



UNIVERSIDADE FEDERAL DE PERNAMBUCO
CENTRO DE TECNOLOGIA E GEOCIÊNCIAS
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA
CURSO DE GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA

ELÍDIO XAVIER GUIMARÃES

**ANÁLISE TOPOLÓGICA DA REDE DE FRATURA DO GRANITO DO CABO
DE SANTO AGOSTINHO, BACIA PERNAMBUCO, NE BRASIL**

Recife

2023

ELÍDIO XAVIER GUIMARÃES

**ANÁLISE TOPOLÓGICA DA REDE DE FRATURA DO GRANITO DO CABO
DE SANTO AGOSTINHO, BACIA PERNAMBUCO, NE BRASIL**

Trabalho de Conclusão de Curso
apresentado ao Curso de Graduação em
Geologia da Universidade Federal de
Pernambuco, como requisito parcial para
a obtenção do grau de Bacharel em
Geologia.

Orientador: Prof. Dr. Tiago Siqueira de Miranda.

Coorientador: Dr. Osvaldo José Correia Filho.

Recife

2023

Ficha de identificação da obra elaborada pelo autor,
através do programa de geração automática do SIB/UFPE

Guimarães, Elídio Xavier.

Análise Topológica da Rede de Fratura do Granito do Cabo de Santo
Agostinho, Bacia Pernambuco, NE Brasil / Elídio Xavier Guimarães. - Recife,
2023.

68 p. : il., tab.

Orientador(a): Tiago Siqueira de Miranda

Cooorientador(a): Osvaldo José Correia Filho

Trabalho de Conclusão de Curso (Graduação) - Universidade Federal de
Pernambuco, Centro de Tecnologia e Geociências, Geologia - Bacharelado,
2023.

1. Rede. 2. Fraturas. 3. Granito. 4. Cabo. 5. Estrutural. I. Miranda, Tiago
Siqueira de. (Orientação). II. Correia Filho, Osvaldo José. (Coorientação). III.
Título.

550 CDD (22.ed.)

ELÍDIO XAVIER GUIMARÃES

**ANÁLISE TOPOLÓGICA DA REDE DE FRATURA DO GRANITO DO CABO
DE SANTO AGOSTINHO, BACIA PERNAMBUCO, NE BRASIL**

Trabalho de Conclusão de Curso
apresentado ao Curso de Graduação em
Geologia da Universidade Federal de
Pernambuco, Centro de Tecnologia e
Geociências, como requisito parcial para
a obtenção do grau de Bacharel em
Geologia.

Aprovado em: 28/04/2023.

BANCA EXAMINADORA

Prof. Dr. José Antonio Barbosa (UFPE-DGEO)
Universidade Federal de Pernambuco

Prof. Msc. Marcio Lima Alencar (PPGEOC-UFPE)
Universidade Federal de Pernambuco

Prof. Dr. Gorki Mariano (UFPE-DGEO)
Universidade Federal de Pernambuco

AGRADECIMENTOS

Em primeiro lugar, gostaria de agradecer ao meu pai José Guimarães, e à minha mãe, Telma Cristina, que sem eles não seria possível começar este desafio. Agradeço muito também às minhas irmãs, primos e primas, tios e tias, que me apoiaram e fizeram parte também desta jornada.

Agradeço também ao meu coorientador Osvaldo Correia que contribuiu muito com o desenvolvimento deste trabalho.

Ao meu orientador, quero agradecer pela dedicação, paciência, ensinamentos, e pela confiança em meu potencial e por todo o apoio e incentivo durante esta jornada.

Aos professores, técnicos e demais profissionais com quem pude conviver ao longo desta trajetória na UFPE, agradeço pela valiosa convivência, ensinamentos e contribuições que proporcionaram o meu desenvolvimento acadêmico e pessoal.

A todos os professores que tive ao longo da minha vida, desde a infância até a universidade, meu profundo reconhecimento e gratidão.

Também quero agradecer à UFPE e todos os seus trabalhadores, que me ofereceram a estrutura e o suporte necessário para que eu pudesse realizar minha pesquisa.

Gostaria de agradecer também aos colegas de curso pelos muitos momentos felizes e por estarem juntos nos difíceis. Gostaria de lhes agradecer à atenção e carinho recebi ao longo do curso.

Por fim, agradeço a todas as pessoas que, de alguma forma, contribuem para um mundo mais justo e melhor para vivermos.

RESUMO

Reservatórios naturalmente fraturados são considerados como importantes alvos de interesse exploratório tanto para a indústria do petróleo, quanto para o armazenamento de CO₂. As características geométricas e topológicas da rede de fratura possuem um importante papel na elaboração de DFN's (Discrete Fracture Network) e na simulação numérica de fluxo de fluido. Este trabalho apresenta a integração de dados de estruturais de campo e imagens aéreas de VANT (Veículo aéreo não-tripulado) da rede de fratura do Granito do Cabo de Santo Agostinho (GC), localizado na Suíte Magmática Ipojuca (SMI), NE Brasil. O objetivo principal compreende a caracterização de aspectos geométricos e topológicos do padrão de fraturamento do GC em duas regiões selecionadas, aqui denominadas de Área 1 (A1) e Área 2 (A2). A SMI apresenta registro vulcânico bimodal, explosivo e efusivo, que foi responsável pela cristalização do GC há aproximadamente 102 M.a. O conjunto de rochas plutônicas e vulcânicas com amplo espectro composicional proveniente deste magmatismo é denominado de Suíte Magmática Ipojuca (SMI). Na A1 foi possível reconhecer o predomínio da fácies representada por um monzonito fino cinza cortado por um dique de riolito tardio. Além disso, foram reconhecidas rochas de falha como cataclasito e pseudotaquilito. Já na A2, ocorre o predomínio da fácies granítica porfirítica de granulação média a grossa. A direção preferencial das famílias de fratura das duas áreas selecionadas não apresenta uma variação significativa e são definidas por duas famílias principais – i) NE-SW e ii) NW-SE. Por outro lado, a variação dos parâmetros topológicos apresenta modificações significativas entre as duas áreas selecionadas. A rede de fratura da A1 é mais densa e mais conectada em relação a A2. A A1 apresenta valores de densidade de fratura que podem alcançar 20f/m e um predomínio de nós do tipo X e Y, enquanto que a A2 não ultrapassa 5f/m e apresenta predomínio de nós tipo I e Y. Também foi observada a modificação dos parâmetros topológicos em função da variação da textura e mineralogia de cada litofácies relacionado ao GC. O riolito estudado apresentou maior densidade e conectividade da sua rede de fratura em relação as fácies monzoníticas e graníticas. Além da variação mineralógica e textural entre as litofácies que ocorrem nas áreas selecionadas, a presença de rochas de núcleo de zonas de falha na A1, bem como o reconhecimento de um plano de NW-SE dextral deslocando dique de riolito, indica que esta região está mais próxima de um sistema de zonas de falha regionais. A presença de dobra por propagação de falha associada ao dique de riolito indica que os esforços extensionais da fase rifte pode apresentar relações temporais sin- a tardi- magmatismo, o que amplia a influência da fase rifte da SMI até o final do Albiano.

Palavras-Chave: Zona de falha; Rede de Fratura; Densidade de Fraturamento; Conectividade.

ABSTRACT

Naturally fractured reservoirs are considered important targets for the oil industry and also for CO₂ storage projects. The geometric and topological characteristics of the fracture network play an important role in the construction of DFN's (Discrete Fracture Networks). This work presents an integration of field observations and UAV aerial images of the fracture network of the Granito do Cabo de Santo Agostinho (GC), located in the Ipojuca Magmatic Suite (SMI), NE Brazil. The main objective is to obtain the geometric and topological parameters of the GC in two key areas (A1 and A2). The SMI presents a bimodal, explosive and effusive volcanic record, which was responsible for the origin of the GC (~102 Ma). The large amount of volcanic rocks with a broad compositional spectrum that occurs in the BP is called the Ipojuca Magmatic Suite (SMI). In A1 it was possible to recognize that the predominant facies of the GC are represented by a fine gray monzonite, which is cut by a late rhyolite dyke. Furthermore, in this area fault rocks were recognized as cataclasite and pseudotaquilite. In the A2, there is a predominance of porphyritic granitic facies with medium to coarse grains. The preferential direction of the fracture families of the two selected areas does not present a significant variation and they are defined by two main sets – i) NE-SW and ii) NW-SE. On the other hand, the variation of the topological parameters presents significant modifications between the two selected areas. The A1 fracture network is denser and more connected compared to A2. A1 presents fracture density values that can reach 20f/m and a predominance of X and Y nodes, while the A2 does not exceed 5f/m and presents a predominance of type I and Y nodes. It was also observed that the modification of the topological parameters in function of the texture and mineralogy variation of each lithofacies is related to the CG. The fracture network of the rhyolite presented higher density than the monzonite and granite facies. In addition, our occurrence of fault rocks in the A1, as well as the recognition of a dextral NW-SE fault, indicates that this region is located near a regional fault zone. Furthermore, the presence of folding by fault propagation observed along this strike-slip fault indicates that this tectonic event is syn- to tardi- magmatism, which suggests the influence of the rift phase of the SMI during the Neo-Albian.

Keywords: Fault Zone; Fracture Network; Fracturing Density; Connectivity.

SUMÁRIO

1. INTRODUÇÃO	10
1.1. APRESENTAÇÃO	10
1.2. OBJETIVOS	11
1.2.1. Geral	11
1.2.2. Específicos	11
1.3. JUSTIFICATIVA E MOTIVAÇÃO	11
1.4. LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO	12
2. CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL	14
2.1. EVOLUÇÃO ESTRUTURAL DA MARGEM LESTE DA PROVÍNCIA BORBOREMA	16
2.2. ARCABOUÇO ESTRUTURAL DA BACIA PERNAMBUCO	18
2.4. LITOESTRATIGRAFIA DA BACIA DE PERNAMBUCO	22
2.4.1 Formação Cabo	22
2.4.2 Formação Suape	22
2.4.3 Suíte Magmática Ipojuca (SMI)	23
2.4.4. Granito Do Cabo De Santo Agostinho	24
2.4.5. Formação Paraíso	26
2.4.6. Formação Estiva	26
2.4.7. Formação Barreiras	26
2.4.8. Sedimentos Pós-Barreiras	27
3 MATERIAIS E MÉTODOS	28
3.1. AQUISIÇÃO DE DADOS ESTRUTURAIS EM CAMPO	29
3.2. AQUISIÇÃO DE IMAGENS DE AFLORAMENTOS POR VANT	29
3.3. PROCESSAMENTO DAS IMAGENS AÉREAS	30
3.4 VETORIZAÇÃO DA REDE DE FRATURA	32
3.5. ANÁLISE TOPOLÓGICA	33
3.6 ANÁLISE DA REDE DE FRATURA NO FRACPAQ	35
3.7 ANÁLISE DE VARREDDURA DE SCANLINES	36
4. RESULTADOS	38

4.1. ÁREA 1	38
4.1.1. Caracterização Estrutural	38
4.1.2. Estatística Descritiva	41
4.1.3 Densidade De Fraturas	43
4.1.4 Intensidade De Fraturas	44
4.1.5 Análise Topológica	45
4.2 JANELAS DA ÁREA A1	45
4.2.1 Análise Geométrica De Orientação	45
4.2.2 Análise Topológica	47
4.3 ÁREA 2 (A2)	48
4.3.1 Caracterização Estrutural	49
4.3.2 Descrição dos Traços e Segmentos	50
4.3.3 Densidade De Fraturas	52
4.3.3 Intensidade de Fraturas	52
4.3.4 Análise Topológica	53
5. DISCUSSÃO	56
5.1 CARACTERÍSTICAS TOPOLÓGICAS	56
5.2 IMPLICAÇÕES TECTÔNICAS	57
5.2.1 Controle Estrutural durante o Alojamento do Granito do Cabo	57
5.2.2 Correlação do Vulcanismo e Rife da Bacia Pernambuco	57
6. CONCLUSÕES	59
7. SUGESTÕES PARA TRABALHOS FUTUROS	60
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	61

1. INTRODUÇÃO

1.1. APRESENTAÇÃO

Nas últimas décadas, o estudo de parâmetros geométricos e topológicos da rede de fratura em rochas de baixa permeabilidade vem se tornando cada vez mais importante para uma melhor compreensão da percolação de fluidos em reservatórios naturalmente fraturados (Hansberry et al., 2021). O tipo de conexão, orientação, preenchimento e a densidade de fraturamento podem controlar a migração de fluidos neste tipo de reservatório e são parâmetros importantes para a caracterização e modelagem do reservatório (Jing & Stephansson, 2007).

