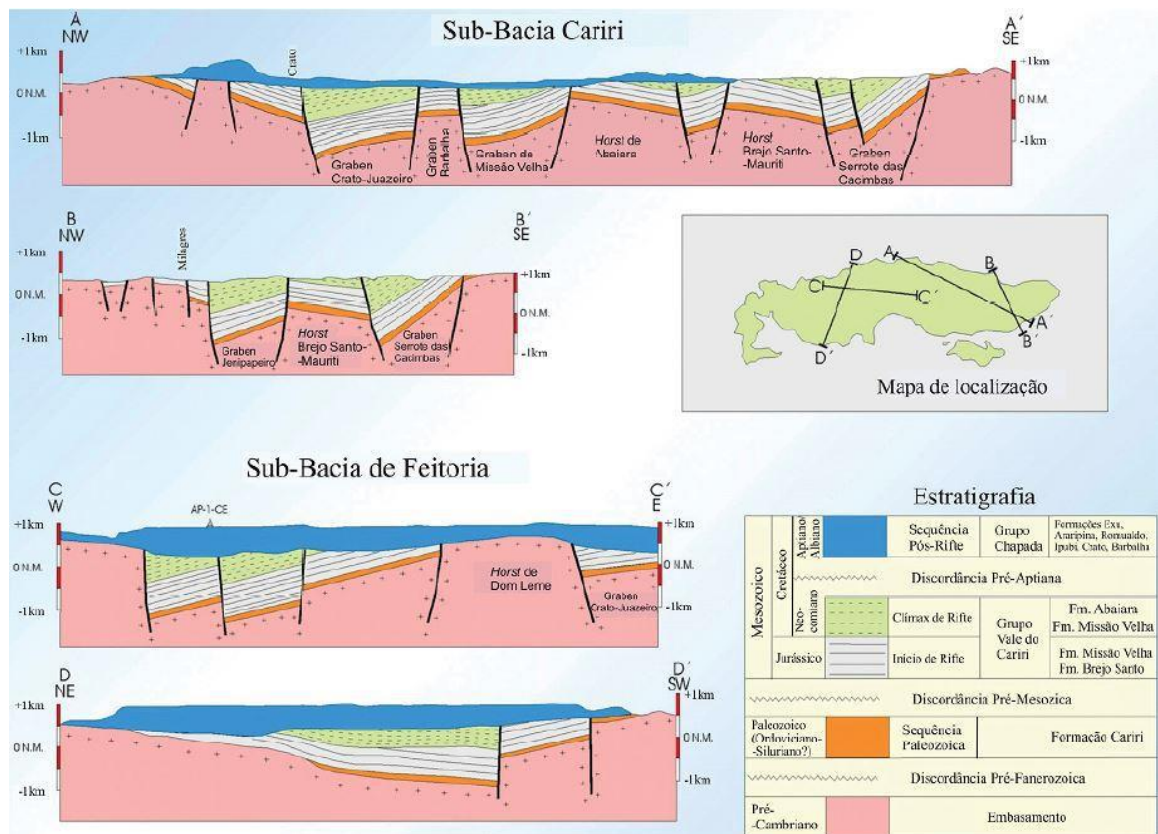


Figura 11 - Seções geológicas da Bacia do Araripe, modificada de Ponte e Ponte Filho (1996) por Fambrini et al. (2019).

Assine (2007) observa que, devido a ausência de seções pertencentes aos andares Buracica e Jiquiá, assim como de fácies de conglomerados de leques aluviais nos blocos baixos das falhas no gráben Crato-Juazeiro, a estruturação rúptil da bacia em horsts e grábens teria sido em grande parte moldada por eventos de uma tectônica modificadora, causados por um segundo pulso da fase rifte. Esses eventos não teriam gerado uma quantidade significativa de

espaço de acomodação, mas teriam basculado as unidades mais antigas preservadas nas sub-bacias.

Camacho et al. (2017) apresentam uma interpretação atualizada da estruturação da Bacia do Araripe a partir da análise de dados aerogeofísicos e magnetométricos da CPRM. Os autores dividem a bacia em domínios magnéticos (Fig. 9A) em função da variação do campo magnético anômalo observada, principalmente no campo magnético anômalo e derivadas de primeira ordem. Utilizando o método da Deconvolução de Euler 3D foi possível também estimar a profundidade do topo das principais fontes magnéticas da região (Fig 9B), utilizando como parâmetro um índice estrutural de 0,5, mais adequado para estruturas lineares. A partir desses dados foi possível interpretar o arcabouço estrutural da Bacia do Araripe (Fig. 9C) com base nos principais lineamentos magnéticos.

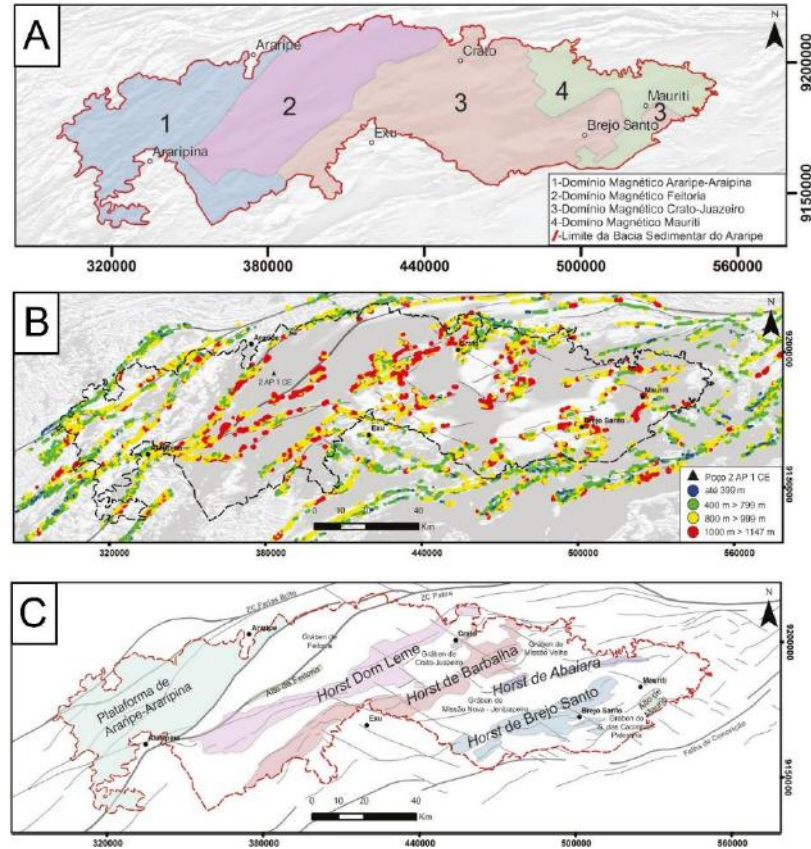


Figura 12 - (A) Divisão dos domínios magnéticos da Bacia do Araripe; (B) Resultado da Deconvolução de Euler 3D com índice estrutural de 0,5; (C) Interpretações do arcabouço estrutural da Bacia do Araripe - Modificado de Camacho et al. (2017).

3. GEOLOGIA LOCAL DA ÁREA DE MAPEAMENTO

A área de estudo é constituída por seis unidades (Fig.13): O Complexo ortognáissico Caicó, de idade Paleoproterozóica; a Formação Santana dos Garrotes, constituída por filitos e xistos do Neoproterozóico; o granitóide Miguel Xavier, um granitóide sin-tectônico do Ciclo Brasileiro e os arenitos da Formação Mauriti, unidade basal da Bacia do Araripe. As formações Brejo Santo e Missão Velha estão representadas no mapa, porém não serão discutidas pois as unidades não afloram bem na área de estudo.

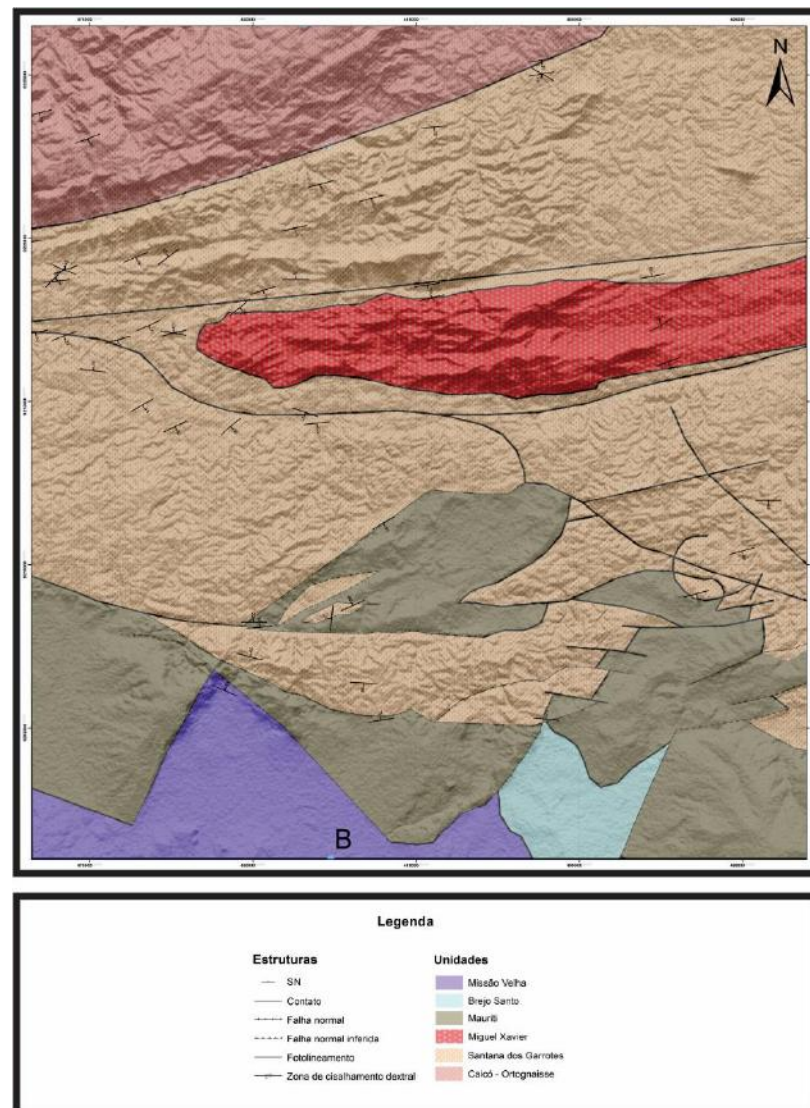


Figura 13 - Mapa da borda nordeste da Bacia do Araripe

3.1. Unidades do embasamento

3.1.1. Complexo Caicó

Aflora na porção noroeste da área de mapeamento, a norte da zona de cisalhamento Patos. Constitui augen gnaisses, granitos foliados e milonitos (Fig. 14). Os augen gnaisses afloram em cortes e no chão da estrada e encontram-se bastante intemperizados. Sua mineralogia consiste de quartzo, biotita e feldspato, com *augens* de feldspato e granada. Sua foliação mergulha para SE com mergulhos médios a subverticais.

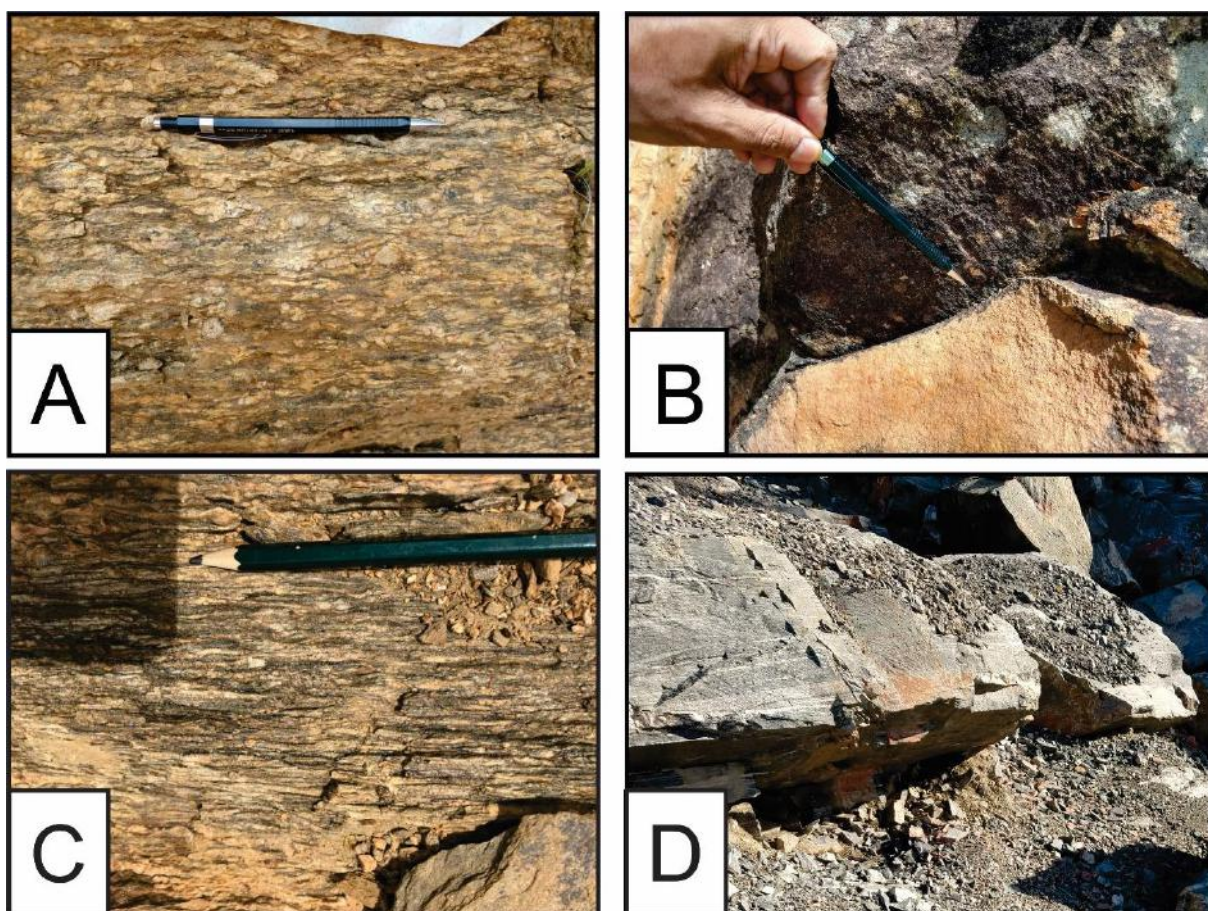


Figura 14 – Rochas do Complexo Caicó. (A) Augen gnaisse; (B) Falha dextral com estrias no granito protomilonítico; (C) Granito foliado; (D) Afloramento de milonito

Os granitos foliados são encontrados na forma de blocos, sendo alguns *in situ*, e em afloramentos de chão de estrada. A sua mineralogia é muito semelhante aos augen gnaisses, com exceção à granada. Na unidade também ocorrem biotita xistos associados (Fig. 15). Em alguns locais observa-se intensa silicificação nos granitos e gnaisses.



Figura 15 – Contato entre granito protomilonítico e biotita xisto

3.1.2. Formação Santana dos Garrotes

Considerada a porção inferior do Grupo Cachoeirinha, a Formação Santana dos Garrotes é a unidade predominante na área de mapeamento. São filitos, xistos e ardósias (Fig. 16), contendo biotita, muscovita e, menos comumente, granada, indicando um metamorfismo em fácies xisto verde baixo a intermediária.



Figura 16 – Afloramento de xisto da Formação Santana dos Garrotes

Nos afloramentos da ferrovia transnordestina é onde ocorre a melhor exposição das rochas desta formação. É o único local da área de mapeamento onde observam-se as rochas vulcânicas félsicas da Formação Santana dos Garrotes, que ocorrem na forma de soleiras, paralelas a foliação das rochas metassedimentares (Fig. 17).

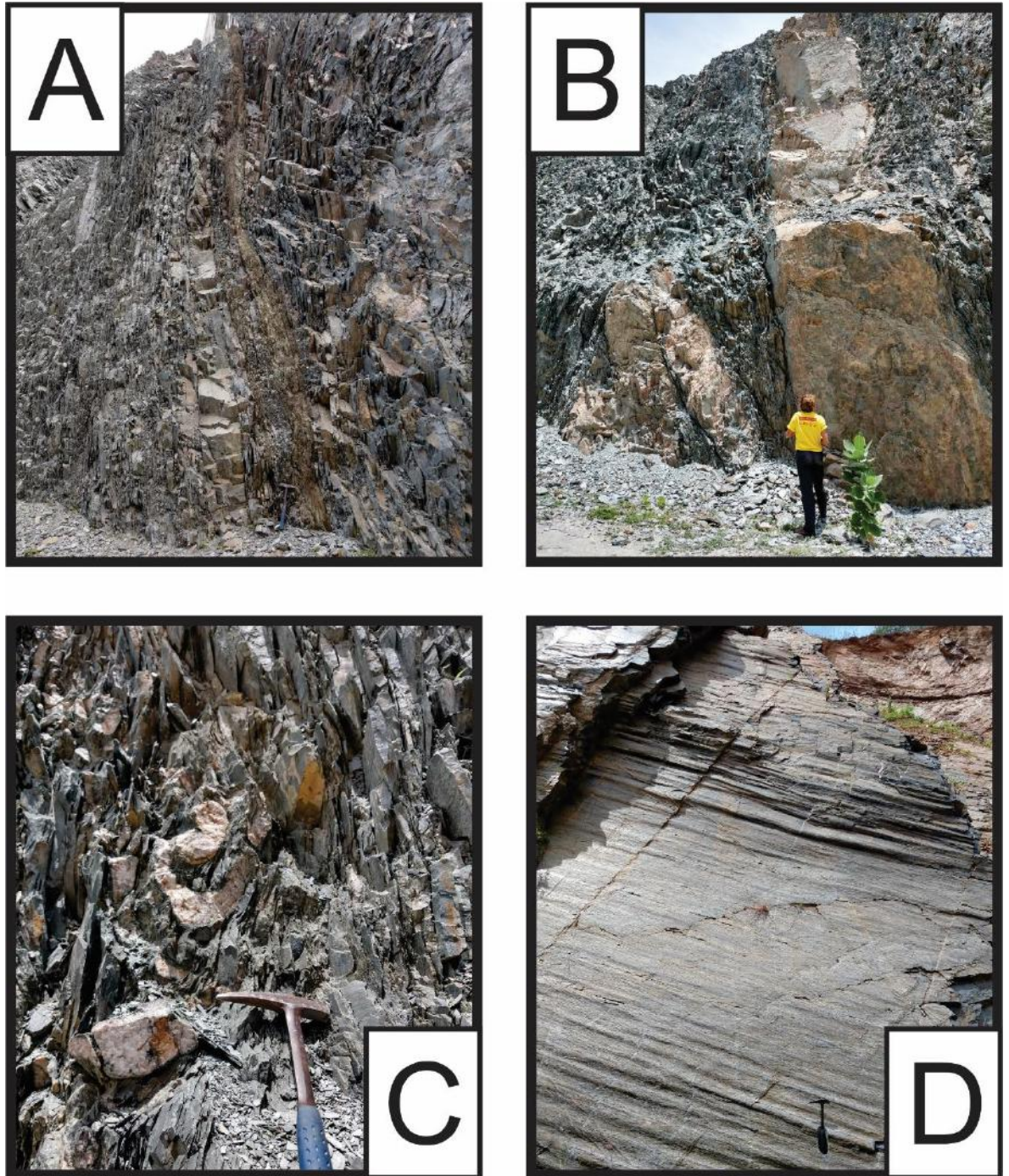


Figura 17 – Afloramento da ferrovia transnordestina. Em (A) observa-se a foliação subvertical. Em (B) pode-se observar as rochas sub-vulcânicas félsicas intrudindo concordantemente os xistos e exibindo uma dobra. Em (C) vemos um veio de quartzo dobrado e em (D) um paredão de ardósia exibindo uma lineação de crenulação.

3.1.3. Plúton Miguel Xavier

Esta unidade refere-se ao corpo granitóide localizado nos arredores do povoado de Miguel Xavier, em Caririaçu. É definido Gomes et al. (2000) como um dos “granitóides indiscriminados brasileiros”, de idade ediacarana. Em campo ocorre na forma de um granodiorito mesocrático, com granulação média a grossa, apresentando fenocristais de K-feldspato, variando entre cristais euédricos até em formato de fita, deformados (Fig. 18). Possui uma matriz composta por quartzo, plagioclásio e biotita. Frequentemente encontra-se orientado e até foliado, com foliação paralela à rocha encaixante. Ocorre associado também com turmalina-pegmatitos.

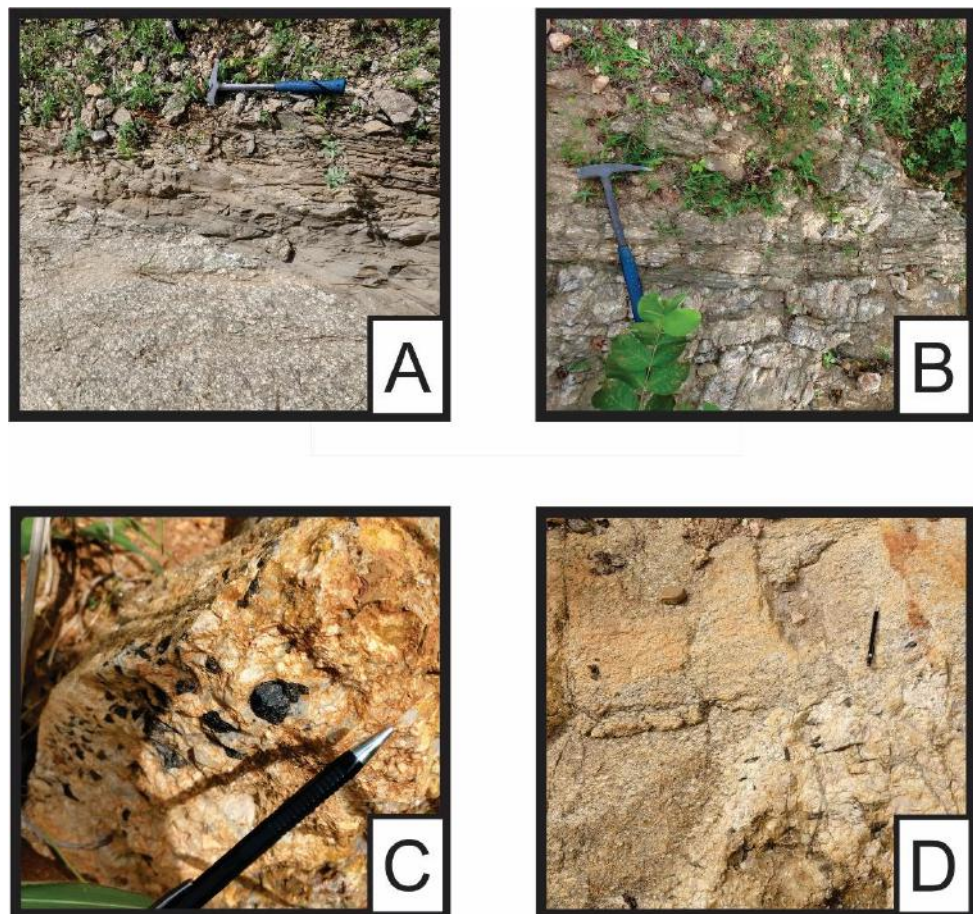


Figura 18 – (A) Relação de contato entre o granitóide e a rocha encaixante; (B) fácies mais foliada do granitóide; (C) turmalina-pegmatito associado; (C) contato entre o granitóide e um turmalina-pegmatito

3.2. Formação Mauriti

A Formação Mauriti, objeto principal de estudo deste trabalho, é constituída por arenitos médios a grossos, com grãos angulares a subangulares, de coloração amarelada ou acinzentada, por vezes silicificados e fraturados (Fig. 19).

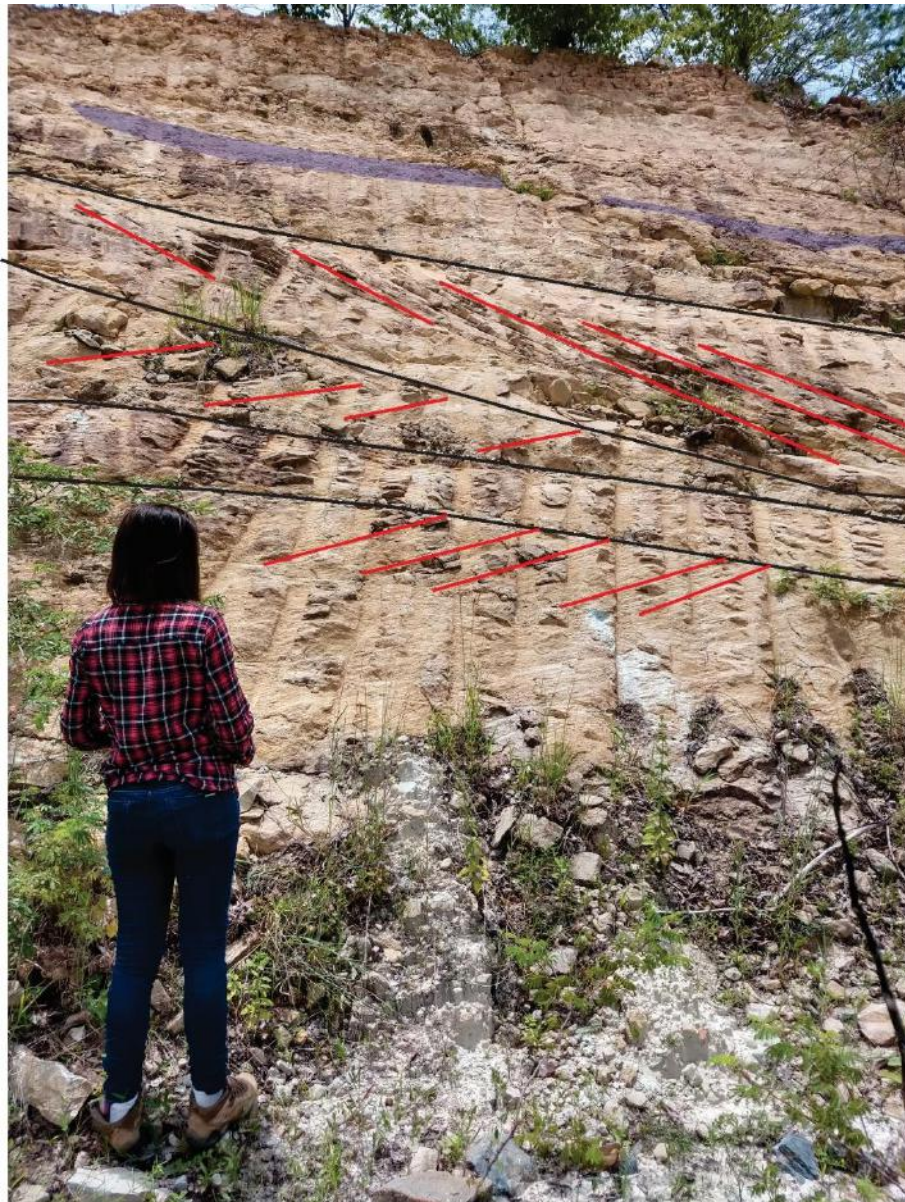


Figura 19 - Afloramento da Formação Mauriti localizado na ferrovia Transnordestina, no qual é possível observar sets de arenitos mergulhando para direções diferentes (traços vermelhos) além de lentes de conglomerados (marcados em roxo).

Ocorrem também níveis conglomeráticos exibindo uma arquitetura de fácies de preenchimento de canal (Fig.20), e níveis lamosos (Fig. 21).



Figura 20 - Afloramento da Formação Mauriti exibindo feição de preenchimento de canal, destacada pela linha vermelha.



Figura 21 - Sucessão de níveis conglomeráticos sobreposta por um nível lamoso escuro. Por sua vez esse é coberto por arenitos finos a médios.

As estruturas sedimentares observadas foram estratificações cruzadas acanaladas e tabulares de médio porte (Fig. 22) e marcas onduladas (Fig. 23).



Figura 22 - Afloramento da Formação Mauriti na cachoeira de Missão Velha exibindo estratificações cruzadas



Figura 23 - Marcas onduladas em afloramento da Formação Mauriti na cachoeira de Missão Velha

As medidas de paleocorrentes obtidas a partir de estratificações cruzadas mostram uma alternância de paleofluxos para SW e NNE (Fig.24).

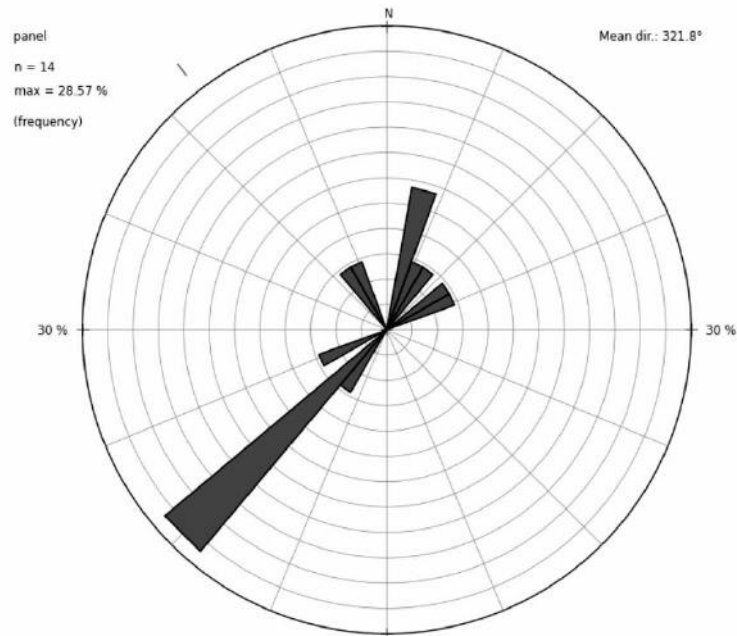


Figura 24 - Medidas de paleocorrentes da Formação Mauriti obtidas em campo.