Com o avanço do desenvolvimento de técnicas de otimização do aproveitamento de recursos energéticos, reservatórios fraturados passaram a apresentar uma posição de destaque neste cenário nos últimos anos (Sausse & Genter, 2005; Vidal et al., 2017; Dezayes et al., 2021). Zonas de falha podem atuar como agentes de condução de calor controlando as anomalias geotermiais posicionadas na porção superior da crosta (Bächler et al., 2003; Baillieux et al., 2013; Guillou-Frottier et al., 2013; Duwiquet et al., 2021). Estas regiões normalmente representam alvos potenciais para implantação de usinas geotermiais (Freyemark et al., 2017). Além disso, a rede de fratura também compreende um importante elemento no processo que envolve o armazenamento de CO₂ nos diversos reservatórios geológicos, sejam siliciclásticos ou vulcânicos (Carvalho et al., 2022).

A caracterização do padrão da rede de fraturamento é de extrema importância na indústria do petróleo. Os parâmetros geométricos e topológicos da rede de fratura servirão de dados de *input* para a construção de modelos DFN's (*Discrete Fracture Network*), fundamental para a caracterização do reservatório fraturado e elaboração de modelos de simulação de fluxo (Sanderson & Nixon, 2015).

A presente pesquisa aborda as principais características do padrão de fraturamento do Granito do Cabo de Santo Agostinho (GC) em duas áreas previamente escolhidas (Figs. 1 e 2). Os principais produtos apresentados por esta pesquisa, representam um produto da integração de dados bibliográficos, dados de campo e imagens aéreas obtidas por VANT.

O presente relatório foi realizado em parceria com projeto de cooperação em P&D intitulado “Caracterização estrutural e modelagem numérica de zonas de Falha” financiado pela Petrobrás em cooperação com a Universidade Federal de Pernambuco.

1.2. OBJETIVOS

1.2.1. Geral

O objetivo principal compreende a caracterização de aspectos geométricos e topológicos do padrão de fraturamento do GC em duas regiões selecionadas, aqui denominadas de **Área 1 (A1)** e **Área 2 (A2)**.

1.2.2. Específicos

- A) Mapeamento estrutural das duas áreas selecionadas sobre o GC.
- B) Verificar as variações nos parâmetros geométricos/topológicos entre as redes de fratura presentes nas A1 e A2, em função da variação mineralógica e textural das fácies relacionadas ao GC e seu posicionamento em relação a uma zona de falha.
- C) Discutir a relação entre as estruturas presentes no GC com base no arcabouço regional rifte da Bacia Pernambuco.

1.3. JUSTIFICATIVA E MOTIVAÇÃO

A análise de rochas fraturadas é frequentemente sujeita a uma variedade de técnicas e terminologias para caracterizar as propriedades de fraturas individuais e seus relacionamentos dentro de redes de fratura. As fraturas ocorrem em várias escalas de tamanho, e através dessa variedade de escala elas podem ter um efeito significativo nos processos que envolvem a crosta, como fluxo de fluidos e resistência das rochas. Os padrões de fraturas exercem grande influência nas propriedades mecânicas, permo-porosas e de transporte em rochas reservatório (Sibson, 1977; Sanderson & Nixon, 2015).

A distribuição de orientações em um padrão fraturado é importante para investigar a evolução tectônica do reservatório, assim como seus atributos, como a permeabilidade e a resistência mecânica. Além disso, em muitas situações uma rede de fratura pode estar relacionada a uma zona de falha. Uma zona de falha é um volume de rocha a partir do qual é formado por um núcleo, zona de dano e protólito e que apresentam elementos arquiteturais como brecha tectônica, gouge, cataclasitos, pseudotaquilitos e estruturas secundárias fraturas de cisalhamento, juntas e veios (Caine et al., 1996; Choi et al., 2016).

Nas últimas décadas, vários estudos se concentraram na análise dos elementos arquiteturais de falha com o objetivo de entender a sua evolução tectônica, bem como o seu impacto sobre o fluxo de fluidos e o comportamento mecânico da crosta terrestre (Chester & Logan, 1986; Caine et al., 1996; Falkner et al., 2010).

Portanto, a caracterização estrutural e geomecânica de zonas de falha representa uma importante ferramenta para o melhor entendimento sobre a organização espacial da rede

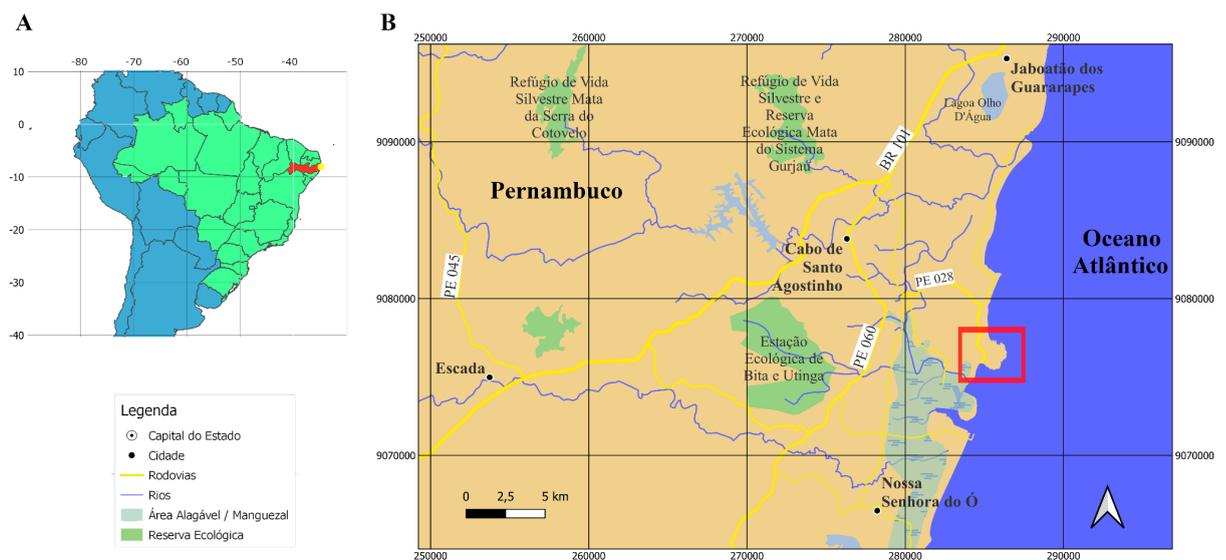
permo-porosa de reservatórios naturalmente fraturados (Sibson, 1977; Sanderson and Nixon, 2015).

1.4. LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO

A área de estudo está inserida na região do litoral sul de Pernambuco, especificamente o GC, situado na região central da Bacia de Pernambuco (Figs. 1 e 2). O GC está localizado no município Cabo de Santo Agostinho, faixa costeira do estado de Pernambuco. O GC apresenta uma área aflorante de aproximadamente 4 km² com seu centro posicionado nas coordenadas geográficas 8°20'57"S e 34°56'49"E (Fig. 2). O GC é considerado um forte potencial para o geoturismo da região (Nascimento & Souza, 2008). Os principais pontos de interesse são as construções que datam do século XVI e que serviam de referência para os navegadores, como Casa do Faroleiro e o Quartel Velho (Nascimento & Souza, 2008).

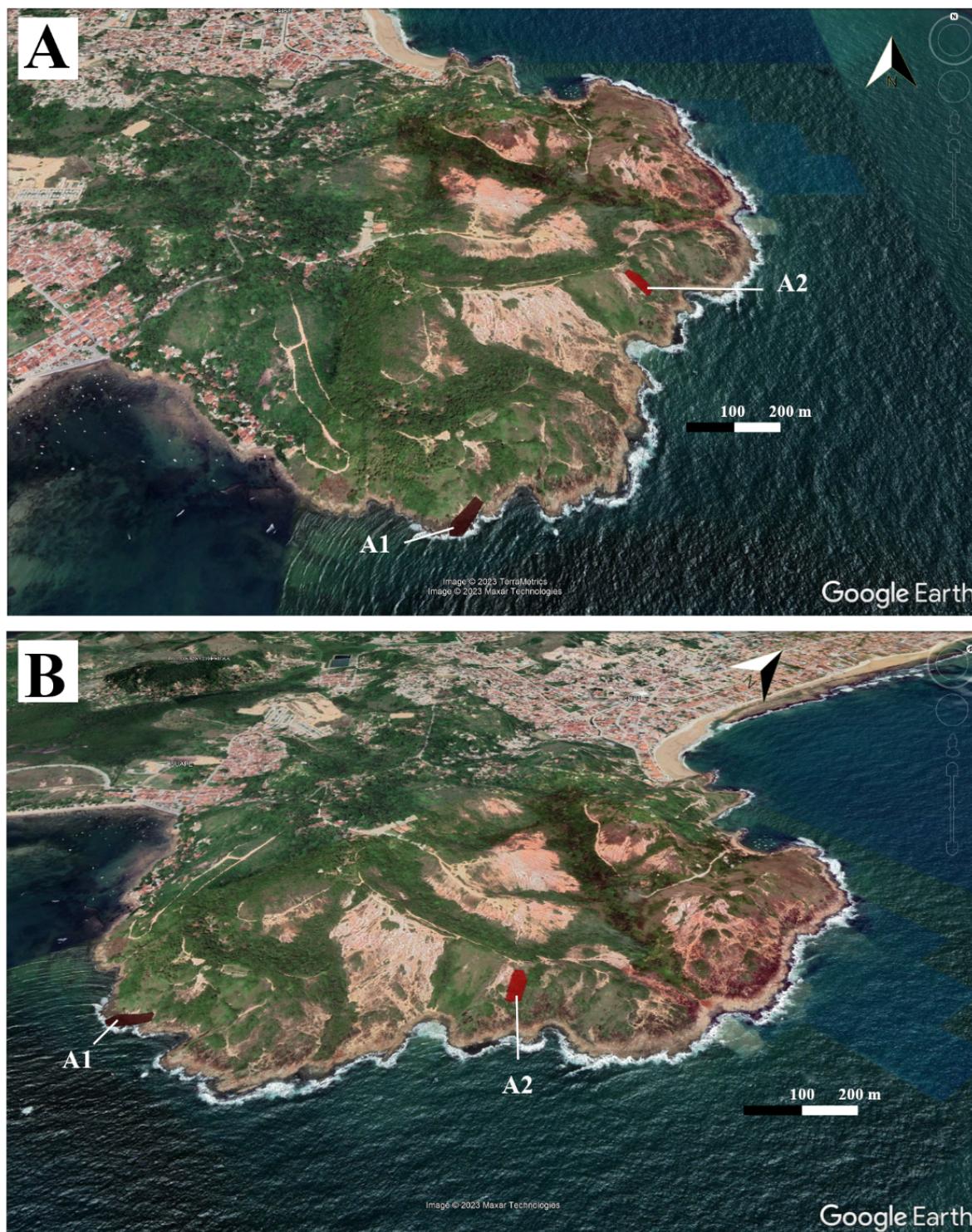
Sobre o GC, foram selecionadas duas áreas-alvo para a aquisição de imagens de VANT e subsequente coleta de dados estruturais. As áreas possuem aproximadamente 3800 m² e 3600 m² e suas coordenadas estão localizadas entre o intervalo 389795E - 9115568S e 390275E - 9116248S de coordenadas UTM, no quadrante 25S (*WGS 84*). A primeira área foi denominada por esta pesquisa de Área 1 (A1), enquanto que a segunda foi denominada de Área 2 (A2) (Fig. 2).