3.3. Análise estrutural

3.3.1. Interpretação de lineamentos topográficos

A interpretação de lineamentos topográficos, a partir de modelos digitais de elevação, permite a identificação de padrões na distribuição superficial de lineamentos. Os lineamentos correspondem a características topográficas do terreno, como cumes retilíneos, vales e rios alongados, escarpamentos (Toczeck et al., 2019). O mapa a seguir (Fig. 25) mostra a interpretação dos lineamentos da área de mapeamento:

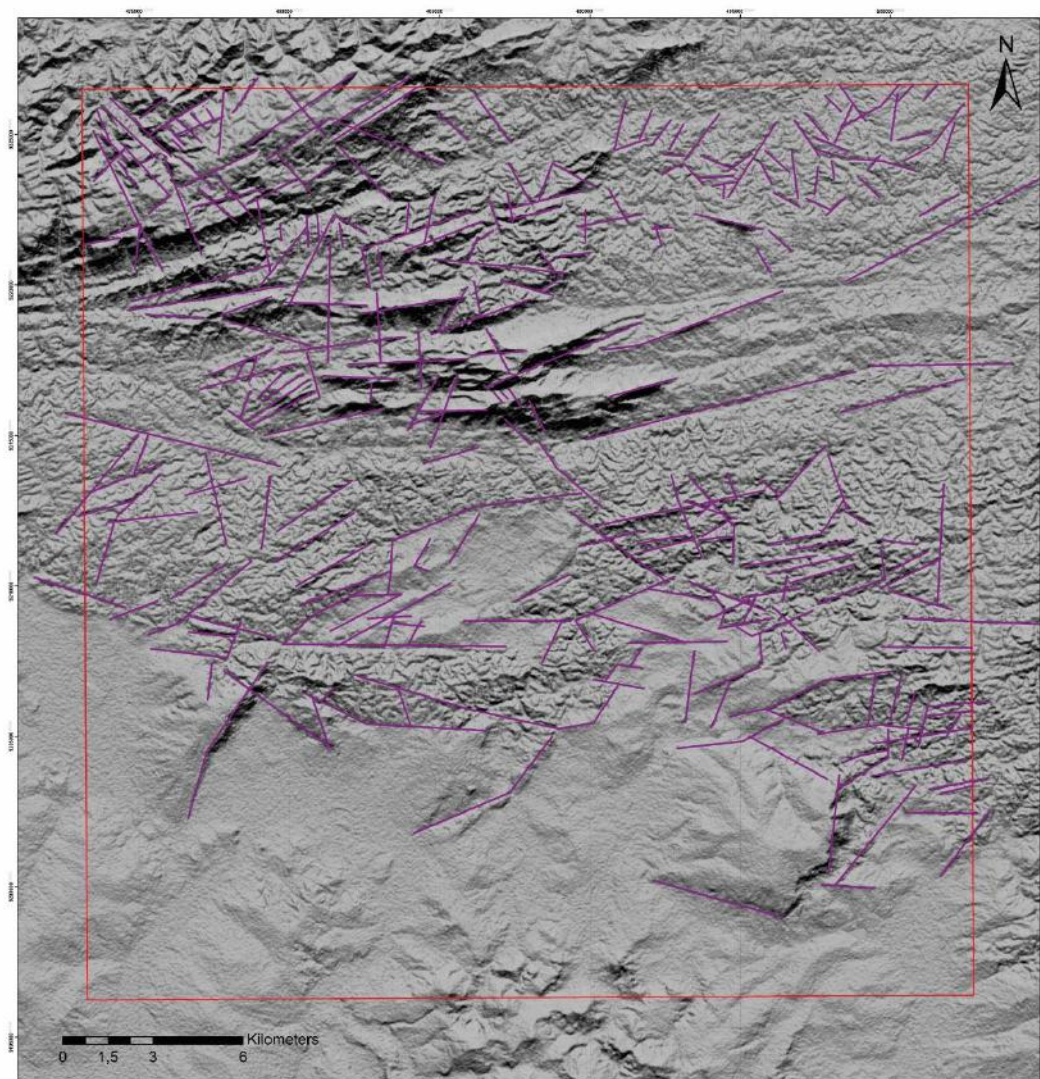


Figura 25 - Interpretação de lineamentos topográficos da área de mapeamento em *hillshade* de modelo digital de elevação, com iluminação vinda de NW.

Ao analisar a orientação dos lineamentos topográficos observa-se duas famílias principais: as estruturas de orientação ENE-WSW e NE-SW, que são as predominantes na área, e as estruturas NW-SE (Fig. 26), como mostram as medidas dos azimutes dos lineamentos topográficos.

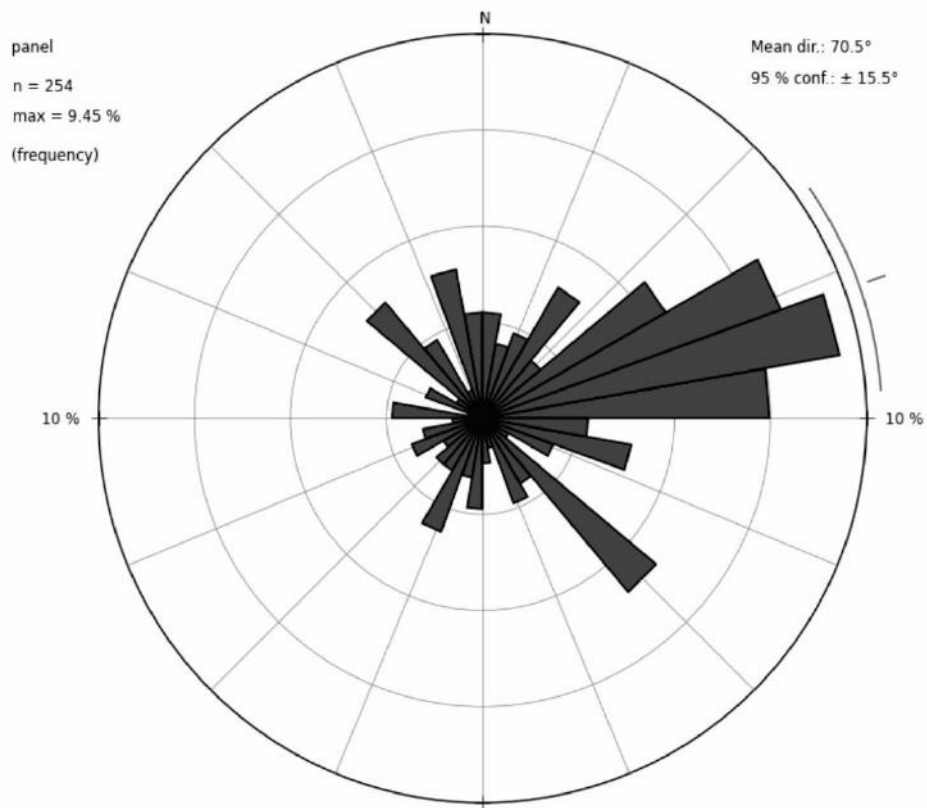


Figura 26 - Medidas dos azimutes dos lineamentos topográficos.

Observa-se que os fotolineamentos ocorrem em sua maioria na área do embasamento (Fig. 27), entretanto, pode-se notar que as zonas de contato entre as unidades do embasamento e da bacia muitas vezes são marcadas por esses lineamentos, em especial àqueles de orientação NE-SW e E-W. Em campo observa-se a correspondência desses fotolineamentos com as falhas que limitam unidades (Fig. 28).

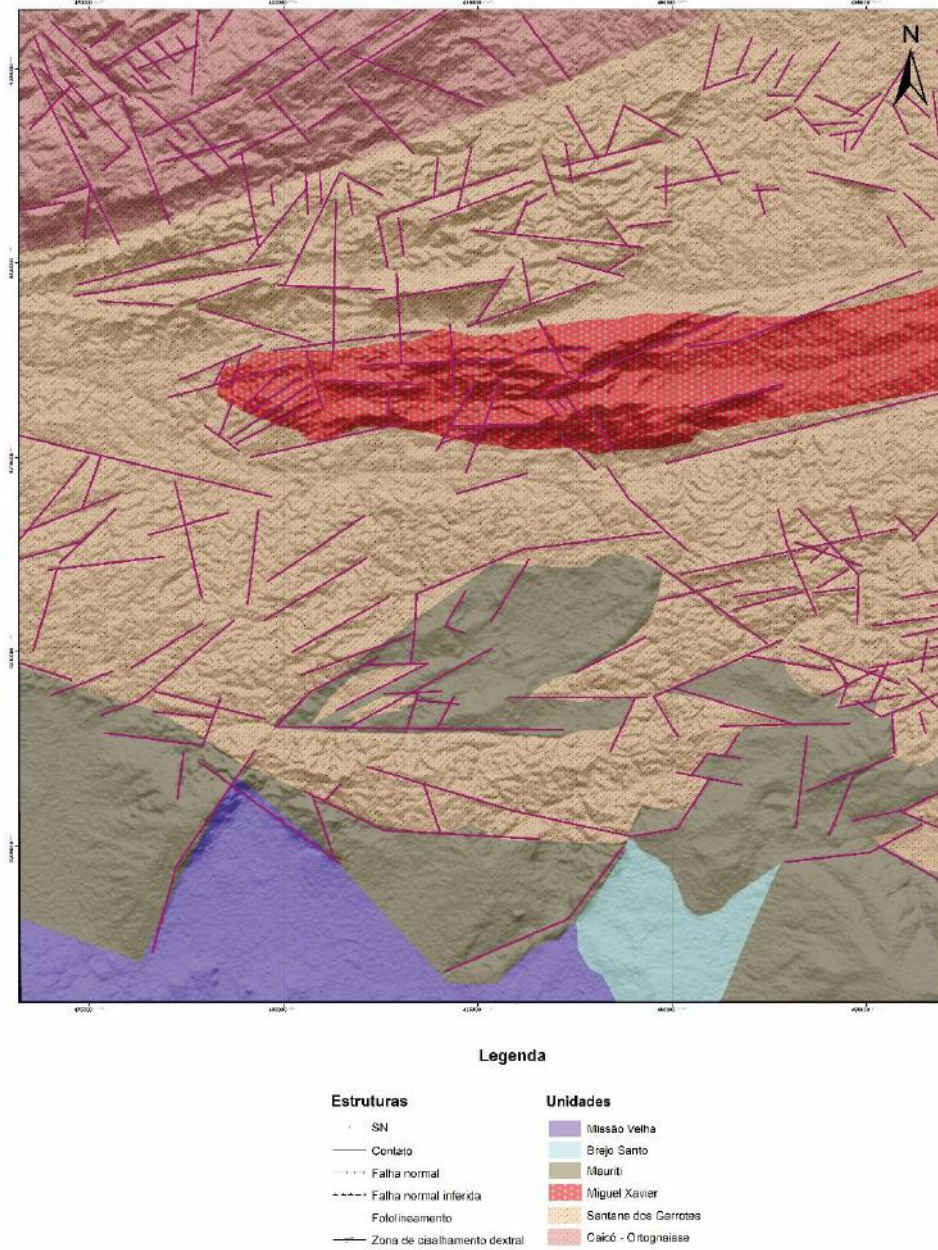


Figura 27 - Lineamentos topográficos sobre o mapa geológico da área. Destaca-se a correspondência de diversos desses fotolineamentos com os contatos entre as unidades do embasamento e da bacia



Figura 28 – Espelho de falha localizada na parte sul da área de mapeamento que limita as formações Mauriti e Missão Velha.

3.3.2. Análise de lineamentos magnéticos

A análise de dados aeromagnéticos, devido a sua capacidade de “ver” corpos rochosos magnéticos em 3D, fornece uma excelente ferramenta para o entendimento da estruturação de uma região (Isles e Rankin, 2013). Mapas de anomalias magnéticas refletem a distribuição espacial de fontes magnéticas, que podem estar localizadas em diferentes profundidades e ter propriedades físicas e geométricas, dificultando a identificação das estruturas geológicas correspondentes (Ferreira et al., 2013). Deve-se, portanto, ter em mente que uma única imagem magnética pode ser interpretada de diferentes formas.

A aplicação de filtros é frequentemente utilizada para balancear as anomalias de fontes rasas e profundas, além de destacar certas características de interesse, como as bordas de corpos (Ferreira et al., 2013). A amplitude do Sinal Analítico (ASA) foi utilizada devido a sua propriedade de destacar as bordas dos corpos rochosos, especialmente em áreas com fontes rasas e uma magnetização remanescente significativa (Toczeck et al., 2019; Li, 2006). O mapa a seguir (Fig. 27) mostra a interpretação dos lineamentos magnéticos na área de estudo.

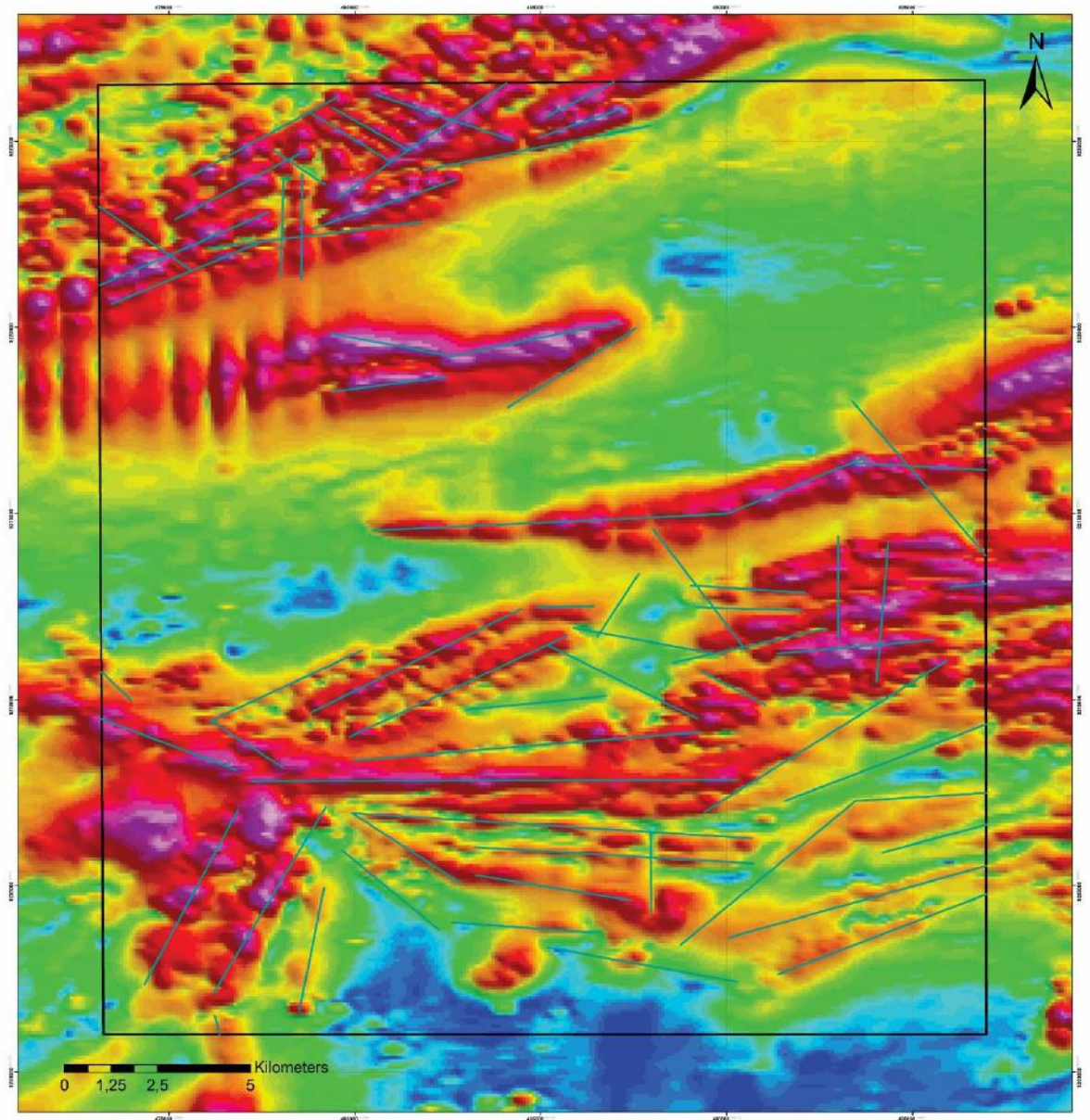


Figura 29 - Lineamentos magnéticos interpretados a partir do mapa de amplitude do sinal analítico

Assim como visto com os lineamentos topográficos, os lineamentos magnéticos apresentam uma predominância de estruturas de orientação ENE-WSW, com uma segunda família de estruturas de orientação NW-SE subordinada (Fig. 28).

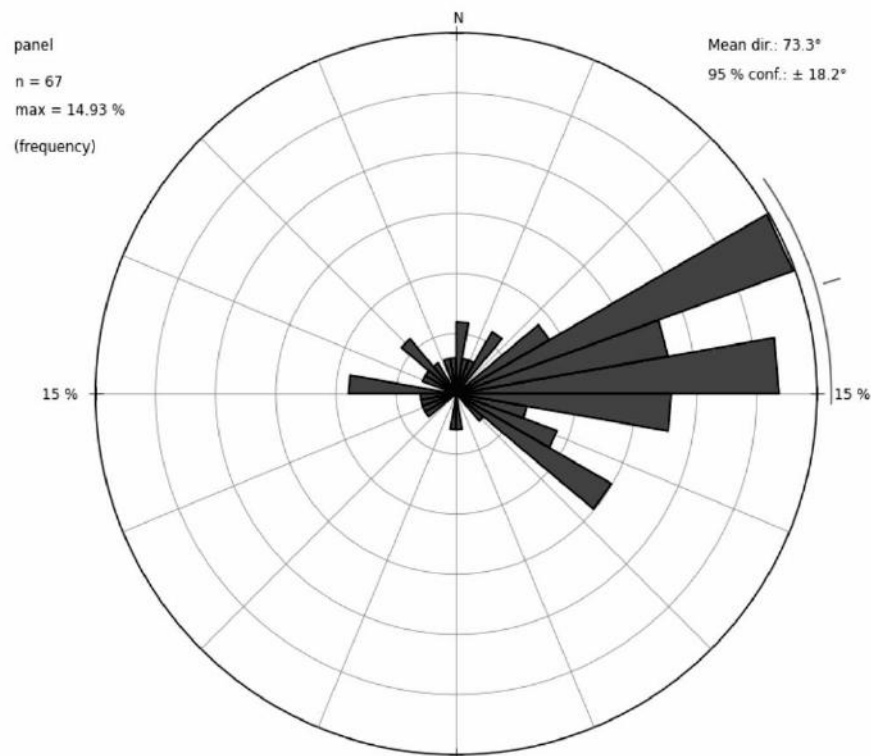
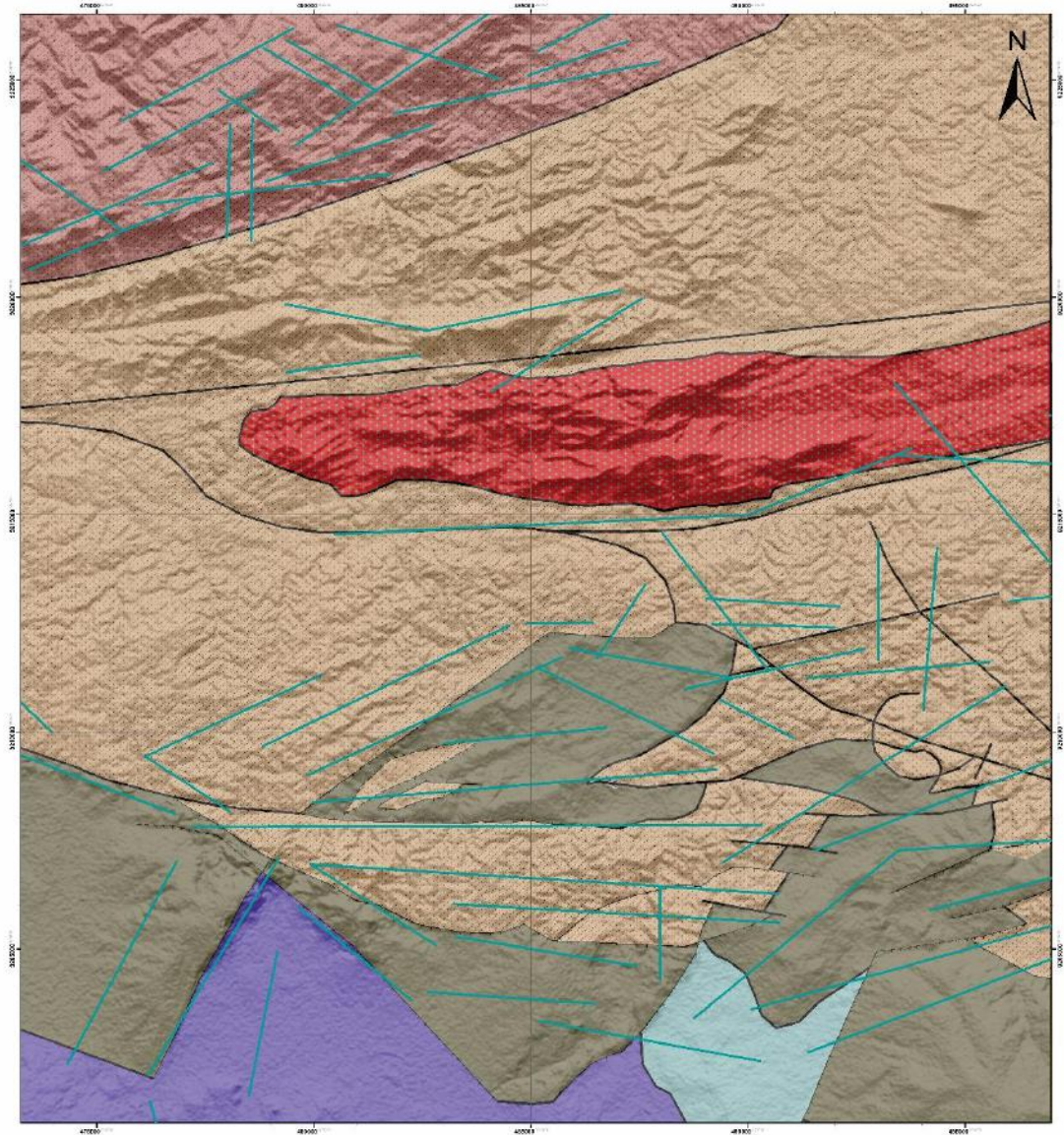


Figura 30 - Medidas de azimutes dos lineamentos magnéticos

Os lineamentos magnéticos também são predominantes nas unidades do embasamento, em especial na porção de idade paleoproterozóica, a Norte do lineamento Patos (Fig. 31). Apesar de aparecerem nas unidades da bacia em maior quantidade em comparação com os lineamentos topográficos (Fig. 31).



Legenda

Estruturas

- +— SN
- Contato
- +— Falha normal
- +— Falha normal inferida
- Fotolineamento
- Zona de cisalhamento dextral

Unidades

- Missão Velha
- Brejo Santo
- Mauriti
- Miguel Xavier
- Santana dos Garrotes
- Caicó - Orfogueiras

Figura 31 - Mapa geológico mostrando a distribuição de lineamentos magnéticos

3.3.3. Estruturas do embasamento

As principais estruturas do embasamento na área são a foliação tectônica marcada pelo alinhamento de biotita, achatamento e estiramento de feldspato e quartzo nos ortognaisses e metagranitos.

A atitude é relativamente regular com direção ENE-WSW e mergulhos altos para SSE e NNW, o primeiro mais abundante (Fig.32). A guirlanda da distribuição dos polos da foliação pode representar uma dobra com eixo ENE-WSW, mas provavelmente está relacionada a geometria da zona de cisalhamento Patos que limita esta unidade a norte da área (vide discussão).

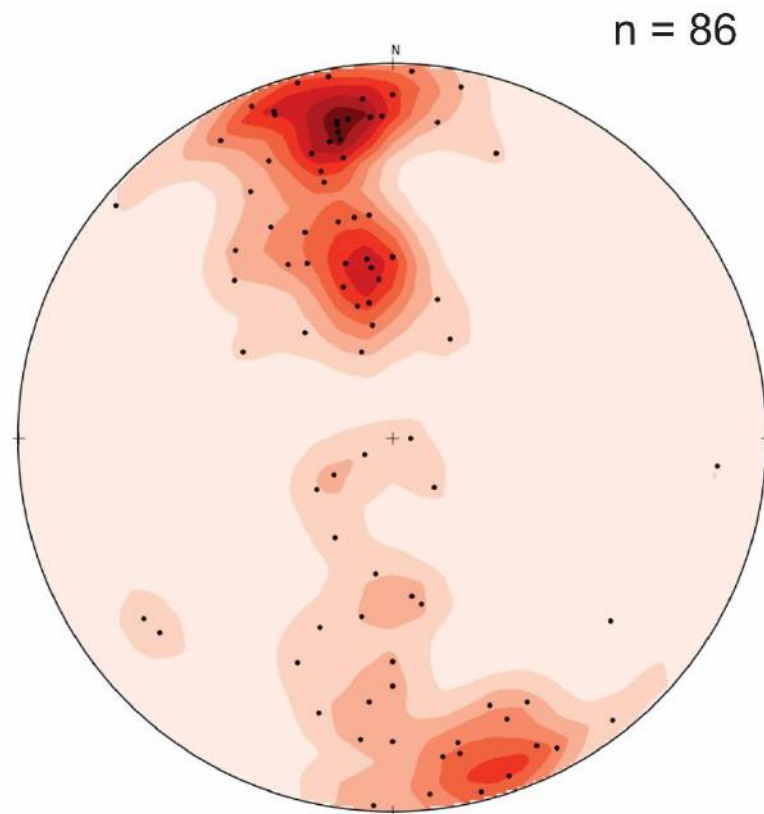


Figura 32 - Medidas dos planos de foliação obtidas em campo.

As medidas de lineações minerais (Tab. 1) foram obtidas em xistos e gnaisses pelo estiramento do quartzo (Fig. 33). As medidas foram realizadas em planos que mergulham para NW ou SW e indicam uma direção de estiramento para NE. Observa-se também que os pontos onde essas medidas foram obtidas encontram-se nas proximidades do lineamento Patos e outros fotolineamentos associados (Fig. 34). Porfiroblastos de K-Feldspato observados em gnaisses miloníticos indicam um componente de movimentação dextral (Fig. 35 A).

Medidas de lineações de estiramento mineral			
Sn dir	Sn dip	Linest dir	Linest dip
350	37	75	10
353	35	75	20
165	40	93	25

Tabela 1 - Medidas de lineações minerais obtidas em campo

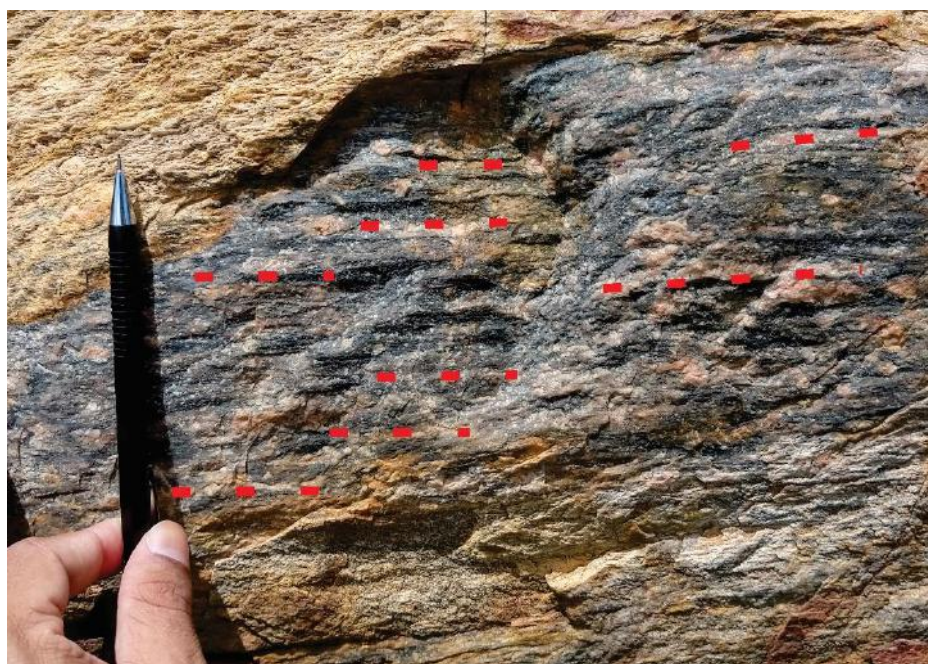


Figura 33 - Cristais de quartzo estirados em um gnaisses milonítico.

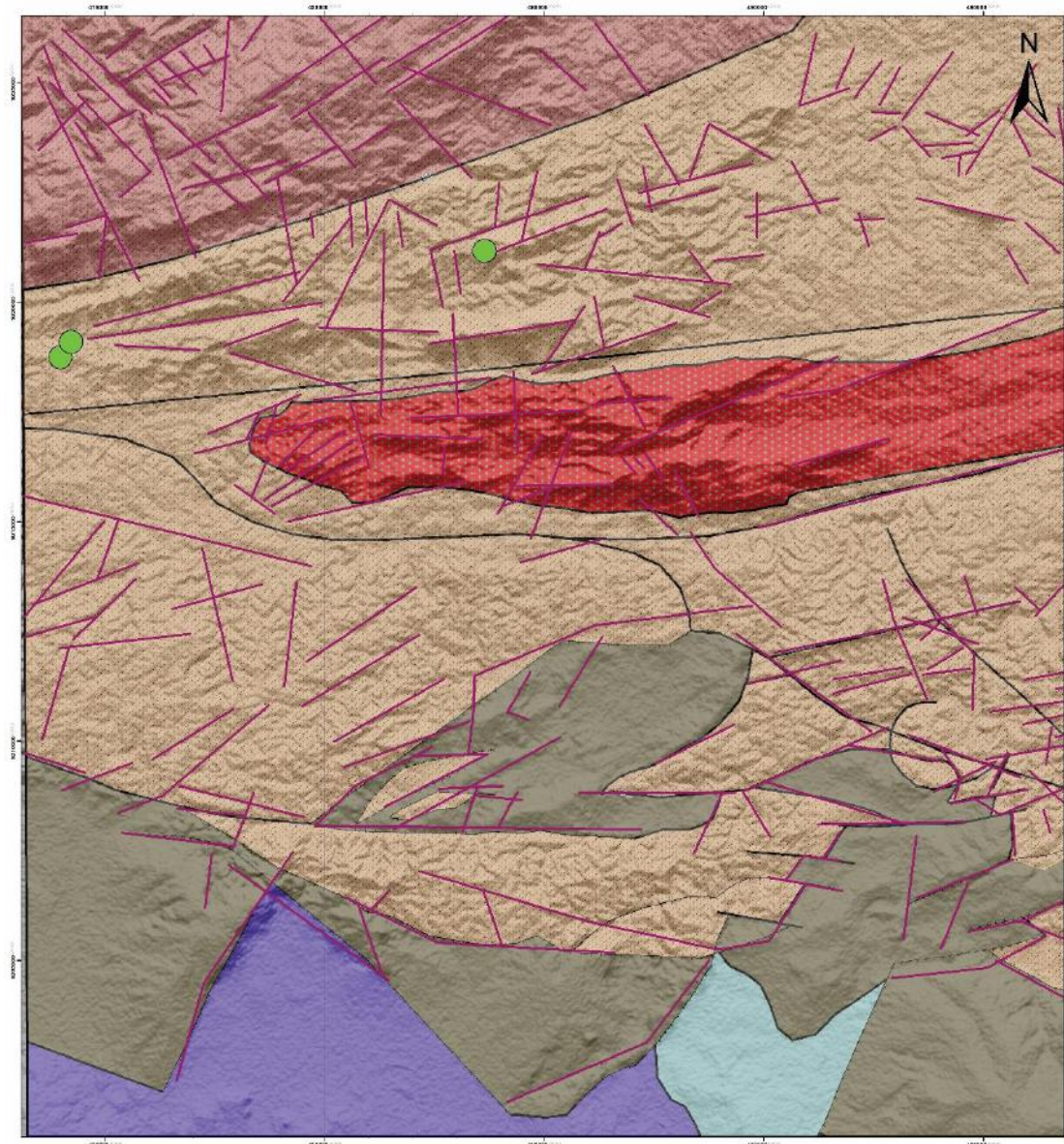


Figura 34 - Localização dos pontos nos quais foram obtidas medidas de lineação mineral.