Figura 1 – Localização da área de estudo. A) A área está localizada no litoral do estado de Pernambuco, no município Cabo de Santo Agostinho. B) A área de estudo localiza-se na região mais a oeste do município Cabo de Santo Agostinho representada pelo promontório costeiro que compreende a área aflorante do Granito do Cabo de Santo Agostinho (GC).



Fonte: O autor (2023)

Figura 2 – Detalhe para a localização das duas subáreas selecionadas para o estudo geométrico e topológico do padrão de fraturamento. Ambas as áreas estão localizadas sobre a região aflorante do Granito do Cabo de Santo Agostinho. A) Localização da área 1 (A1). B) Localização da área 2 (A2).



Fonte: O autor (2023)

2. CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

2.1. EVOLUÇÃO ESTRUTURAL DA MARGEM LESTE DA PROVÍNCIA BORBOREMA

A Província Borborema (PB) (Fig. 3) é um extenso cinturão orogênico estruturado durante a Orogenia Brasileira/Pan-Africana (Almeida, 1981; Teixeira, 2015). A PB é limitada a norte e a leste por bacias marginais da região nordeste do Brasil, a oeste, pela bacia do Parnaíba e a sul, pelo cráton São Francisco (Medeiros et al., 2017). A PB é subdividida em domínios tectônicos limitados por extensas zonas de cisalhamento, e apresenta bacias marginais e interiores formadas em grande parte durante o período de fragmentação do supercontinente Gondwana que culminou com a origem do Oceano Atlântico (Neojurássico-Eocretáceo) (Matos et al., 2019, 2020) (Fig. 3).

A geologia da PB é dominada por extensas áreas formadas por rochas gnáissicas/migmatíticas, que representam o embasamento da região, rochas supracrustais metamorfozadas, intrusões ígneas brasileiras, e uma complexa rede anastomosadas de zonas de cisalhamento transcorrentes que foi responsável por retrabalhar as rochas da PB nas fácies xisto verde e anfíbolito (Vauchez et al., 1995; Neves & Mariano, 1999; Neves et al., 2002; Neves, 2003) (Fig. 3).

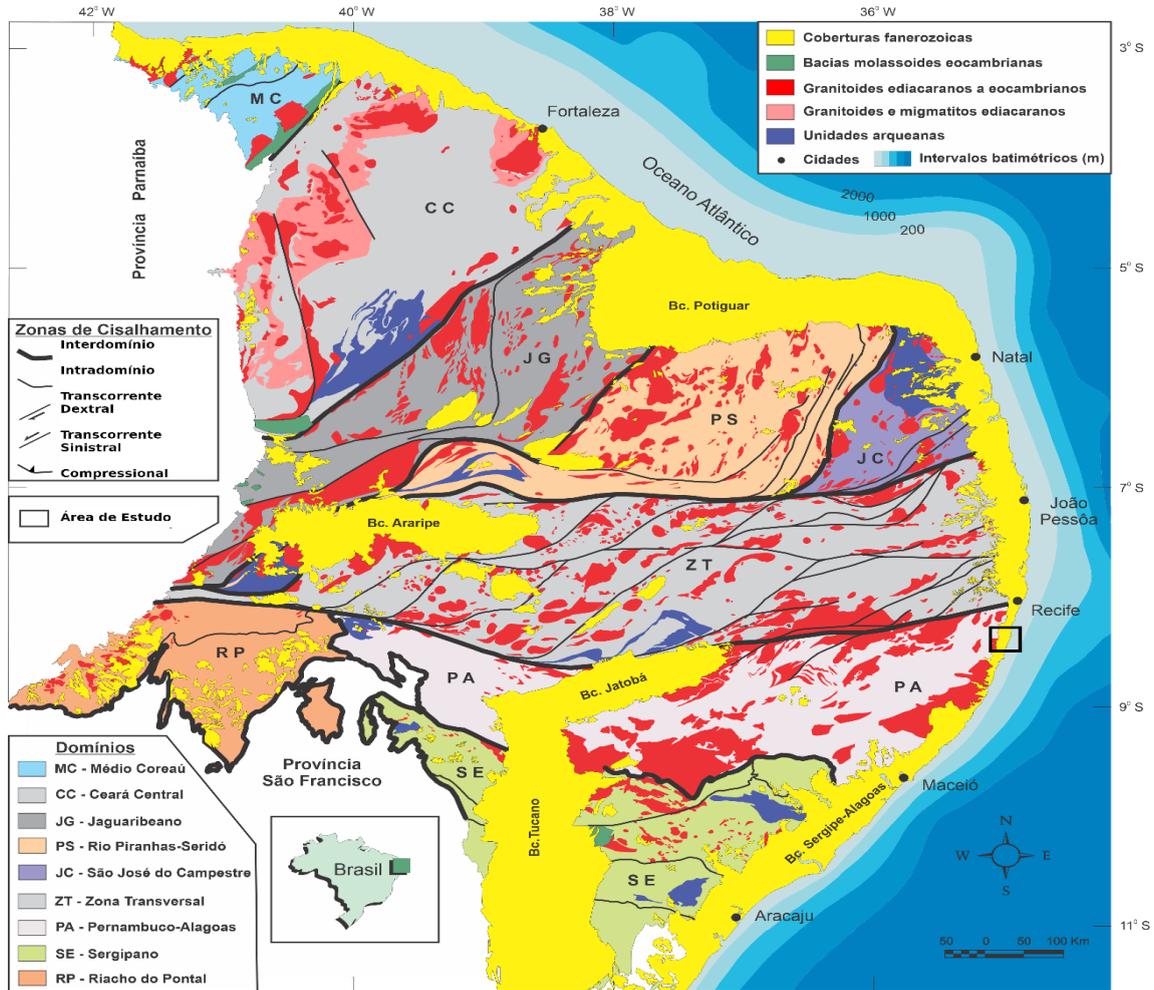
Após os eventos que marcaram a evolução pré-cambriana da PB, iniciou-se o processo de fragmentação do supercontinente Gondwana (Neojurássico-Eocretáceo), responsável por gerar eventos de magmatismo reconhecido em várias regiões da Plataforma Sul-Americana e que culminou com o *break-up* continental durante o Cretáceo e origem das bacias marginais brasileiras (Chan et al., 1992; Matos, 1999; Matos et al., 2019, 2021) (Fig. 4).

A evolução das bacias continentais da margem oriental é intimamente associada à abertura do Oceano Atlântico. Cainelli & Mohriak (1998) destacou 5 fases que englobam os mecanismos tectônicos e de sedimentação;

A) Soerguimento astenosférico com afinamento litosférico regionalmente distribuídos, e origem de falhas distensionais e fraturas na crosta superior. Ascensão de material magmático, com extrusões basálticas, além do surgimento de falhas que afetaram a crosta continental em níveis crustais mais profundos, que podem ter formado meio-grabens, muitas vezes preenchidos por sedimentos de origem lacustre. Os eventos magmáticos relacionados à abertura do Atlântico apresentam características subaéreas ou subaquosas de espalhamento do assoalho oceânico. Estes depósitos lacustres podem estar relacionados aos depósitos

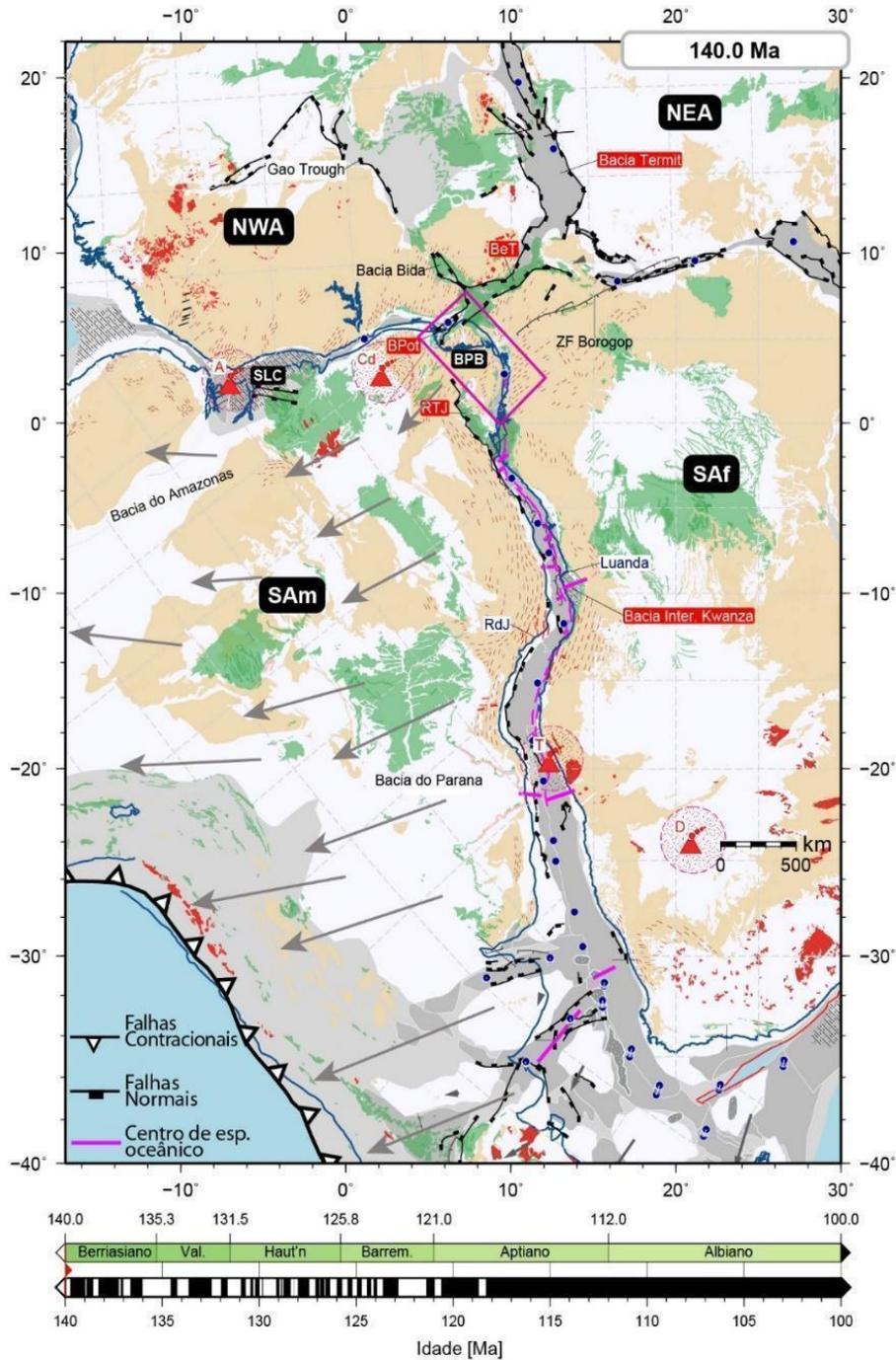
- B) Neocomiano-Barremianos, na margem sudeste brasileira, e Aptiano-Albiano na margem nordeste do Brasil (Barbosa et al., 2014; Matos, 2021).
- C) A terceira fase pode ter (ou não) ocorrido magmatismo continental associado, rotação de planos de falha e erosão dos blocos da fase rifte formados anteriormente. O ajuste do arcabouço interno da bacia recém-formada gerou discordância angular, *breakup unconformity*, separando os sedimentos depositados em ambiente continental-lacustres dos sedimentos transicionais-marinhos.
- D) A quarta fase representa o espalhamento da crosta oceânica e a situação de deriva continental.
- E) A quinta fase é marcada pela implantação de uma extensa plataforma carbonática, normalmente Albiana, com sucessiva deposição de pelitos devido ao aumento do nível dos oceanos durante o Cenomaniano-Turoniano, que gerou o contexto tectônico-estratigráfico de “bacias famintas” em muitas bacias da margem continental brasileira, incluindo as bacias da margem leste da Província Borborema.