Foram identificados sistemas de falhas rúpteis de orientação NE-SW e NW-SE (Fig. 35 B) com estrias com atitudes diversas. Ressaltos foram utilizados como indicadores cinemáticos neste sistema e sugerem uma predominância de componentes sinistrais em comparação aos dextrais. Componentes normais foram observados nos contatos entre a Formação Santana dos Garrotes e a Formação Mauriti.

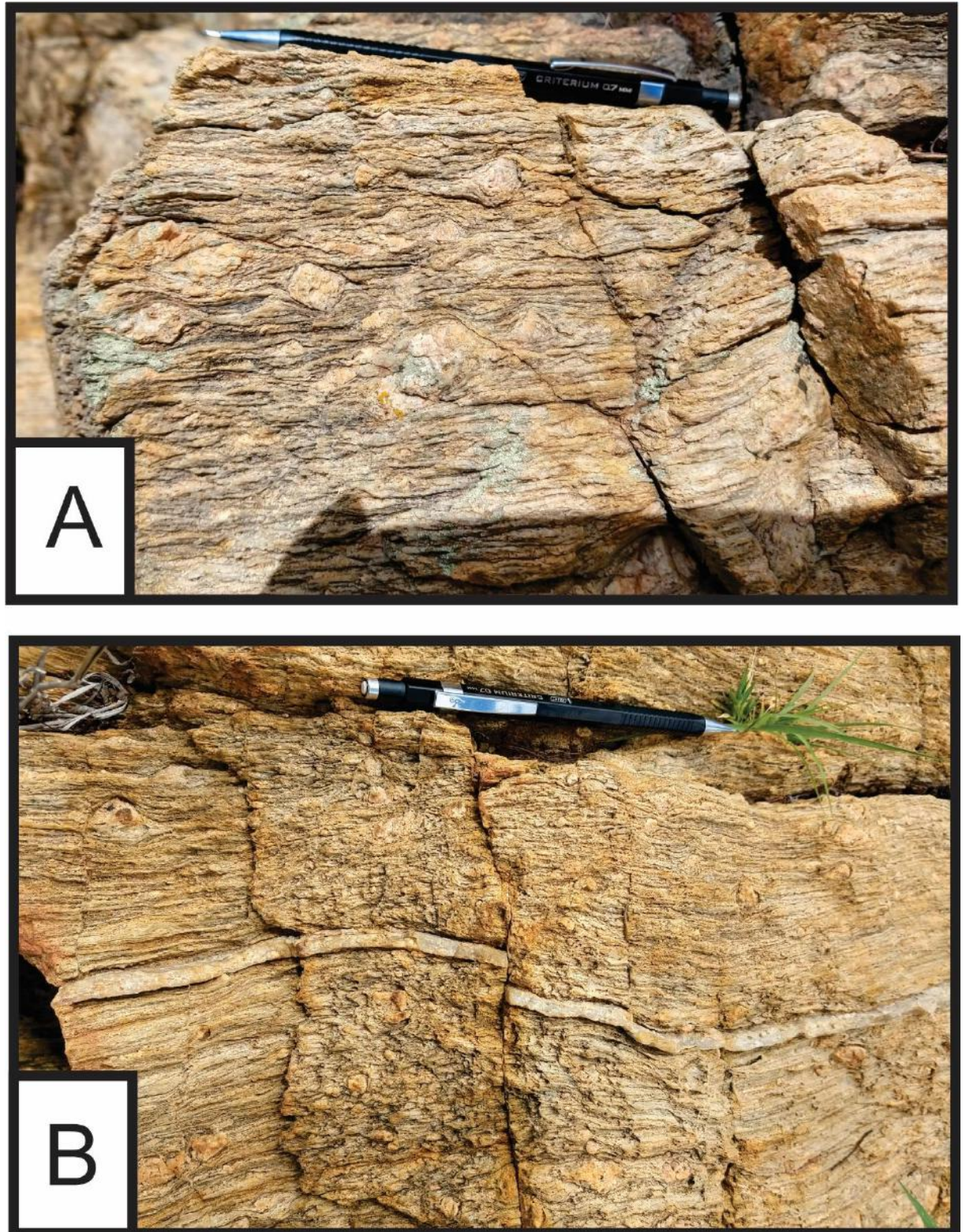


Figura 35 – (A) Porfiroblastos de K-Feldspato em gnaiss milonítico; (B) falha de pequeno rejeito (0,7cm) de orientação 280/60 com componente dextral.

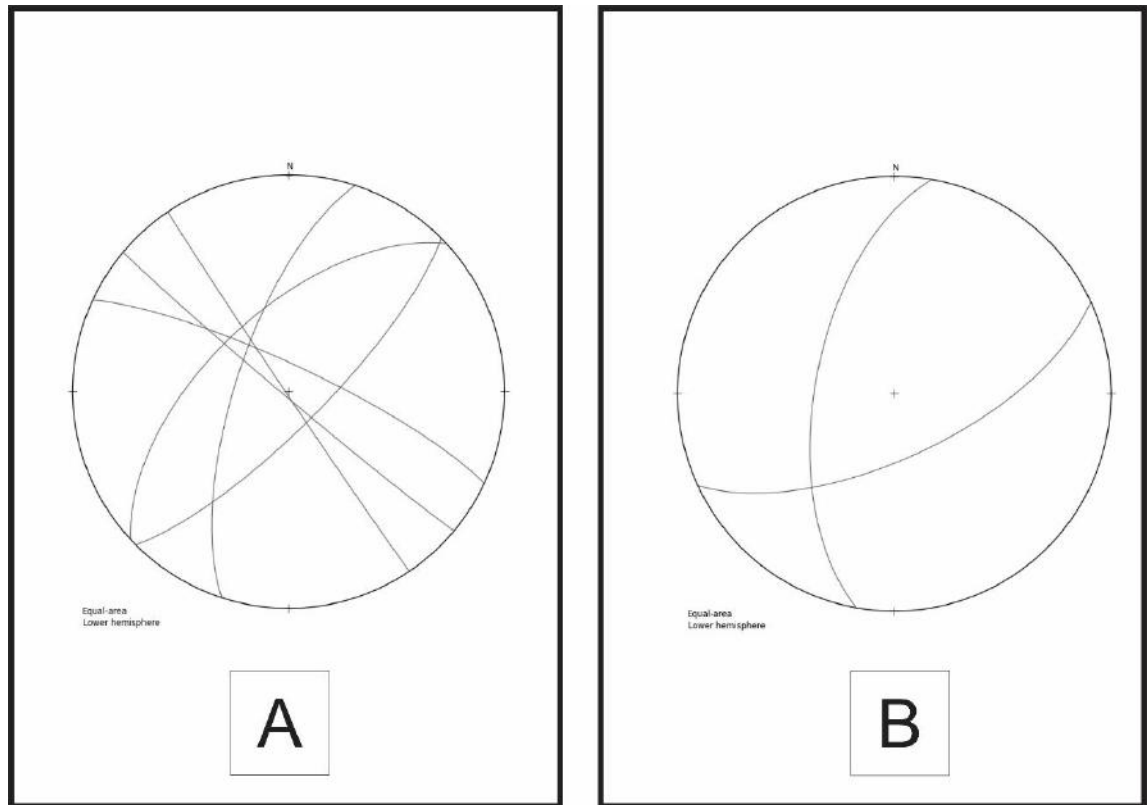


Figura 36 - Redes estereográficas mostrando as medidas de falhas sinistras (A) e dextrais (B) na área de estudo

3.3.4. Estruturas da Formação Mauriti

A estruturação da Formação Mauriti é constituída por falhas normais (Fig. 37) com componentes direcionais subordinadas (Tab 2). Ressaltos foram utilizados para determinar a cinemática das estruturas. Observa-se que a maioria dessas falhas está localizada nas regiões de contato com as rochas do embasamento (Fig. 38), com exceção dos afloramentos da ferrovia transnordestina (Fig 37), nos quais há grande exposição das rochas da Formação Mauriti. A Figura 39 apresenta um estereograma com a representação das falhas DS41, DS43 e DS76B.

Medidas de falhas na Formação Mauriti					
Ponto	fault dir	fault dip	estria dir	estria dip	cinemática
DS34A	120	86			normal
DS34B	252	71			dextral
DS41	330	48	308	44	normal
DS43	150	25	125	23	normal
DS45	330	82			
DS48	6	74			sinistral
DS75	155	85			
DS76A	321	65			normal
DS76B	240	66	315	32	normal
DS76C	340	45			normal
DS76D	300	70	20	16	sinistral
DS77	192	45			
DS78A	300	60	253	30	normal
DS78B	36	84			normal

Tabela 2 - Medidas de falhas na Formação Mauriti



Figura 37 - Falha com componente normal de orientação 340/45, com cerca de 1m de rejeito em afloramento na ferrovia Transnordestina.



Figura 38 - Pontos onde foram obtidas as medidas de falhas na Formação Mauriti

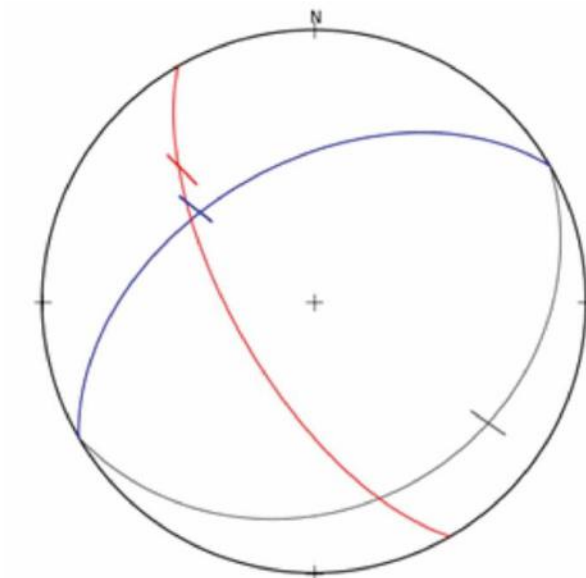


Figura 39 - Medidas de planos de falhas e estrias em três falhas: a vermelha com componente normal e dextral e strike NW-SE, a azul e a cinza com strike NE-SW sendo a primeira normal dextral e a segunda sinistral.

As medidas obtidas para as falhas normais mostram a presença de duas famílias de estruturas: as de orientação NE-SW são predominantes, cujos planos mergulham principalmente para NW; e as de orientação NW-SE; com planos de falha mergulhando para SW (Fig. 40).

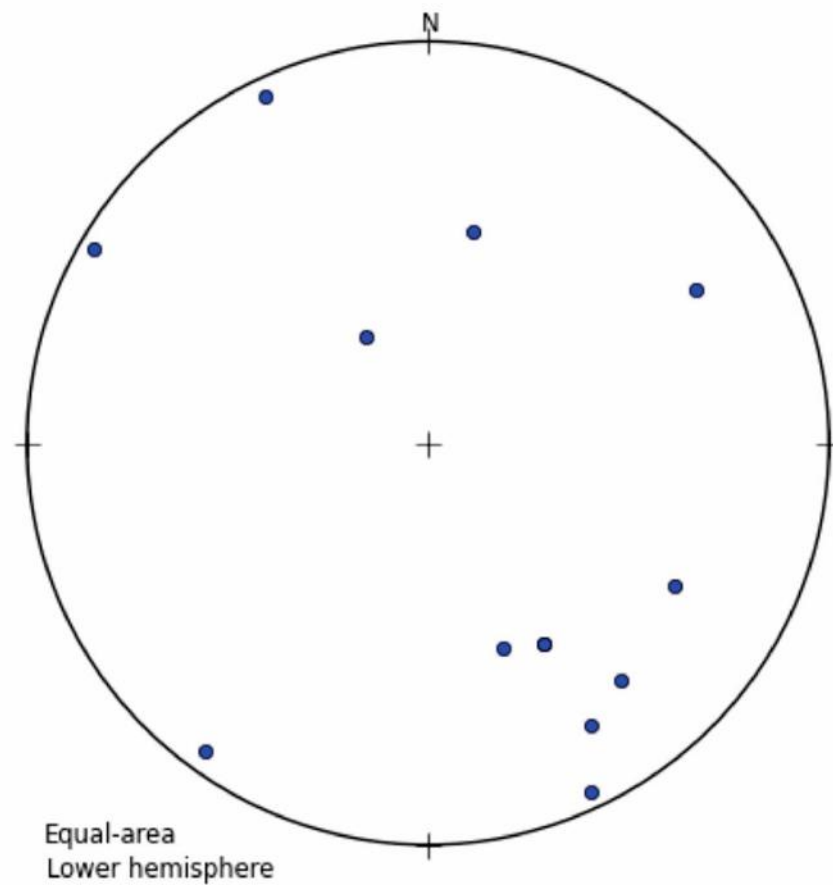


Figura 40 - Estereograma mostrando as medidas de falhas obtidas na área de estudo (polos de planos de falhas normais)

Observa-se em campo que, de fato, a Formação Mauriti possui contatos laterais, geralmente com mergulhos altos, com as unidades do embasamento, em especial os filitos e xistos da Formação Santana dos Garrotes. Nota-se que em geral as rochas encontram-se silicificadas próximas a esses contatos.

3.3.5. Integração lineamentos regionais e estruturas observadas em campo

Dentre as feições estruturais presentes na área de mapeamento, as que mais se destacam são o Lineamento Patos (Fig. 41 A), que atravessa a porção NW da área, e um gráben, aqui denominado gráben Aroeira (Fig. 41 B), localizado na região central do mapa. Ambas são claramente visíveis no mapa geológico (Fig. 41) e puderam ser observadas em campo.

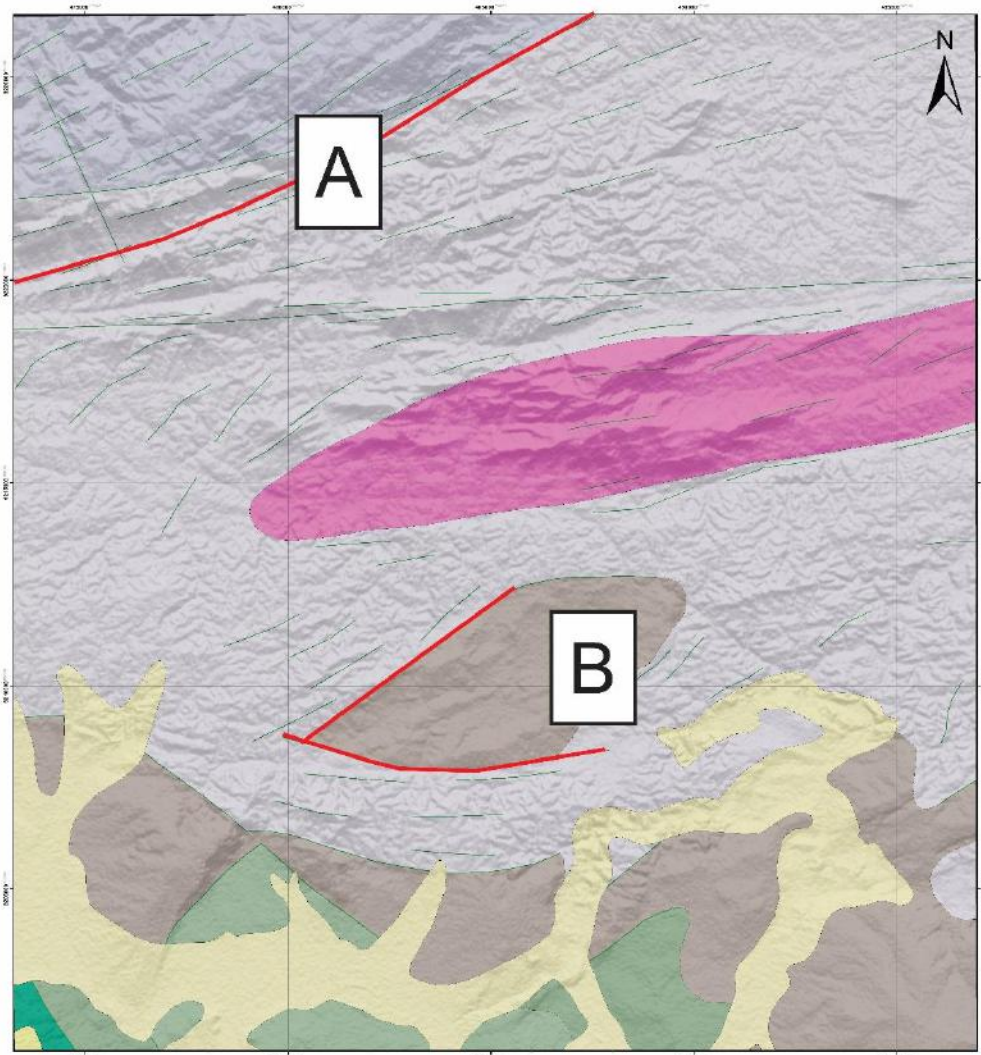


Figura 41 - Lineamento patos (A) e o gráben Aroeira (B) mostrados no Mapa Geológico do Estado do Ceará em escala 1:500.000 (modificado de Pinéo et al., 2020). Nota-se que as estruturas são perceptíveis mesmo em escala de baixo detalhe.

Em escala de afloramento é possível observar que o gráben Aroeira na verdade é composto por um sistema de grábens e horsts separados por falhas de strike NE-SW e E-W que colocam lado a lado os arenitos da Formação Mauriti e os filitos e xistos da Formação Santana dos Garrotes. As rochas nessa localidade afloram no chão das estradas, sendo algumas vezes a presença dessas estruturas inferidas a partir da observação da mudança repentina de litologia e interpretação de fotolineamentos. Ainda assim foi possível obter algumas medidas de falhas (Fig. 42) além de evidências de campo, como a silicificação das rochas nas zonas de contato e a identificação de um possível cataclasito ou brecha sedimentar (Fig. 43) em um contato entre as unidades.



Figura 42 - Pontos com medidas de falhas no gráben Aroeira.



Figura 43 – Cataclasito ou brecha sedimentar encontrado no contato entre as Formações Santana dos Garrotes (Neoproterozóico) e Mauriti (Siluriano).

3.3.6. Modelagem 3D de falhas

Uma pequena região do gráben Aroeira (Fig. 44) foi selecionada para a elaboração de um modelo 3D simplificado das falhas desse gráben utilizando o software Leapfrog Geo. A partir do modelo criado foi possível observar a estruturação de grábens e horsts (Fig. 45) que domina a ocorrência da Formação Mauriti nessa região da bacia. Uma animação do modelo 3D pode ser visualizada no Anexo Digital desta monografia.

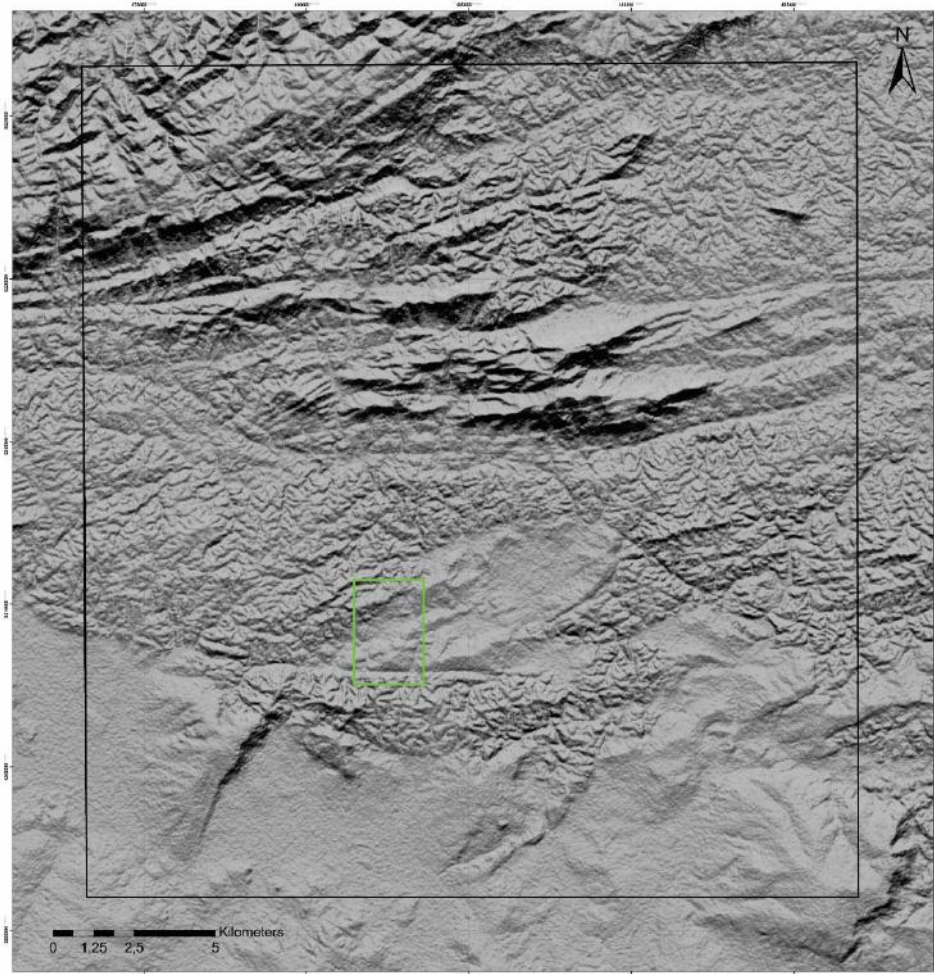


Figura 44 - Área selecionada para a elaboração do modelo 3D (em verde).

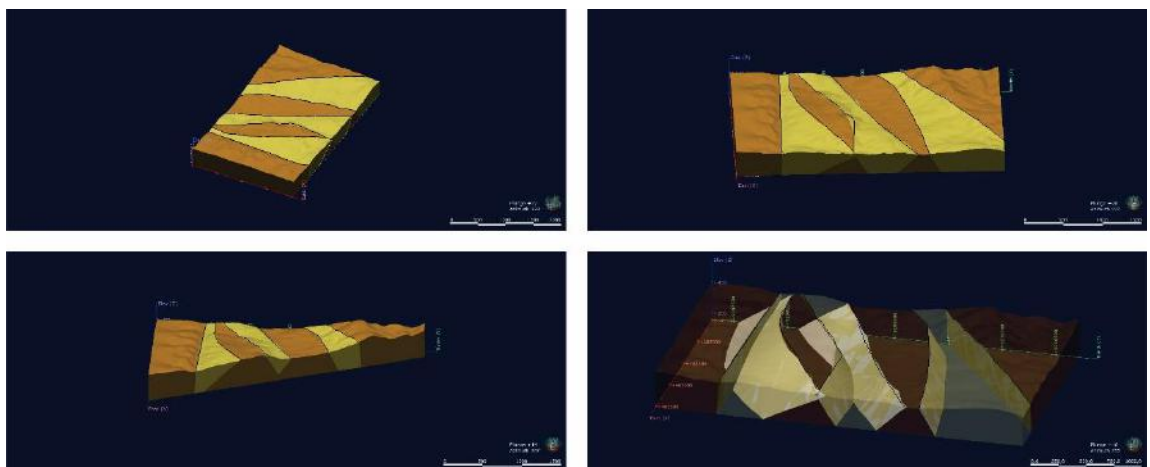


Figura 45 - Modelo 3D simplificado mostrando a Formação Mauriti em contato tectônico com o embasamento por falhas normais

4. DISCUSSÃO

4.1. Integração dos dados Formação Mauriti – Embasamento

De acordo com a divisão de domínios magnéticos proposta por Camacho et al. (2017) a porção sedimentar da área de estudo está localizada quase inteiramente dentro do Domínio Magnético Mauriti, sendo uma pequena porção a SW da área localizada no Domínio Magnético Crato-Juazeiro (Fig. 46 A). No mapa do arcabouço estrutural (Fig. 46 B) observa-se que a área de mapeamento está localizada sobre o Gráben de Missão Velha, com uma pequena porção do Horst de Barbalha a SW.

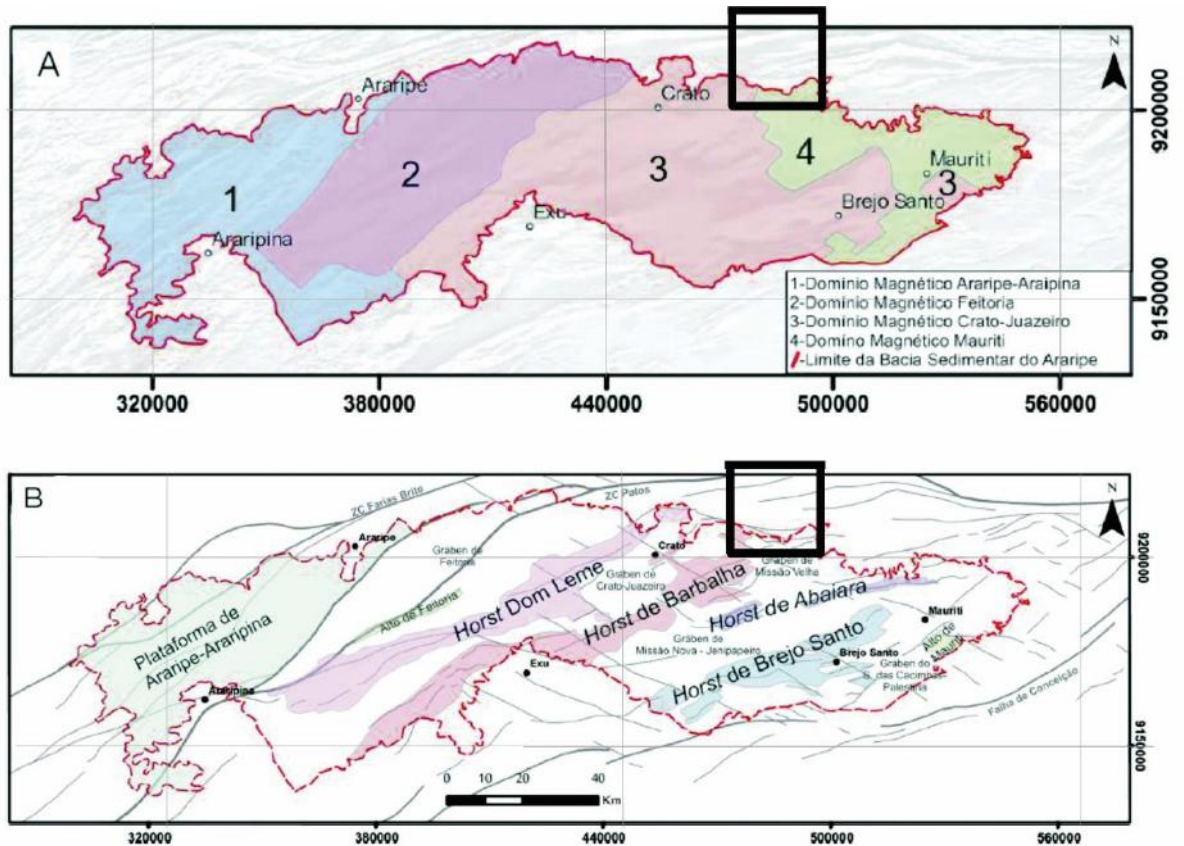


Figura 46 - Localização da área de mapeamento no mapa de Domínios Magnéticos (A) e do arcabouço estrutural (B). Modificado de Camacho et al. (2017).

Segundo o autor, o Horst de Dom Leme, estrutura que divide as sub-bacias de Feitoria e Cariri, também marca a divisão de dois padrões estruturais distintos: linear a Oeste e fragmentado a Leste. O setor Leste, no qual se encontra a área de mapeamento, apresentaria então um padrão estrutural mais complexo, com a presença de feições sigmoidais de orientação NE-SW recortadas por lineamentos NW-SE (Camacho et al., 2017).

Essas afirmações são condizentes com os dados de interpretação de lineamentos topográficos (Fig. 25) e lineamentos magnéticos (Fig. 29) que mostram a predominância dessas duas famílias de estruturas tanto na bacia quanto no embasamento, demonstrando a influência dessas falhas na estruturação da bacia.

O gráben Aroeira é um exemplo de uma dessas feições sigmoidais descrita por Camacho e colaboradores. A estruturação desse sistema de grábens e horsts é fortemente controlada por estruturas NE-SW que, segundo Matos (1992) teriam surgido a partir de uma distensão de direção NW-SE que reativou o Lineamento Patos durante o Cretáceo. Portanto, nessa região da bacia, a geometria que observamos hoje é resultado de uma tectônica deformacional, que teria recortado em blocos menores a Formação Mauriti, que teria se estendido por uma área bem mais ampla durante o Paleozóico e grande parte do Mesozóico.

5. CONCLUSÕES

A partir da análise dos dados obtidos pela interpretação de lineamentos topográficos em Modelos Digitais de Elevação e lineamentos magnéticos em mapas de Amplitude do Sinal Analítico, em conjunto com os dados estruturais obtidos nas campanhas de campo e a sua integração com as referências bibliográficas, foi possível concluir que:

1. Há duas famílias principais de estruturas na área de mapeamento: a primeira composta por lineamentos de orientação NE/SW a E-W e a segunda, composta por lineamentos NW/SE;
2. Os contatos entre as unidades do embasamento e da bacia são marcados por falhas com componentes normais e direcionais;
3. Nesses contatos predominam as estruturas NE/SW e E-W, sugerindo que essa família teria sido a mais importante na estruturação da Formação Mauriti;
4. Entretanto, não é possível identificar a ocorrência exclusiva de uma dessas famílias nas unidades do embasamento ou da bacia;
5. O padrão estrutural fragmentado observado na área de mapeamento é condizente com a divisão proposta por Camacho et al. (2017) e tem como exemplo o Gráben Aroeira;
6. Esse padrão estrutural teria sido formado a partir de uma reativação do Lineamento Patos durante o Cretáceo, recortando em pequenos blocos a Formação Mauriti que anteriormente teria se estendido por uma região mais ampla.

6. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ALKMIM, Fernando F.; MARSHAK, Stephen; FONSECA, Marco A. Assembling West Gondwana in the Neoproterozoic: clues from the Sao Francisco craton region, Brazil. *Geology*, v. 29, n. 4, p. 319-322, 2001.

ALMEIDA F.F.M., HASUI Y., BRITO NEVES B.B. 1976. The upper Precambrian of South America. *Boletim IG-USP*, 7:45-80.

ALMEIDA, Y. B.; JULIÀ, J.; FRASSETTO, A. Crustal architecture of the Borborema Province, NE Brazil, from receiver function CCP stacks: Implications for Mesozoic stretching and Cenozoic uplift. *Tectonophysics*, v. 649, p. 68-80, 2015.