Figura 3 - Mapa geológico esquemático da Província Borborema com a localização da área de estudo representada pelo polígono preto.



Fonte: Medeiros et al. (2017).

Figura 4 - Reconstrução do processo de abertura do Atlântico Sul durante o Berriasiano (~140 M.a.), considerando a placa da África fixada em coordenadas atuais. Neste modelo o processo de rotação com velocidade diferencial a partir do ponto de rotação provocou primeiro o *breakup* de abertura da parte mais a sul do rifte do Atlântico Sul, as setas em cinza mostram os vetores de velocidade das placas tectônicas envolvidas. No detalhe da porção leste do atual Nordeste do Brasil (polígono em rosa), nota-se a distribuição dos vetores de deslocamento em relação à localização geográfica da bacia sedimentar estudada. SAf – Placa Africana, BPB – Região nordeste da Província Borborema; NEA – Nordeste da Placa Africana; SAm – Placa Sul-Americana; SLC – Cráton Sao Luis. BeT – Benue Trough; BPot – Bacia Potiguar; TRJ – bacias do Reconavo, Jatoba e Tucano; RdJ – Rio de Janeiro.



Fonte: Modificado de Heine et al. (2013)

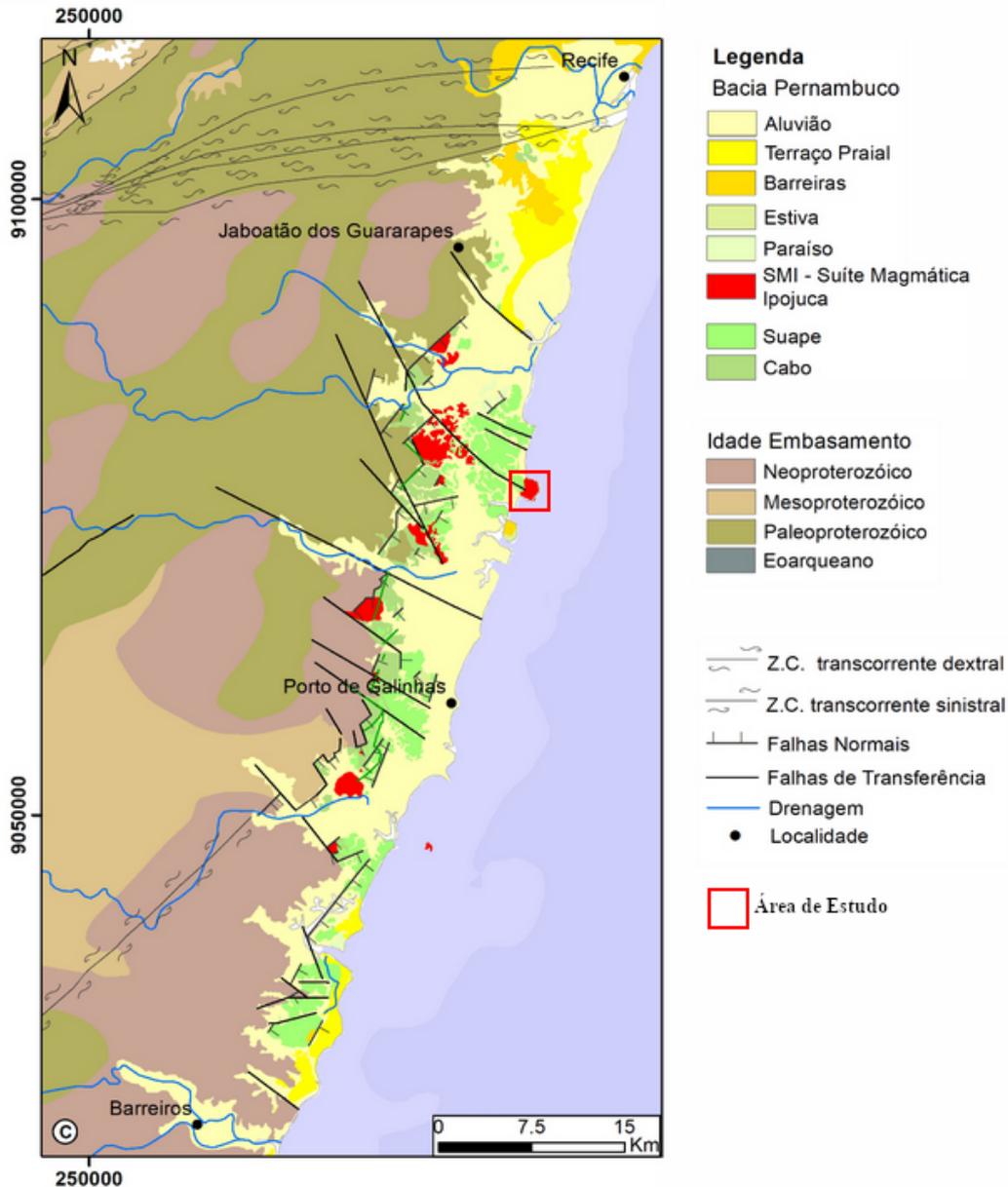
2.2 ARCABOUÇO ESTRUTURAL DA BACIA PERNAMBUCO

A Bacia de Pernambuco (BPE) é uma bacia marginal localizada na porção oriental da margem nordeste do Brasil, na região costeira leste da Província Borborema (Fig. 1). O preenchimento da BPE é composto essencialmente por rochas vulcânica-sedimentares (Nascimento et al., 2003; Maia, 2012; Maia et al., 2012; Santana, 2016) (Figs. 5 e 6). Na década de 1980, foram perfurados dois poços estratigráficos na BPE, o 9-JG-01-PE e o 2-CP-01-PE, o segundo, perfurado na região da praia do Cupe, atingiu uma profundidade de aproximadamente 2953 m e não alcançou o embasamento cristalino da BPE (Lima Filho, 1998) (Figs. 5 e 6). Por outro lado, na região offshore da BPE, que compreende o Platô de Pernambuco, grabens profundos com aproximadamente 6 km de profundidade foram desenvolvidos sobre uma crosta continental e transicional hiperdistendida (Magalhães et al., 2014). A BPE apresenta um formato elíptico com eixo maior orientado de forma NE-SW compreendendo a região entre a cidade de Recife e o limite interestadual entre os estados de Pernambuco e Alagoas. A BPE apresenta uma largura de 10 km e 80 km de extensão, limitando-se a norte pela Zona de Cisalhamento Pernambuco Leste e pelo alto de Maragogi-Barreiros a sul (Lima Filho, 1998; Correia Filho, 2022).

A BPE foi desenvolvida sob regime distensional relacionado a evolução geológica de um dos segmentos de abertura do Atlântico Sul durante o Cretáceo Inferior, assim como, apresenta o registro de um magmatismo bimodal reconhecido como Suíte Magmática Ipojuca (SMI) (Lima Filho, 1998; Nascimento, 2003; Santana, 2016). A BPE pode ser dividida em dois setores, o primeiro ocupa uma estreita faixa litorânea (Figs. 6 e 7), e recebe a denominação de gráben interno. O segundo está localizado em águas profundas e ultraprofundas relacionadas à região denominada Platô de Pernambuco (Lima Filho et al, 2006) (Fig. 7).

A região *onshore* da BPE é representada por dois grábens principais separados pelo Domo vulcânico do Cabo de Santo Agostinho (Correia Filho et al., 2022) (Fig. 6). Estes depocentros são reconhecidos como graben de Piedade, a norte, e graben do Cupe, a sul em relação a este domo vulcânico (Correia Filho et al., 2022) (Fig. 6). No extremo sul da região costeira da BPE, está localizado um terceiro graben denominado de Graben de Tamandaré. Este graben apresenta uma geometria alongada com direção preferencial NW-SE, divergindo do alinhamento preferencial NE-SW dos grabens de Piedade e do Cupe. O extremo sul da BPE, é marcado por anomalias gravimétricas positivas, que estão relacionadas à um alto do embasamento a partir do município de São José da Coroa Grande. Este alto estrutural é denominado Maragogi-Barreiro, e limita a BPE da Bacia de Sergipe-Alagoas (Correia Filho et al., 2022).

Figura 5 - Mapa geológico da faixa costeira emersa da Bacia Pernambuco (BPE). A área de estudo está inserida na porção central da BPE, sobre o Granito do Cabo de Santo Agostinho (GC) e associado a Suíte Magmática Ipojuca (SMI).

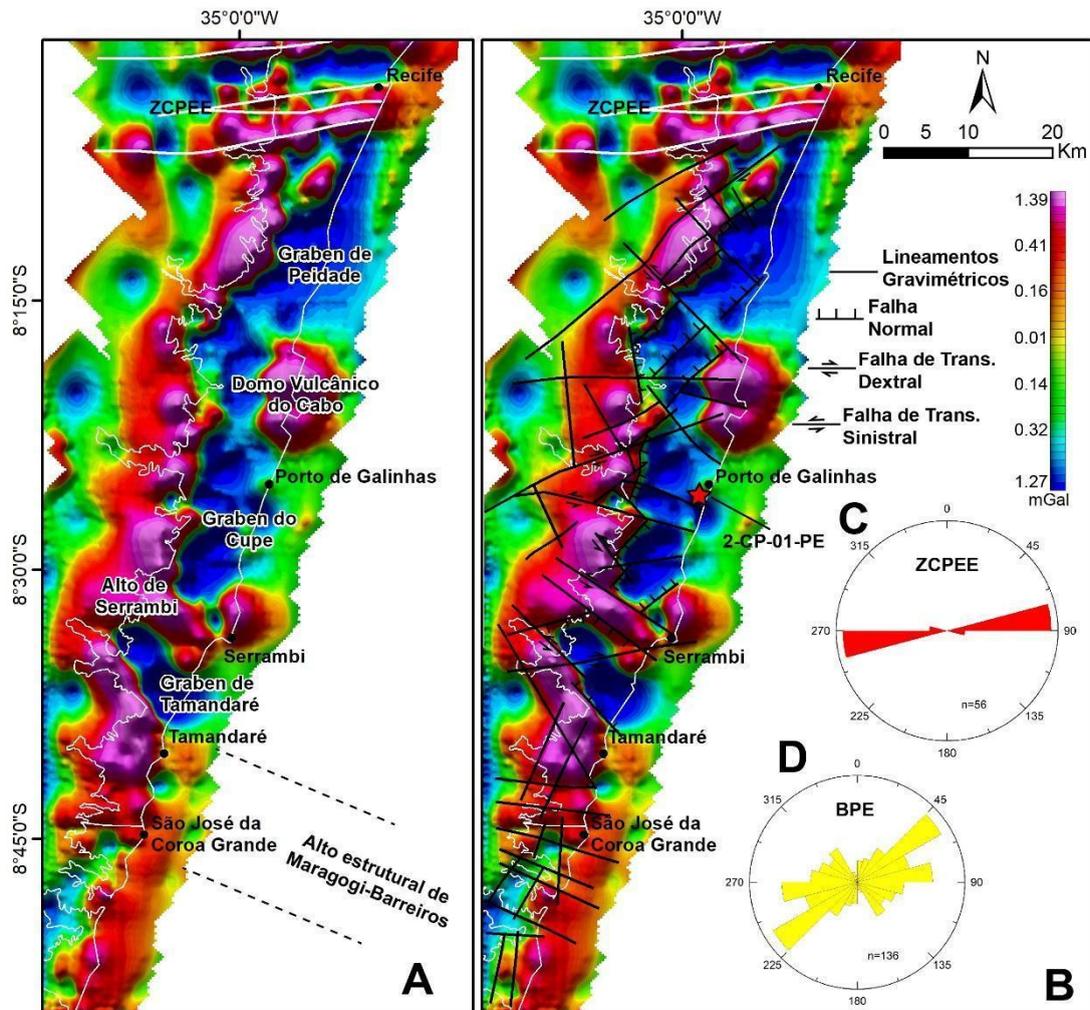


Fonte: Correia Filho (2017)

A configuração estrutural da BPE é definida por falhas normais NE-SW e falhas de transferência NW-SE que condicionam a ocorrência dos principais grabens e horsts da BPE, tanto da Bacia Interna, quanto na região do Platô de Pernambuco (Polonia, 1997; Lima Filho, 1998; Correia Filho, 2017) (Figs. 6 e 7). A configuração das falhas normais e de transferência permite que seja posicionado um campo extensional de esforços NW-SE, a partir do qual as falhas NE-SW foram responsáveis por produzir o espaço de acomodação e as de transferência

NW-SE, acomodaram a evolução dos esforços durante a atuação dos esforços rifte (Polônia, 1997; Lima Filho, 1998; Almeida, 2003).

Figura 6 - Mapa gravimétrico Bouguer residual da faixa costeira relacionada à Bacia Pernambuco. A) Arcabouço estrutural com a localização dos principais grabens e *horsts* da BPE; C) Lineamentos estruturais definidos pelo alinhamento das anomalias gravimétricas. C e D) Diagramas de roseta com a orientação preferencial dos lineamentos gravimétricos relacionados a Zona de Cisalhamento Pernambuco Leste (ZCPEE) e Bacia Pernambuco (BPE).



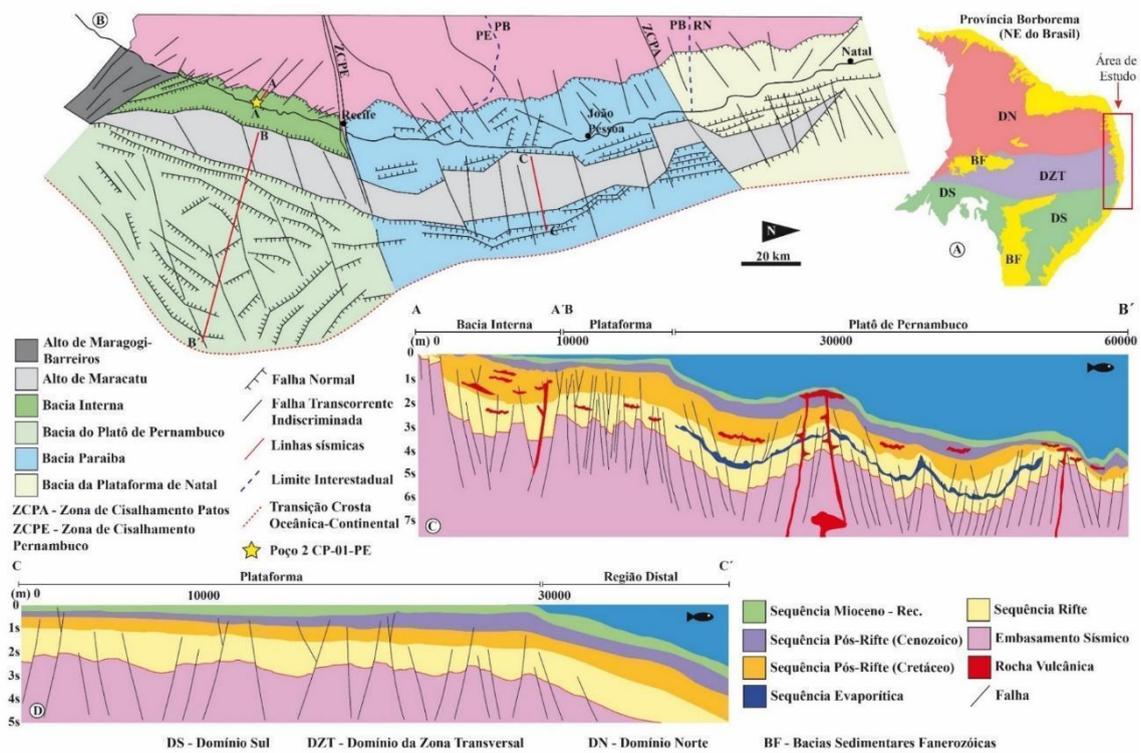
Fonte: Modificado de Correia Filho et al. (2022)

Almeida (2003) propõe que o rifte da BPE evoluiu seguindo duas fases principais de atuação de esforços extensionais (Rifte 1 e Rifte 2), sendo a primeira fase relacionada à atuação de um campo extensional NW-SE, o que produziu falhas NE-SW normais e NW-SE de transferência, e a segunda fase estaria relacionada a uma rotação do campo de extensão para E-W produzindo falhas normais N-S e de transferência E-W. Além disso, a fase Rifte 2 ainda teria provocado a reativação dos planos de falhas da fase Rifte 1, bem como a reativação de baixo ângulo produzindo falhas lítricas. Correia Filho (2017) demonstrou que além da

implantação dos esforços regionais rifte, durante o magmatismo relacionado a SMI, foram estabelecidos campos de tensões locais compressivos relacionados às intrusões vulcânicas (SMI) ao longo da BPE.

Além da evolução tectônica cretácea, os depósitos sedimentares da Formação Barreiras relacionados a BPE e o seu embasamento adjacente, registram eventos de reativação tectônica transcorrente. Estes eventos são representados por falhas com geometria em flor, tanto positivas, quanto negativas que ocorrem em todos os setores da BPE (Correia Filho, 2017, 2022). Estas estruturas foram originadas a partir do campo de tensões regional (*far-field*) a partir do espalhamento da dorsal mesoatlântica e a evolução da zona de subducção relacionada a cordilheira dos andes (Marques et al., 2013; Nogueira et al., 2015; Bezerra et al., 2020).

Figura 7 - Configuração do arcabouço estrutural da Bacia Pernambuco. A) Localização das bacias marginais Pernambuco, Paraíba e da Plataforma de Natal em relação a Província Borborema, B) Arcabouço estrutural rifte das bacias sedimentares estudadas, C e D) Linhas sísmicas localizadas na região offshore das bacias Pernambuco e da Paraíba.



Fonte: Correia Filho (2022)

2.4. LITOESTRATIGRAFIA DA BACIA DE PERNAMBUCO

A estratigrafia da faixa costeira da BPE é relativamente conhecida em sua região *onshore*, no entanto, a região *offshore* da bacia apresenta uma grande lacuna em termos de conhecimento geológico, uma vez que ainda não foram perfurados poços estratigráficos neste setor (Correia Filho, 2022). A BPE possui um embasamento adjacente pré-cambriano formado por complexos gnaisses-migmatíticos e rochas supracrustais cortadas por granitóides brasileiros de 600 Ma (Silva Filho, 2014; Gomes Silva, 2017). Na região *onshore* da BPE foram identificadas 7 unidades litoestratigráficas: Formação Cabo, Formação Suape, Suíte Magmática Ipojuca, Formação Paraíso, Formação Estiva, Formação Barreiras e Sedimentos Pós-Barreiras.

2.4.1 Formação Cabo

A Formação Cabo está intimamente relacionada às falhas de borda da BPE, e compreende a implantação de sistema de leques aluviais durante a fase rifte da bacia. São depósitos sedimentares imaturos, arcossianos que comumente apresentam clastos do embasamento cristalino adjacente (Lima Filho, 1998; Almeida, 2003; Correia Filho, 2017). Lima Filho (1998) propôs que a Formação Cabo é composta essencialmente por três fácies; A) Fácies proximal - representada por conglomerados localizados nas proximidades das principais falhas de borda da BPE; B) Fácies intermediária - são arenitos grossos a finos com estratificação cruzadas; C) Fácies distal - são depósitos pelíticos escuros, relacionados a sistemas lacustres implantados no eixo central do vale criado pela acomodação das falhas rifte.

2.4.2 Formação Suape

Separada da Formação Cabo e sobre uma discordância erosiva regional, foram depositados os sedimentos flúvio-lacustres da Formação Suape. São depósitos sedimentares formados por camadas tabulares de arenitos médios a finos estratificados e intercalados a níveis de pelitos e derrames vulcânicos (Maia, 2012; Maia et al., 2012; Santana, 2016). Santana (2016) reconheceu a partir da integração de dados de seções estratigráficas, petrografia e geoquímica que a Formação Suape apresenta intenso retrabalhamento de fragmentos de rochas vulcânicas efusivas e piroclásticas, o que sugere que os processos vulcânicos relacionados a Suíte Magmática Ipojuca (SMI) foram contemporâneos à deposição da Formação Suape.

2.4.3 Suíte Magmática Ipojuca (SMI)

A Suíte Magmática Ipojuca (SMI) ocorre com maior frequência na porção central da BPE (Fig. 5). A origem da Suíte Magmática Ipojuca (SMI) pode estar relacionada à atuação do *hot spot* Santa Helena, que produziu um vulcanismo bimodal com uma idade de pulso principal posicionada em aproximadamente 102 M.a. (Nascimento, 2003). A associação de rochas vulcânicas da SMI compreende rochas intrusivas e efusivas, que em alguns casos, podem apresentar comportamento piroclástico, conforme indicado pela presença de ignimbritos na região do Engenho Saco, Ipojuca/PE. Associado a SMI ainda ocorre um granito subvulcânico conhecido como Granito do Cabo de Santo Agostinho (GC), que aflora na região da Vila de Nazaré e compreende o principal objeto de estudo da presente pesquisa (Sial, 1976; Lima Filho, 1998; Almeida, 2003; Nascimento, 2003; Santana, 2016) (Fig. 8). Diques e soleiras são frequentes ao longo da região emersa da BPE. Os diques e soleiras de riolito e traquito são mais frequentes em relação aos de basalto (Fig. 5). Normalmente os diques seguem as orientações das principais falhas normais e de transferência da BPE NE-SW e NW-SE, respectivamente (Lima Filho, 1998; Nascimento, 2003; Santana, 2016).

Segundo (Long et al., 1986) a SMI pode ser subdividida em dois grandes grupos geoquímicos. Um grupo representa uma suíte transicional, alcalina, dividida em basaltos, traqui-andesitos e monzonitos. O outro grupo é representado por associação vulcânica-plutônica alcalina, de composição ácida e subdividida em 4 grupos: um grupo formado por fluxos piroclásticos (ignimbritos), outro por riolitos de textura fina à média, outro grupo é formado pelo GC, e o último são riolitos tardios que cortam o próprio GC.

Existem evidências de que a atividade magmática se deu ao longo de 20 milhões de anos e possui alguma sincronia com a sedimentação pós-rifte (Nascimento, 2003; Maia, 2012; Maia et al., 2012). Maia et al. (2012) apontou evidências de retrabalhamento de rochas vulcânicas no interior da Formação Suape. Os clastos vulcânicos são arredondados, mal selecionados e possuem a mesma composição das rochas vulcânicas já descritas para SMI. Além do retrabalhamento de clastos de rochas vulcânicas, Santana (2016) observou que ocorrem associados a estes depósitos da Formação Suape, clastos arredondados de púmice, o que mostra o caráter explosivo da SMI ao longo da BPE.

As primeiras idades absolutas estimadas para as rochas da SMI foram reportadas com valores variando entre 99 e 85 M.a. pelos métodos K-Ar e Rb-Sr (Vandoros et al., 1966). Em reavaliação posterior desses mesmos dados, Vandoros & Valarelli (1976) estabeleceram um novo intervalo de idades, entre 114 e 90 M.a. Posteriormente, foi estimado para o GC, uma isócrona Rb-Sr (rocha total) com idade de 105 ± 2 M.a. e razão inicial (ISr) de $0,7084 \pm 0,0011$ (Long et al., 1986). Mais recentemente, os primeiros dados $40\text{Ar}/39\text{Ar}$ foram apresentados por Lima Filho (2001) e Lima Filho & Szatmari (2002), cujas idades variaram entre 111 e 100 M.a.