ASSINE, M. L. Análise estratigráfica da Bacia do Araripe, Nordeste do Brasil. *Revista Brasileira de Geociências*, São Paulo, v. 22, n. 3, p. 289-300, set. 1992.

ASSINE, M. L. Bacia do Araripe. *Boletim de Geociências da Petrobras*, Rio de Janeiro, v. 15, n. 2, p. 371-389, maio/nov. 2007.

ASSINE, M. L. et al. Sequências deposicionais do andar Alagoas da Bacia do Araripe, nordeste do Brasil. *Boletim de Geociências da PETROBRAS*, v. 22, n. 1, p. 3-28, 2014.

ASSINE, M. L. Sedimentação e tectônica da Bacia do Araripe, Nordeste do Brasil. 1990. 124 f. Dissertação (Mestrado)-Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade do Estado de São Paulo, Rio Claro, 1990.

BEURLIN, K. 1963. Geologia e estratigrafia da Chapada do Araripe. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 17, Recife, 1963. Anais... Recife, SBG/SUDENE. 47 p. (Suplemento).

BEURLIN, K. A geologia da Chapada do Araripe. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, Rio de Janeiro, v. 34, n. 3, p. 365-370, 1962.

BRITO NEVES, B.B. 1983. O mapa geológico do Nordeste oriental, escala 1:1.000.000. Tese de Livre-Docência, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 177 p.

BUENO J.F., OLIVEIRA E.P., MCNAUGHTON N., LAUX J.H. 2009. U–Pb dating of granites in the Neoproterozoic Sergipano Belt, NE-Brazil: implications for the timing and duration of continental collision and extrusion tectonics in the Borborema Province. *Gondwana Research*, 15(1):86-97.

CABY, R., 1989. Precambrian terranes of Benin Nigeria and Northeast Brazil and Late Proterozoic South Atlantic fit. *Geol. Soc. Am. Spec. Pap.*, 230, 145– 158.

CAMACHO, C. R., SOUSA, F. R. F. R. O. (2017). O arcabouço estrutural da Bacia Sedimentar do Araripe, Província Borborema, baseado em dados aeromagnetométricos. *Geologia USP. Série Científica*, 17(3), 149-161.

CARVALHO, I.S. & MELO, J.H.G. 2012. Bacias Interiores do Nordeste BECA, São Paulo, *Geologia do Brasil* p.502-509.

CAXITO, Fabrício de Andrade et al. Toward an integrated model of geological evolution for NE Brazil-NW Africa: The Borborema Province and its connections to the Trans-Saharan (Benino-Nigerian and Tuareg shields) and Central African orogens. *Brazilian Journal of Geology*, v. 50, n. 2, 2020.

CORDANI, U. G. et al. Tearing up Rodinia: the Neoproterozoic palaeogeography of South American cratonic fragments. *Terra Nova*, v. 15, n. 5, p. 350-359, 2003.

CORDANI, U.G., PIMENTEL, M.M., GANADE DE ARAUJO, C.E., BASEI, M.A.S., FUCK, R.A. and GIRARDI, V.A.V., 2013b. Was there an Ediacaran Clymene Ocean in central South America? *Am. J. Sci.*, 313, 517–539.

CORDANI, U.G., PIMENTEL, M.M., GANADE DE ARAUJO, C.E.G. and FUCK, R.A., 2013a. The significance of the Transbrasiliano-Kandi tectonic corridor for the amalgamation of West Gondwana. *Braz. J. Geol.*, 43, 583–597.

DE ALMEIDA, Fernando Flávio Marques; DE BRITO NEVES, Benjamim Bley; CARNEIRO, Celso Dal Re. The origin and evolution of the South American Platform. *Earth-Science Reviews*, v. 50, n. 1-2, p. 77-111, 2000.

DE BRITO NEVES, Benjamin Bley; CORDANI, Umberto G. Tectonic evolution of South America during the late Proterozoic. *Precambrian Research*, v. 53, n. 1-2, p. 23-40, 1991.

DE LIMA¹, Flaviana Jorge; SARAIVA, Antonio Álamo Feitosa; SAYÃO, Juliana Manso. Revisão da paleoflora das formações Missão Velha, Crato e Romualdo, Bacia do Araripe, nordeste do Brasil. *Estudos Geológicos*, v. 22, p. 1, 2012.

DIAS, Rafaela Carreiro; JULIÀ, Jordi; SCHIMMEL, Martin. Rayleigh-wave, group-velocity tomography of the Borborema Province, NE Brazil, from ambient seismic noise. *Pure and Applied Geophysics*, v. 172, n. 6, p. 1429-1449, 2015.

Ebert H. 1964. Tectônica e metamorfismo regional do Escudo Brasileiro. Recife: SUDENE, Divisão de Geologia, 39 p.

FAMBRINI, G. L., LEMOS, D. R., MENEZES-FILHO, J. A. B., SILVA-FILHO, W. F., NEUMANN, V. H. M. L., LIMA-FILHO, M., BUARQUE, B. V. (2011a). Análise da tectônica rifte na Bacia do Araripe, Nordeste do Brasil: implicações para a geração e acumulação de hidrocarbonetos. VI Congresso Brasileiro em P&D em Petróleo e Gás Natural. Florianópolis: ABGP. CD-ROM.

FAMBRINI, G. L., LEMOS, D. R., TESSER Jr., S., ARAÚJO, J. T., SILVA-FILHO, W. F., SOUZA, B. Y. C., NEUMANN V. H. M. L. (2011b). Estratigrafia, arquitetura deposicional e faciologia da Formação Missão Velha (Neojurássico-Eocretáceo) na área-tipo, Bacia do

Araripe, Nordeste do Brasil: exemplo de sedimentação de estágio de início de Rift a Clímax de Rifte. *Geologia USP. Série Científica*, 11(2), 55-87.

FAMBRINI, G. L., NEUMANN, V. H. M. L., SILVA-FILHO, W. F., VALENÇA, L. M. M., LIMA-FILHO, M. F., BARBOSA J. A., TESSER Jr., S., SOUZA, B. Y. C. (2007). Sistemas lacustres da Bacia do Araripe, Nordeste do Brasil: resposta à subsidência e tectônica de bacias rifte. XXII Simpósio de Geologia do Nordeste, Atas, 007, p. 101. Natal: SBG.

FAMBRINI, Gelson Luís et al. Análise tectonossedimentar das fases início de rifte e clímax de rifte da Bacia do Araripe, Nordeste do Brasil. *Geologia USP. Série Científica*, v. 19, n. 3, p. 205-236, 2019.

FERREIRA, F. J. F., SOUZA, J., BONGIOLO, A. B. S., CASTRO, L. G. (2013). Enhancement of the total horizontal gradient of magnetic anomalies using the tilt angle. *Geophysics*, 78(3), J33-J41.

GANADE DE ARAUJO, Carlos E.; WEINBERG, Roberto F.; CORDANI, Umberto G. Extruding the Borborema Province (NE-Brazil): a two-stage Neoproterozoic collision process. *Terra Nova*, v. 26, n. 2, p. 157-168, 2014.

GARCIA, A. J. V.; WILBERT, A. Paleogeographic evolution of Mesozoic pre-rift sequences in coastal and interior basins of northeastern Brazil. In: EMBRY, A. F.; BEAUCHAMPS, B.; GLASS, D. J. (Ed.) *Pangea: global environments and resources*. Calgary: Canadian Society of Petroleum Geologists, 1995, p. 123-130. (CSPG. Memoir 17).

GASPARY, J.; ANJOS, N. F. R. Estudo hidrogeológico de Juazeiro do Norte: Ceará. Recife: SUDENE, 1964. p. 25. (*Hidrogeologia*, 3).

GHIGNONE, J. I. Ensaio de paleogeografia do Nordeste e as seqüências sedimentares. In: CONGRESSO BRASILEIRO GEOLOGIA, 26., 1972, Belém. Anais. Belém: Sociedade Brasileira de Geologia, 1972. v. 3, p. 21-28.

GOMES, J.R.C., et al., Projeto Radambrasil, Folhas S B 24-25, Jaguaribe Natal, Geologia, geomorfologia, pedologia, vegetação e uso potencial da terra, pp. 27-300, Min. das Minas e Energia/Sec. Geral, Rio de Janeiro, 1981.

ISLES, D. J., RANKIN, L. R. (2013). Geological Interpretation of Aeromagnetic Data. Perth: Australian Society of Exploration Geophysicists.

JARDIM DE SÁ E.F., 1994, A Faixa Seridó (Província Borborema, NE do Brasil) e o seu significado geodinâmico na Cadeia Brasileira/Pan-Africana. Tese de Doutorado, UnB, 803p.

KOZUCH M. 2003. Isotopic and trace element geochemistry of early Neoproterozoic gneissic and metavolcanic rocks in the Cariris Velhos orogen of the Borborema Province, Brazil, and their bearing on tectonic setting. PhD Thesis, University of Kansas, Lawrence, 199 p.

LI, X., 2006. Understanding 3D analytic signal amplitude. *Geophysics* 71 (2), L13–L16.

MABESOONE, J. M.; TINOCO, I. M. Paleogeology of Aptian Santana Formation (Northeastern Brazil). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, Amsterdam, v. 14, n. 2, p. 97-118, Oct. 1973.

MATOS, R. M. D. (1992). The Northeast Brazilian rift system. *Tectonics*, 11(4), 766-791.

MEDEIROS V.C. 2004. Evolução geodinâmica e condicionamento estrutural dos terrenos Piancó-Alto Brígida e Alto Pajeú, Domínio da Zona Transversal, NE do Brasil. Tese de Doutorado, Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Natal, 200 p.

MEDEIROS V.C., JARDIM DE SÁ E.F. 2009. O Grupo Cachoeirinha (Zona Transversal, NE do Brasil) redefinição e proposta de formalização. *Revista de Geologia*, 22:124-136.

NEVES, S.P., 2003. Proterozoic history of the Borborema Province (NE Brazil): correlations with neighboring cratons and Pan-African belts, and implications for the evolution of western Gondwana. *Tectonics*, 22, 1031.

NEVES, S.P., Moni e, P., Bruguier, O. and da Silva, J.M.R., 2012. Geochronological, thermochronological and thermobarometric constraints on deformation, magmatism and thermal regimes in eastern Borborema Province (NE Brazil). *J. S. Am. Earth Sci.*, 38, 129–146.

NEVES, Sérgio P. et al. Timing of crust formation, deposition of supracrustal sequences, and Transamazonian and Brasiliano metamorphism in the East Pernambuco belt (Borborema Province, NE Brazil): implications for western Gondwana assembly. *Precambrian Research*, v. 149, n. 3-4, p. 197-216, 2006.

OLIVEIRA, E. (1983). *A Chapada do Araripe: sua representação pela gravimetria*. Rio de Janeiro: Petrobras.

OLIVEIRA, E.P., Windley, B.F. and Araújo, M.N.C., 2010. The Neoproterozoic Sergipano orogenic belt, NE Brazil: a complete plate tectonic cycle in western Gondwana. *Precamb. Res.*, 181, 64–84.

PINÉO, Tercyo Rinaldo Gonçalves et al. Projeto geologia e recursos minerais do Estado do Ceará: Mapa Geológico do estado do Ceará: versão preliminar. Fortaleza: CPRM, 2019. Escala 1:500.000. 1 mapa, color.

PONTE, F. C., APPI, C. J. (1990). Proposta de revisão da coluna litoestratigráfica da Bacia do Araripe. XXXVI Congresso Brasileiro de Geologia, Anais, 1, 211-226. Natal: SBG.

PONTE, F. C., PONTE-FILHO, F. C. (1996a). Estrutura geológica e evolução tectônica da Bacia do Araripe. Recife: Departamento Nacional da Produção Mineral, 4º e 10º Distritos Regionais, Delegacias do Ministério das Minas e Energia em Pernambuco e Ceará, 68 p.

RAND, H. M. (1983). *Levantamento gravimétrico e magnetométrico da Bacia Araripe*. Rio de Janeiro: Petrobras.

RAND, H. M., MANSO, V. A. V. (1984). Levantamento gravimétrico e magnetométrico da Bacia do Araripe. XXXIII Congresso Brasileiro de Geologia, 4, 2011-2016. Rio de Janeiro: SBG.

SÁ, J. M., SOUSA, L. C. de, LEGRAND, J. M., GALINDO, A. C., MAIA, H. N., & FILLIPPI, R. R. (2014). U-Pb e Sm-Nd em Ortognaisses Riácianos e Estaterianos nos Terrenos Rio Piranhas-Seridó e Jaguaribeano, Província Borborema, Brasil . *Geologia USP. Série Científica*, 14(3), 97-110.

SANTOS E.J., BRITO NEVES B.B. 1984. Província Borborema. In: Almeida F.F.M., Hasui Y. (Eds). *O Pré-Cambriano do Brasil*. São Paulo: Edgard Blucher, p. 123-186.

ŞENGÖR, A. M. C.; GÖRÜR, Naci; ŞAROĞLU, Fuat. Strike-slip faulting and related basin formation in zones of tectonic escape: Turkey as a case study. 1985.

SILVA, M. A. M. The Araripe Basin, Northeastern Brazil: regional geology and facies analysis of a Lower Cretaceous evaporitic depositional complex. 1983. 290 f. Tese (Doutorado)–Universidade de Columbia, Nova York, 1983.

SILVESTRE, D. & FAMBRINI, G. & SANTOS, A. (2017). Caracterização faciológica das formações cariri e brejo santo em afloramentos a ne do município missão velha (Ceará – Brasil). *Estudos Geológicos*. 27. 19-33. 10.18190/1980-8208/estudosgeologicos.v27n1p19-33.

SMALL, H. Geologia e suprimento d'agua subterrânea no Ceará e parte do Piauí.(25). Rio de Janeiro: Inspetoria de Obras Contra Secas, 1913.

SOUZA Z.S., MARTIN H., PEUCAT J.-J., JARDIM DE SÁ E.F., MACEDO M.H.F. 2007. Calc-alkaline magmatism at the Archean-Proterozoic transition: the Caicó Complex basement (NE Brazil). *Journal of Petrology*, 48(11):55-84.

TOCZECK, André et al. Tectonic evolution of the Paleozoic Alto Tapajós intracratonic basin-A case study of a fossil rift in the Amazon Craton. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 94, p. 102225, 2019.

TROMPETTE, R., 1994, Geology of Western Gondwana, Pan-African (2000- 500 Ma)– Pan-African Brasiliano Aggregation of South America and Africa. A. A. Balkema, Rotterdam, 350p.

VAN SCHMUS, W. R. et al. Proterozoic links between the Borborema province, NE Brazil, and the central African fold belt. Geological Society, London, Special Publications, v. 294, n. 1, p. 69-99, 2008.

VAN SCHMUS, W. R.; KOZUCH, M.; DE BRITO NEVES, B. B. Precambrian history of the Zona Transversal of the Borborema Province, NE Brazil: insights from Sm–Nd and U–Pb geochronology. Journal of South American Earth Sciences, v. 31, n. 2-3, p. 227-252, 2011.

VAUCHEZ A., NEVES S., CABY R., CORSINI M., EGYDIO-SILVA M., ARTHAUD M., AMARO V. 1995. The Borborema shear zone system, NE Brazil. Journal of South American Earth Sciences, 8(3-4):247-266.