2.4.4. Granito Do Cabo De Santo Agostinho

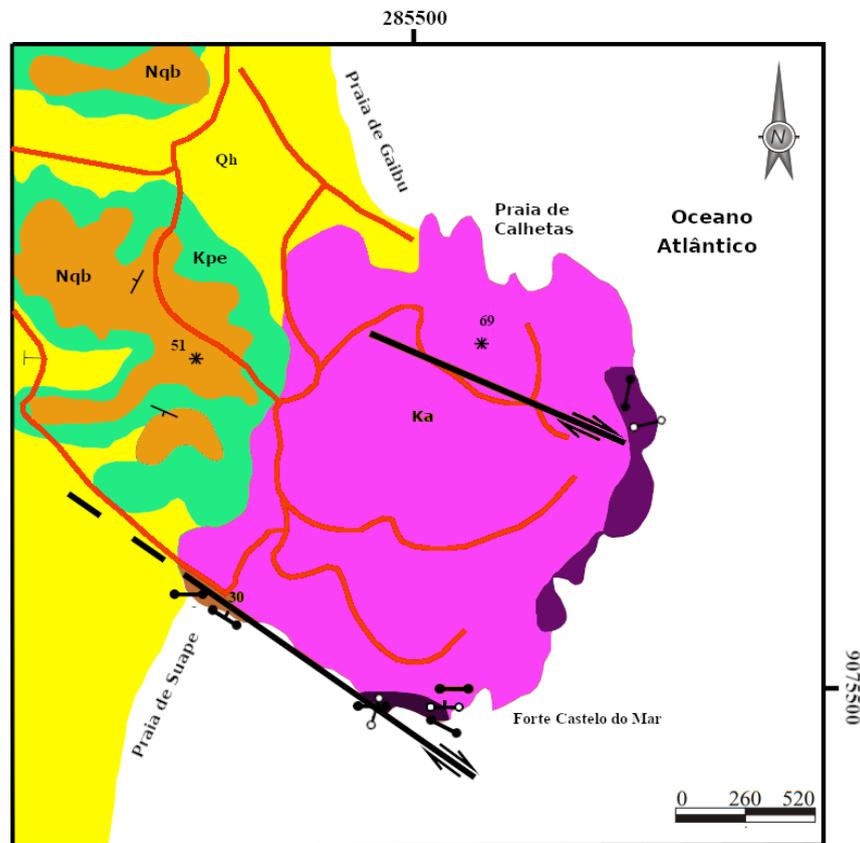
O Granito do Cabo de Santo Agostinho (GC) (Fig. 8) é formado por granitos e monzonitos com uma intensa variação de granulação ao longo de sua área aflorante (Sial et al., 1976, Nascimento, 2003). O GC se formou há cerca de 102 milhões de anos, segundo os dados obtidos por Nascimento (2003).

O GC tem uma composição hololeucocrática, de grãos médios e equigranulares, composto essencialmente de feldspato e quartzo, além de minerais acessórios como: anfibólio, apatita, zircão, alanita, magnetita e biotita cloritizada. São comuns cavidades miarolíticas preenchidas com carbonatos, turmalinas ou fluoritas (Nascimento et al., 2003). O GC é cortado por diques de riolitos tardios e basaltos, ambos apresentando direções preferenciais aproximadamente E-W (Nascimento, 2003) (Fig 8).

A textura e composição do GC são resultado final de uma série complexa de eventos desde a fusão inicial, à colocação e alteração em estágio avançado de exposição aos agentes do intemperismo (Long et al., 1986). Conforme observado, a composição do GC varia de peralcalino a peraluminoso, e tal variabilidade pode ser encontrada em uma distância lateral de apenas algumas dezenas de metros (Long et al., 1986). A alteração secundária pode criar composições peraluminosas através da perda de álcalis e provocando a concentração de hidróxidos de alumínio na capa de alteração do GC.

A profundidade original de intrusão deve ter sido da ordem de 1 a 2 km, ocupando hoje um nível topográfico equivalente ou mais elevado do que o restante das rochas vulcânicas da Suíte Magmática Ipojuca, que foram alojadas em nível superficial (Nascimento, 2003). Esta relação pode identificar processos de exumação da pilha vulcanossedimentar da BPE, devido a atuação de sucessivos eventos de soerguimento durante o cenozoico (Morais Neto & Alkmim, 2001) ou até mesmo uma inversão topográfica provocada pela erosão diferencial (Peulvast & Betard, 2015).

Figura 8 - Mapa geológico da região da região a partir da qual o Granito do Cabo de Santo Agostinho (GC) aflora. Detalhe para a variação composicional e de granulação ao longo da área aflorante do granito. Além disso, ainda é possível constatar a presença de falhas transcorrentes dextrais no GC.



Unidades Geológicas

- Qh Depósitos Holocênicos: areias e cascalhos
- Nqb Formação Barreiras: conglomerados, arenitos e siltitos
- Kpe Formação Algodóais: conglomerados, arenitos e siltitos
- Riolitos mais recentes
- Pseudo taquilitos
- Ka Granito do Cabo: granito de grão fino à médio
- Granito do Cabo: monzonita de granulação média a grossa
- Granito do Cabo: brechas magmáticas

Legenda

- Acamamento com mergulho indicado
- Estradas
- Topo topográfico
- Falha transcorrente dextral

Fonte: Modificada de Nascimento (2003)

2.4.5. Formação Paraíso

A Formação Paraíso é representada pela sedimentação transicional da sucessão sedimentar da BPE. Sua seção tipo foi descrita por Maia (2012) e está localizada na praia de Guadalupe, próximo a Barra de Sirinhaém, litoral sul do estado de Pernambuco. Esta formação foi depositada no estágio pós-rifte desta bacia e compreende níveis heterolíticos de argila, silte e areia muito fina, fortemente intercalados com folhelhos intensamente bioturbados (Maia et al., 2012; Barbosa et al., 2014). Esta unidade é composta por camadas que apresentam geometria tabular a sigmoidal, estratificação cruzada tabular, plano-paralelas, lineação de partição e estruturas de liquefação associadas a sismicidade. Conforme dados de microfósseis e químicos, Maia et al. (2012) sugeriram que esta unidade teria sido depositada em condições transicionais representadas por lagunas costeiras (Fig. 9).

2.4.6. Formação Estiva

O início da influência francamente marinha nos depósitos da faixa costeira foi marcado posteriormente pela deposição das rochas calcárias da Formação Estiva (Cenomaniano-Turoniano) (Lima Filho, 1998; Tomé et al., 2006). A composição da Formação Estiva é formada por depósitos carbonáticos que apresentam uma significativa variação de fácies (Tomé et al., 2006). A Formação Estiva contém níveis de margas, calcários recristalizados, folhelhos calcíferos e siltitos calcíferos, depositados em sistemas de planícies de maré e plataforma rasa (Fig. 9).

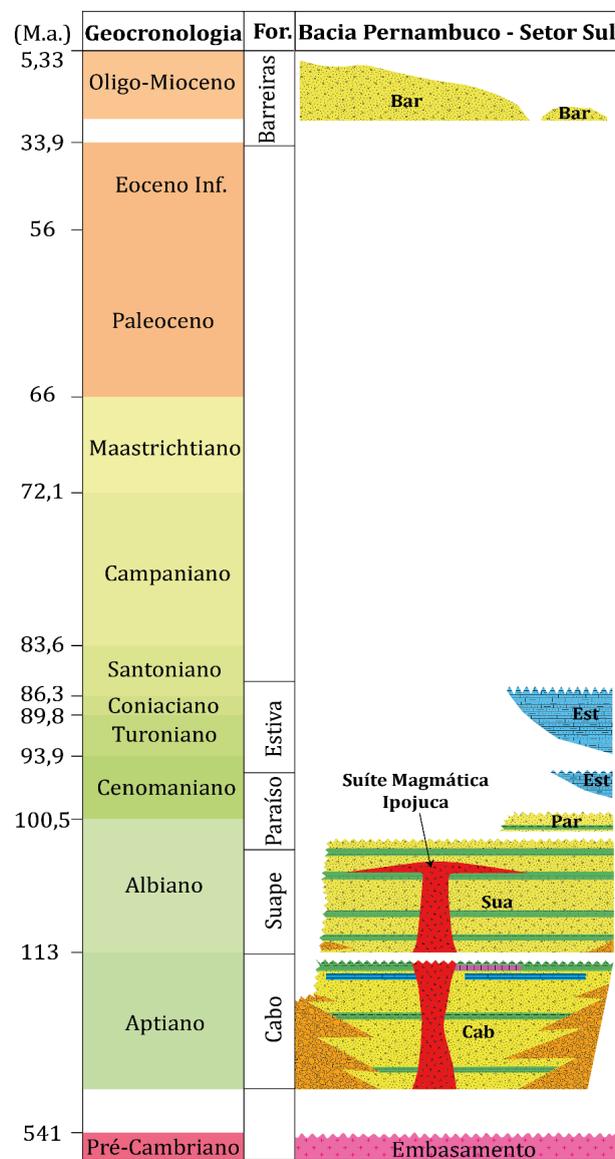
2.4.7. Formação Barreiras

A Formação Barreiras, encontra-se depositada sobre discordância que marca os demais depósitos cretáceos da BPE e seu embasamento próximo. Esta unidade ocorre nos flancos sul e norte da faixa costeira da bacia e em uma parte da porção central, nas proximidades do GC (Fig. 5). A Formação Barreiras que se encontra na faixa costeira oriental da Borborema foi depositada por sistemas de leques aluviais e sistemas fluviais, que possivelmente gradavam para sistemas deltaicos (Rossetti & Truckenbrodt, 1989; Rossetti et al., 1990; Rossetti, 2000, 2001, 2006a; Rossetti & Santos Jr., 2003; Rossetti et al., 2013). A variação faciológica compreende desde conglomerados até argilitos, e sua idade foi estimada como Miocênica-Pleistocênica (Arai 2000, 2006, 2009), no entanto, estudos mais recentes, propuseram que sua idade pode ser Oligo-miocênica (Rossetti et al., 2013) (Fig. 9).

2.4.8. Sedimentos Pós-Barreiras

Os depósitos da Formação Barreiras ocorrem em três conjuntos de depósitos sedimentares distintos criados pela erosão e ressedimentação de material da Formação Barreiras devido às variações eustáticas do Pleistoceno – Holoceno (Rossetti et al., 2013). Estes depósitos atualmente são tratados como Sedimentos Pós-Barreiras, e seriam o resultado da formação de coberturas sedimentares após a deposição da Formação Barreiras, envolvendo processos eólicos, gravitacionais e marinhos em reentrâncias costeiras (Rossetti, 2004) (Fig. 9).

Figura 9 - Carta Estratigráfica da Bacia de Pernambuco. Detalhe para o posicionamento estratigráfico da Suíte Magmática Ipojuca (SMI)



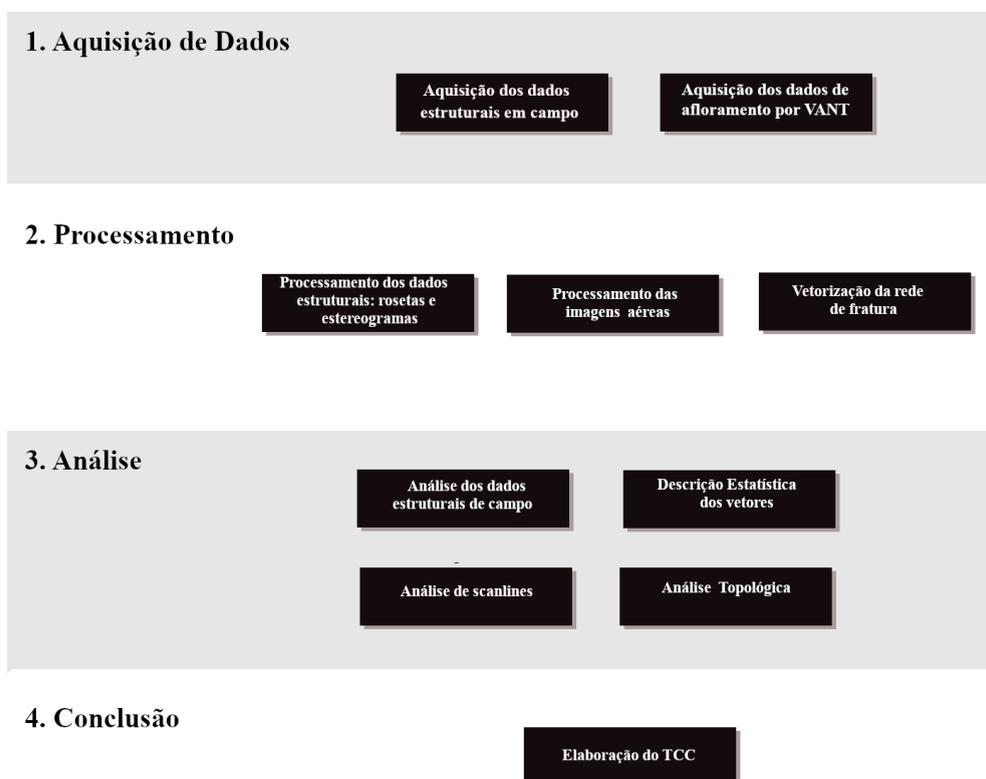
Fonte: Correia Filho (2022)

3 MATERIAIS E MÉTODOS

A presente pesquisa foi realizada a partir da integração de dados estruturais coletados em campo e de imagens aéreas obtidas a partir de VANT (Fig. 10). As imagens aéreas foram processadas para elaboração de ortomosaicos que permitiram a vetorização das redes de fratura que ocorrem em duas áreas (A1 e A2) sobre a região aflorante do GC. Posteriormente, a partir das redes de fratura vetorizadas, foi executada uma análise geométrica/topológica para obtenção de características do padrão de fraturamento do GC.

Em seguida, serão apresentadas informações mais detalhadas de cada etapa inserida na execução da presente pesquisa. Para a A1, foram construídas três janelas de amostragem circulares denominadas de C1, C2 e C3. A janela C1 foi construída sobre o dique de riolito e as janelas C2 e C3 estão localizadas no próprio GC. O objetivo principal é verificar se houve modificação dos parâmetros geométricos/topológicos da rede de fratura em função da variação litológica que ocorre na A1.

Figura 10 - Fluxograma das atividades executadas para a caracterização da rede de fratura que ocorre no Granito do Cabo de Santo Agostinho (aquisição de dados, processamento, análise e conclusão). Os dados foram provenientes de coleta de campo, processamento e vetorização das imagens aéreas obtidas com VANT.



Fonte: O autor (2023)

3.1. AQUISIÇÃO DE DADOS ESTRUTURAIS EM CAMPO

Foram coletados dados estruturais com bússolas e geoplicativos (*Rocklogger* e *FieldMove Clino*) do GC. Foram coletados 291 atitudes de plano, que envolvem falhas e fraturas, e 6 dados de estrias contidas nos planos de falha, tanto no granito, quanto no interior do dique de riolito. Posteriormente, foram produzidos diagramas de roseta e estereogramas utilizando o aplicativo (*Open Stereo*) com os dados estruturais coletados para uma melhor visualização e individualização das principais famílias estruturais.

3.2. AQUISIÇÃO DE IMAGENS DE AFLORAMENTOS POR VANT

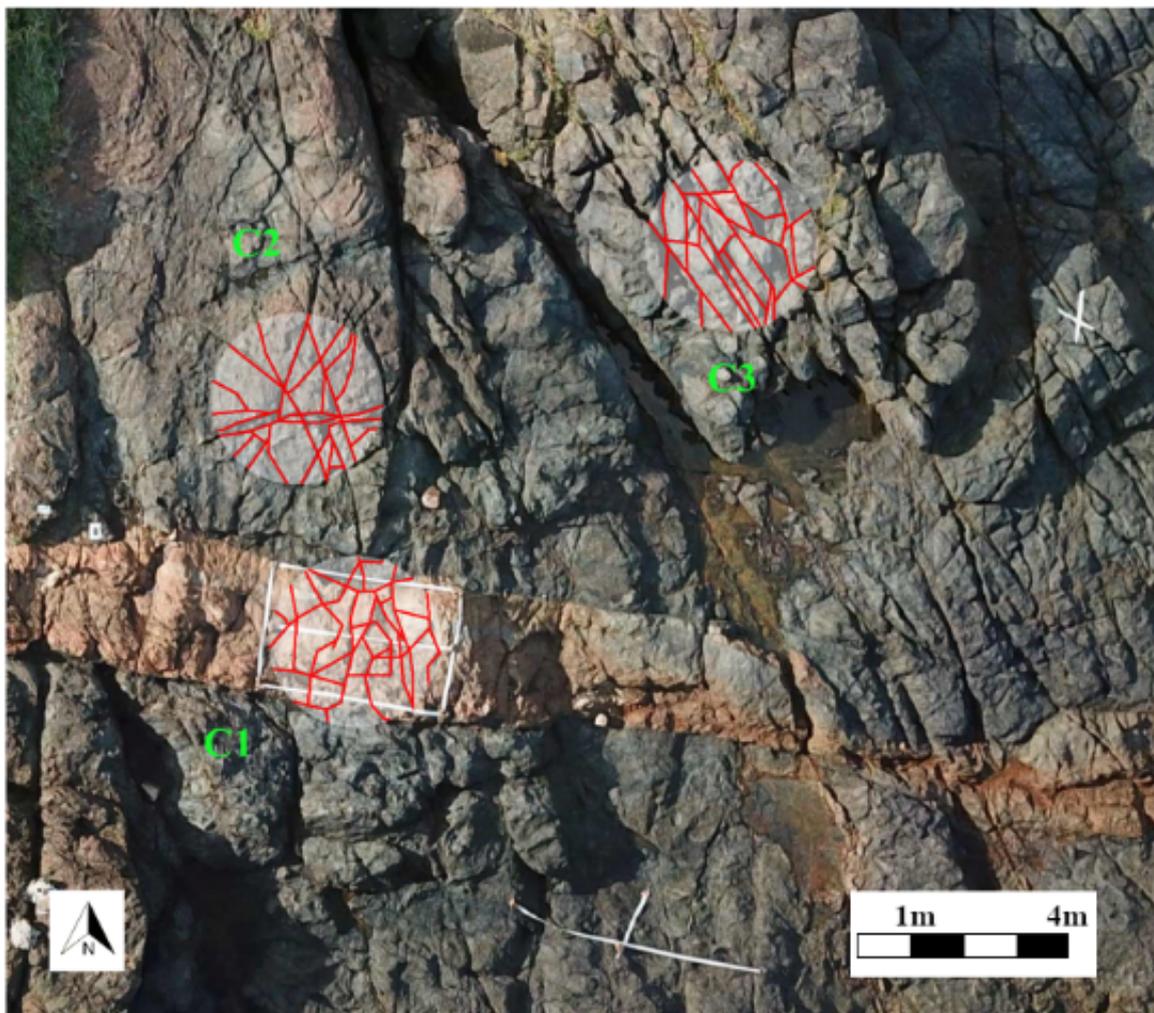
Para coleta das imagens aéreas foi utilizado um VANT modelo DJI Mavic Pro. A câmera RGB embarcada neste modelo apresenta uma resolução de 12 Mpx e abertura de 35mm. O voo foi executado de forma manual preservando uma altitude de aquisição das imagens de 15 m, o que permitiu a obtenção de imagens com 0,8 cm de resolução na A1 e 0,3 cm de resolução na A2.

A variação litológica presente na A1 permitiu a vetorização de três áreas de amostragem. Duas estão inseridas sobre a fácies monzonítica do GC (C2 e C3) e a terceira está localizada sobre o dique de riolito (C1). Estes recortes foram utilizados para verificar a variação dos parâmetros estruturais e topológicos em função da variação litológica que ocorre na A1 sobre o GC (Fig. 11).

3.3. PROCESSAMENTO DAS IMAGENS AÉREAS

As imagens aéreas foram processadas a partir da técnica *Structure from Motion (SFM)* para obtenção das nuvens densas e esparsas de pontos a partir do *software* Agisoft Metashape (Westoby et al., 2012). Após a obtenção das nuvens de pontos, é aplicado o algoritmo de triangulação de malha e de textura para posterior obtenção dos ortomosaicos das duas áreas selecionadas sobre o GC (Fig. 2). Na figura 12, o ortomosaico A) foi gerado a partir das imagens adquiridas na A1, e o ortomosaico B), foi gerado com as fotografias adquiridas na A2. Os ortomosaicos apresentaram áreas de imageamento totais de aproximadamente 8500 m² (A1) e 3700 m² (A2) (Fig. 12).

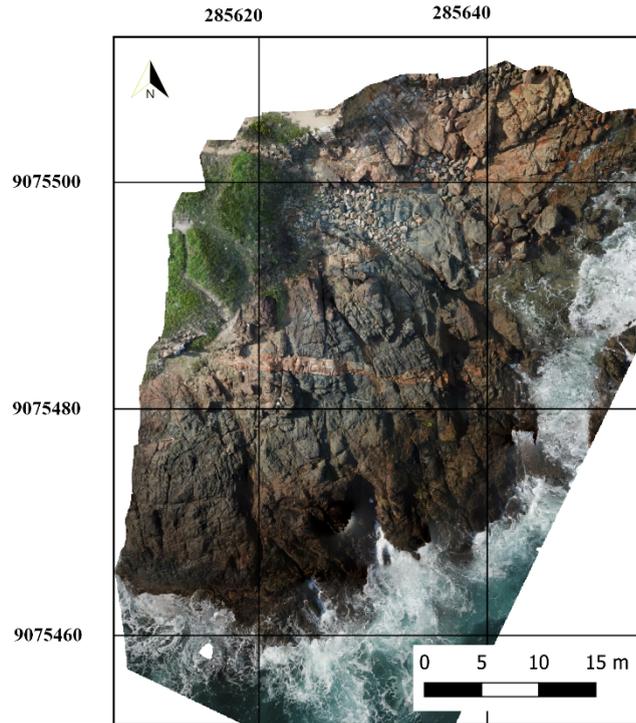
Figura 11 - Localização das áreas circulares C1, C2 e C3. As fraturas foram vetorizadas e analisadas a partir da estatística descritiva de tamanho de segmentos e traços, e também a partir da conectividade da rede de fraturas. Os traços vermelhos representam a vetorização das fraturas, que são interpretadas a partir de programas de geoprocessamento.