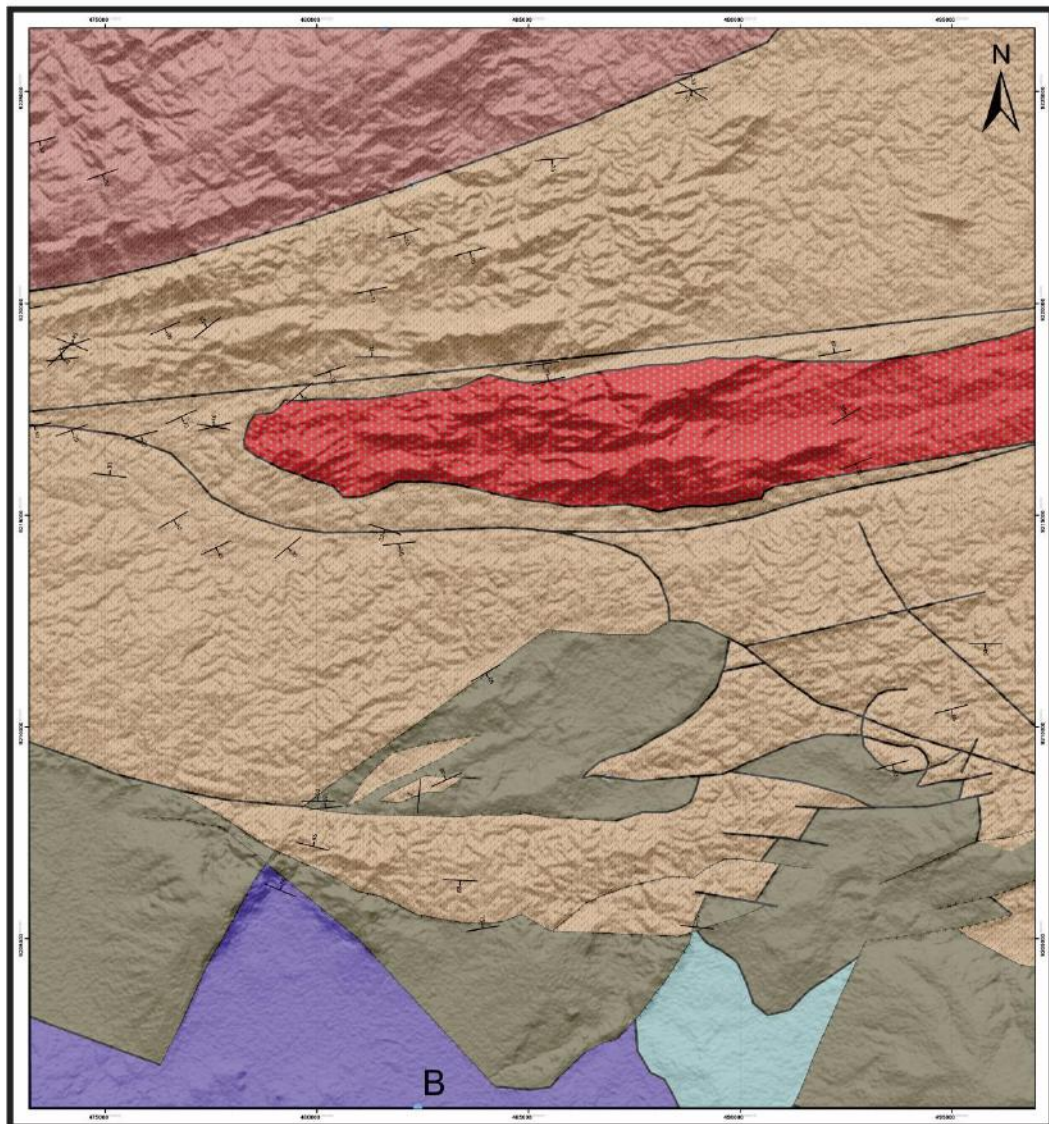
VERÍSSIMO, L. S., AGUIAR, R. B. (2005). Hidrogeologia da porção oriental da bacia sedimentar do Araripe. Meta A. Diagnóstico do estado da arte. Brasil: CPRM. Disponível em: <http://www.cprm.gov.br/publique/media/araripe_meta_A.PDF>.

7. ANEXOS

ANEXO A – MAPA GEOLÓGICO

BORDA NE - BACIA DO ARARIPE

1:50.000



Legenda

Estruturas

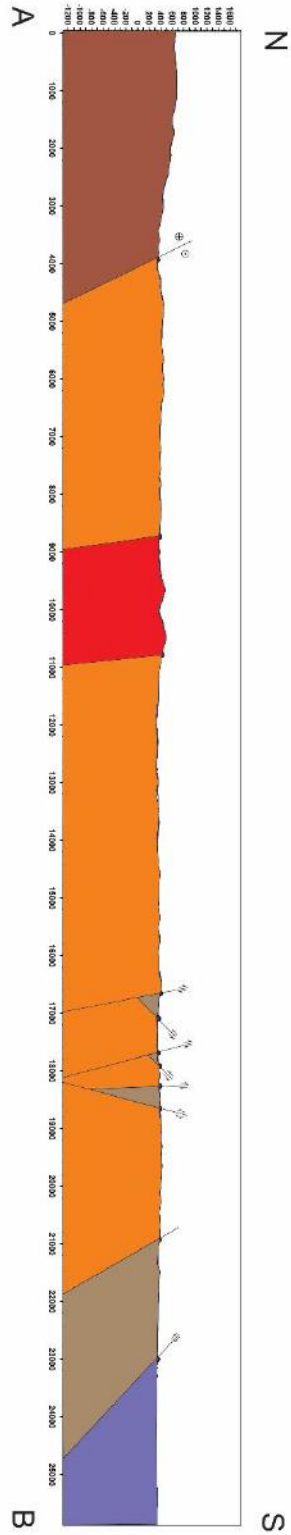
- SN
- Contato
- Falha normal
- Falha normal inferida
- Fotolineamento
- Zona de cisalhamento dextral

Unidades

- Missão Velha
- Brejo Santo
- Mauriti
- Miguel Xavier
- Santana dos Garrotes
- Caiçó - Ortegnaísea

ANEXO B – SEÇÃO GEOLÓGICA

Seção A-B



ANEXO C – TABELA DE PONTOS

PONTO	DATA	LONG (W)	LAT(S)	DATUM	ZONA	Unidade	Idade
DS01	19/02/2019	465893	9210990	WGS1984	24M	Complexo Itaizinho	Paleoproterozóico
DS02	19/02/2019	471530	9220839	WGS1984	24M	Complexo Itaizinho	Paleoproterozóico
DS03	19/02/2019	473128	9219930	WGS1984	24M	Grupo Cachoeirinha	Neoproterozóico
DS04	19/02/2019	473975	9218743	WGS1984	24M	Grupo Cachoeirinha	Neoproterozóico
DS05	19/02/2019	474244	9219087	WGS1984	24M	Grupo Cachoeirinha	Neoproterozóico
DS06	19/02/2019	476438	9219358	WGS1984	24M	Grupo Cachoeirinha	Neoproterozóico
DS07	19/02/2019	477380	9219483	WGS1984	24M	Grupo Cachoeirinha	Neoproterozóico
DS08	19/02/2019	474344	9222847	WGS1984	24M	Complexo Itaizinho	Paleoproterozóico
DS09	19/02/2019	474844	8222854	WGS1984	24M	Complexo Itaizinho	Paleoproterozóico
DS10	19/02/2019	474963	9222988	WGS1984	24M	Complexo Itaizinho	Paleoproterozóico

DS11	19/02/2019	476426	9222357	WGS1984	24M	Complexo Itaizinho	Paleoproterozóico
DS12	19/02/2019	473462	9223771	WGS1984	24M	Complexo Itaizinho	Paleoproterozóico
DS13	19/02/2019	473497	9223872	WGS1984	24M	Complexo Itaizinho	Paleoproterozóico
DS14	20/02/2019	473348	9217054	WGS1984	24M	Grupo Cachoeirinha	Neoproterozóico
DS15	20/02/2019	474240	9216947	WGS1984	24M	Grupo Cachoeirinha	Neoproterozóico
DS16	20/02/2019	475868	9216829	WGS1984	24M	Grupo Cachoeirinha	Neoproterozóico
DS17	20/02/2019	476831	9217269	WGS1984	24M	Grupo Cachoeirinha	Neoproterozóico
DS18	20/02/2019	477566	9217144	WGS1984	24M	Grupo Cachoeirinha	Neoproterozóico
DS19	20/02/2019	479637	9217826	WGS1984	24M	Grupo Cachoeirinha	Neoproterozóico
DS20	20/02/2019	480327	9218344	WGS1984	24M	Grupo Cachoeirinha	Neoproterozóico
DS21	20/02/2019	481303	9218783	WGS1984	24M	Grupo Cachoeirinha	Neoproterozóico
DS22	20/02/2019	481303	3220113	WGS1984	24M	Grupo Cachoeirinha	Neoproterozóico

DS23	20/02/2019	481279	9220247	WGS1984	24M	Grupo Cachoeirinha	Neoproterozóico
DS24	20/02/2019	482077	9221592	WGS1984	24M	Grupo Cachoeirinha	Neoproterozóico
DS25	20/02/2019	483637	9221159	WGS1984	24M	Grupo Cachoeirinha	Neoproterozóico
DS26	20/02/2019	485558	9223345	WGS1984	24M	Grupo Cachoeirinha	Neoproterozóico
DS27	20/02/2019	488844	9224967	WGS1984	24M	Grupo Cachoeirinha	Neoproterozóico
DS28	20/02/2019	488846	9225389	WGS1984	24M	Grupo Cachoeirinha	Neoproterozóico
DS29	20/02/2019	490361	9229578	WGS1984	24M	Complexo Itaizinho	Paleoproterozóico
DS30	23/02/2019	491148	9196669	WGS1984	24M	Formação Missão Velha	Jurássico Superior
DS31	23/02/2019	490991	9196963	WGS1984	24M	Formação Missão Velha	Jurássico Superior
DS32	23/02/2019	487091	9198492	WGS1984	24M	Formação Brejo Santo	Jurássico Superior
DS33	23/02/2019	485490	9198553	WGS1984	24M	Formação Brejo Santo	Jurássico Superior
DS34	23/02/2019	484110	9201654	WGS1984	24M	Formação Mauriti	Siluriano

DS35	23/02/2019	483910	9205301	WGS1984	24M	Grupo Cachoeirinha	Neoproterozóico
DS36	23/02/2019	483389	9206313	WGS1984	24M	Grupo Cachoeirinha	Neoproterozóico
DS37	23/02/2019	483248	9207811	WGS1984	24M	Grupo Cachoeirinha	Neoproterozóico
DS38	23/02/2019	483171	9207995	WGS1984	24M	Formação Mauriti	Siluriano
DS39	23/02/2019	482127	9208601	WGS1984	24M	Grupo Cachoeirinha	Neoproterozóico
DS40	24/02/2019	482361	9208363	WGS1984	24M	Grupo Cachoeirinha	Neoproterozóico
DS41	24/02/2019	482088	9208479	WGS1984	24M	Formação Mauriti	Siluriano
DS42	24/02/2019	481374	9208541	WGS1984	24M	Grupo Cachoeirinha	Neoproterozóico
DS43	24/02/2019	483046	9208529	WGS1984	24M	Grupo Cachoeirinha	Neoproterozóico
DS44	24/02/2019	483027	9208808	WGS1984	24M	Formação Mauriti	Siluriano
DS45	24/02/2019	484017	9211219	WGS1984	24M	Formação Mauriti	Siluriano
DS46	24/02/2019	486270	9212247	WGS1984	24M	Formação Mauriti	Siluriano

DS47	24/02/2019	486435	9208981	WGS1984	24M	Grupo Cachoeirinha	Neoproterozóico
DS48	24/02/2019	486871	9208811	WGS1984	24M	Formação Mauriti	Siluriano
DS49	24/02/2019	487490	9208590	WGS1984	24M	Formação Mauriti	Siluriano
DS50	24/02/2019	486797	9207835	WGS1984	24M	Grupo Cachoeirinha	Neoproterozóico
DS51	24/02/2019	474874	9202414	WGS1984	24M	Formação Mauriti	Siluriano
DS52	24/02/2019	475361	9202697	WGS1984	24M	Formação Mauriti	Siluriano
DS53	24/02/2019	479179	9206119	WGS1984	24M	Formação Mauriti	Siluriano
DS54	24/02/2019	479169	9206198	WGS1984	24M	Grupo Cachoeirinha	Neoproterozóico
DS55	24/02/2019	479926	9207237	WGS1984	24M	Grupo Cachoeirinha	Neoproterozóico
DS56	24/02/2019	480195	9208146	WGS1984	24M	Formação Mauriti	Siluriano
DS57	24/02/2019	480030	9208304	WGS1984	24M	Grupo Cachoeirinha	Neoproterozóico
DS58	24/02/2019	476369	9208067	WGS1984	24M	Formação Mauriti	Siluriano

DS59	25/02/2019	475116	9216005	WGS1984	24M	Grupo Cachoeirinha	Neoproterozóico
DS60	25/02/2019	476652	9214843	WGS1984	24M	Grupo Cachoeirinha	Neoproterozóico
DS61	25/02/2019	477643	9214170	WGS1984	24M	Grupo Cachoeirinha	Neoproterozóico
DS62	25/02/2019	479357	9214182	WGS1984	24M	Grupo Cachoeirinha	Neoproterozóico
DS63	25/02/2019	481591	9214607	WGS1984	24M	Grupo Cachoeirinha	Neoproterozóico
DS64	25/02/2019	481961	9214273	WGS1984	24M	Plúton Miguel Xavier	Neoproterozóico
DS65	25/02/2019	482229	9215014	WGS1984	24M	Grupo Cachoeirinha	Neoproterozóico
DS66	25/02/2019	485351	9218504	WGS1984	24M	Plúton Miguel Xavier	Neoproterozóico
DS67	25/02/2019	485460	9218226	WGS1984	24M		
DS68	25/02/2019	486535	9228451	WGS1984	24M		
DS69	25/02/2019	492214	9218884	WGS1984	24M	Grupo Cachoeirinha	Neoproterozóico
DS70	25/02/2019	492491	9217397	WGS1984	24M	Plúton Miguel Xavier	Neoproterozóico

DS71	25/02/2019	493505	9216639	WGS1984	24M	Plúton Xavier	Miguel	Neoproterozóico
DS72	25/02/2019	492813	9216316	WGS1984	24M	Plúton Xavier	Miguel	Neoproterozóico
DS73	25/02/2019	492747	9216157	WGS1984	24M	Plúton Xavier	Miguel	Neoproterozóico
DS74	25/02/2019	492603	9215796	WGS1984	24M	Plúton Xavier	Miguel	Neoproterozóico
DS75	26/02/2019	487208	9202743	WGS1984	24M	Formação Mauriti		Siluriano
DS76	26/02/2019	488957	9205249	WGS1984	24M	Formação Mauriti		Siluriano
DS77	26/02/2019	488986	9205325	WGS1984	24M	Formação Mauriti		Siluriano
DS78	26/02/2019	490642	9206007	WGS1984	24M	Formação Mauriti		Siluriano
DS79	26/02/2019	493042	9208788	WGS1984	24M	Formação Mauriti		Siluriano
DS80	26/02/2019	493609	9209043	WGS1984	24M	Grupo Cachoeirinha		Neoproterozóico
DS81	26/02/2019	494994	9210355	WGS1984	24M	Grupo Cachoeirinha		Neoproterozóico
DS82	26/02/2019	495796	9211910	WGS1984	24M	Grupo Cachoeirinha		Neoproterozóico

DS83	26/02/2019	498424	9214752	WGS1984	24M	Grupo Cachoeirinha	Neoproterozóico
DS84	26/02/2019	498847	9216145	WGS1984	24M	Grupo Cachoeirinha	Neoproterozóico
DS85	26/02/2019	501863	9218572	WGS1984	24M		