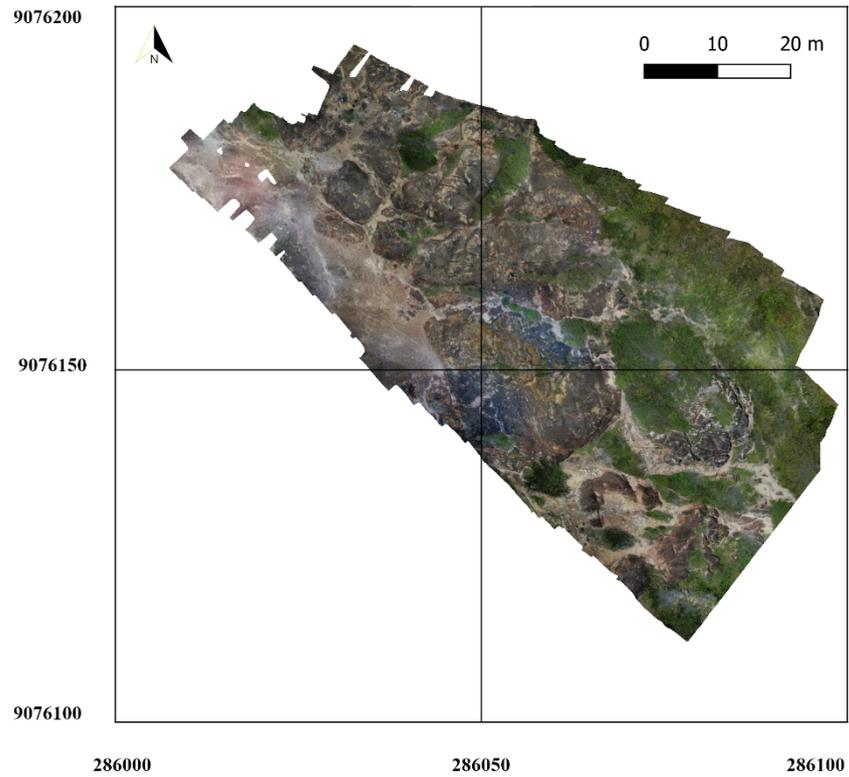
Fonte: O autor (2023)

Figura 12 – Estampa com as duas áreas a partir das quais foi realizado o imageamento com VANT. Ambas as áreas mapeadas estão localizadas sobre o Granito do Cabo de Santo Agostinho. Nas áreas analisadas foram coletados dados em campo para posterior processamento e análise dos resultados. A) Ortomosaico obtido para a área 1 (A1). B) Ortomosaico obtido para a área 2 (A2).

A



B



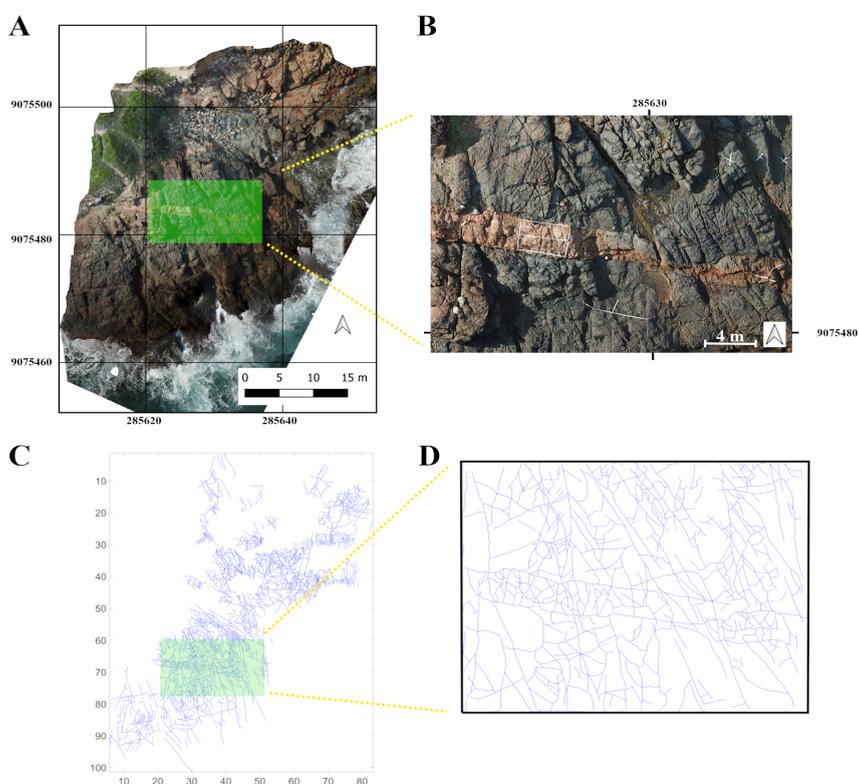
Fonte: O autor (2023)

3.4 VETORIZAÇÃO DA REDE DE FRATURA

Os dados de fraturas, coletados através das imagens de VANT, foram interpretados como vetores a partir de softwares de geoprocessamento, o que permite a realização de uma análise estatística descritiva do tamanho das fraturas. A vetorização da rede de fratura foi realizada sobre os dois ortomosaicos obtidos do GC (Figs. 13 e 14). Posteriormente, a rede de fratura é exportada em arquivo vetorial (formato SVG) para ser utilizada como dado de entrada no FracPaQ.

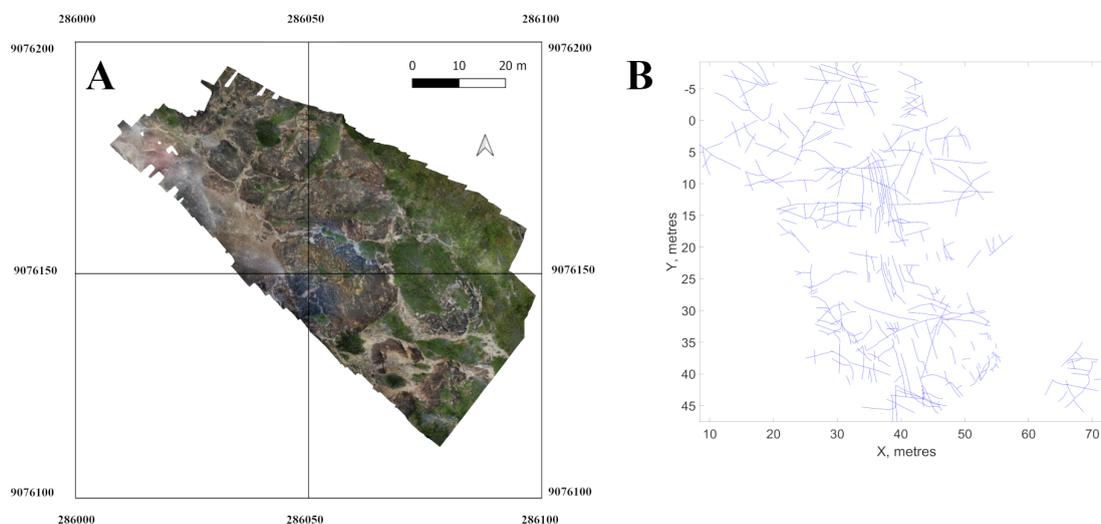
Recomenda-se utilizar o mesmo zoom ao vetorizar as redes de fratura sobre os ortomosaicos para minimizar as tendências de amostragem de acordo com a variação de escala das imagens. Para a realização da interpretação das redes de fratura foi utilizado zoom de 80% na área A1 e 60% na área A2. Após a vetorização das redes de fratura foram executadas as análises geométricas (comprimento e orientação) e topológicas dos vetores. O conjunto de segmentos formam os traços, que são exportados para vetores e também descritos estatisticamente (Figs. 13 e 14). Os vetores também são utilizados para calcular a conectividade dos planos de fratura. A conexão entre planos de fratura é estabelecida por nós, que podem ser classificados como I, Y e X (Sanderson & Nixon, 2015).

Figura 13 - Representação da rede fraturas da Área A1 e ortomosaico da área. Esta área está localizada no setor sul do Granito do Cabo de Santo Agostinho. A) Ortomosaico da área 1 (A1). B) Detalhe para a presença de dique de riolito ESSE-WNW na A1. C) e D) Detalhes da rede de fratura vetorizada relacionada a A1.



Fonte: O autor (2023)

Figura 14 – Detalhe para o ortomosaico da área 2 (A2) e sua respectiva rede de fratura vetorizada. A) Ortomosaico da Área 2 (A2). B) Rede de fratura relacionada a A2.



Fonte: O autor (2023)

3.5. ANÁLISE TOPOLÓGICA

Existem duas maneiras de analisar o arranjo espacial das fraturas: a) como objetos no espaço, onde a posição, orientação e abundância das fraturas são medidos, geralmente em alguma estrutura geográfica de referência; ou b) como objetos que possuem relação entre si de intersecção, como por exemplo, a topologia. A segunda opção não utiliza dados de escala e orientação (Laubach et al., 2018). Como as fraturas exercem uma influência fundamental na percolação de fluidos, os parâmetros topológicos medidos podem ser usados em afloramentos e analisados estatisticamente para obtenção do parâmetro permo-poroso da rede de fratura. A conectividade pode ser vista por diferentes perspectivas, no qual existem pelo menos dois conceitos diferentes. Do ponto de vista da percolação, nós podemos pensar na conectividade tanto como uma medida do grau no qual os elementos de uma rede estão interconectados, assim como um limite no qual a rede é considerada "não-conectada" ou "conectada" (Sanderson & Nixon, 2018).

A técnica de topologia de rede de fraturas envolve a quantificação de segmentos e nós de uma rede de fratura, e representa uma importante parametrização de classificação de redes de fraturas. Esses parâmetros podem ser usados para comparar redes de fraturas através de diferentes localidades e quantificar sua intensidade e conectividade (Sanderson & Nixon, 2015). Deve-se notar que esta caracterização da conectividade topológica é baseada apenas nos traços das linhas em uma superfície 2D. Este não é o mesmo que uma conectividade funcional de

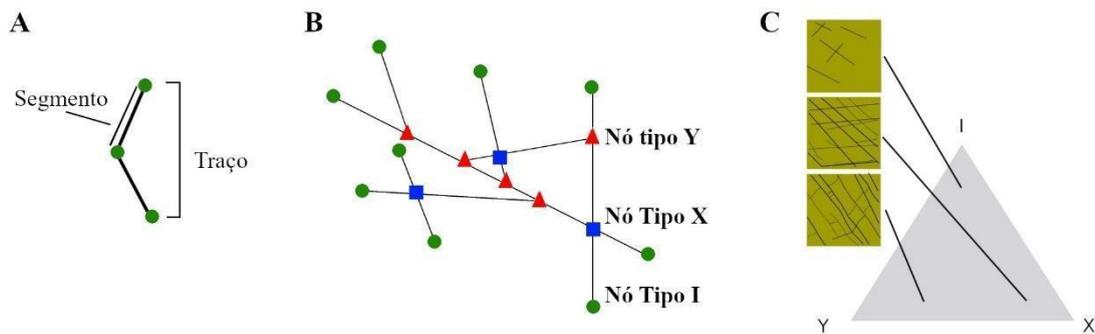
fraturas, que não só se torna um problema 3D mais complexo, mas também é afetado pela mineralização, diagênese, geometria da superfície da fratura e relações geomecânicas para o campo de estresse atual (Hansberry et al. 2021).

Em geral, as propriedades da rocha não são apenas controladas por propriedades geométricas, mas também por propriedades topológicas das redes de fraturas (Zimmerman & Main, 2003). Dependendo de como as fraturas são organizadas espacialmente, duas redes de fraturas que contêm os mesmos elementos geométricos podem ter conectividades muito diferentes e, portanto, diferentes padrões de fluxo (Sanderson & Nixon, 2015).

Análise de topologia de uma rede de fratura 2D gira em torno do fato de que a rede de fratura pode ser pensada como uma rede finita de número de linhas (traços de fratura) que podem ou não interceptar outros traços de fratura (Sanderson e Nixon, 2015). De acordo com a terminologia desenvolvida por Sanderson & Nixon (2015), cada fratura começa e termina com um nó do tipo I, que são terminações isoladas. A terminação de uma fratura pode ser limitada por outra fratura, que configura um nó do tipo Y (Fig. 15), ou pode cruzar outro plano, configurando nós do tipo X. A partir do somatório dos tipos de nós, é possível plotar a quantidade relativa em um gráfico ternário (X, Y e I) para inferir ou prever o potencial de condução de fluidos nos reservatórios naturalmente fraturados (Fig. 15).

A partir da vetorização das fraturas obtidas no ortomosaico de fotos, o programa FracPaQ importa os dados e faz a contagem nodal XYI. O resultado obtido são as imagens com a contagem nodal e o diagrama ternário de conectividade. A contagem de nós e a proporção de nós do tipo I, X e Y fornece uma base para definir a topologia da rede de fratura. A proporção de tipos de nós pode então ser usada para calcular uma gama de parâmetros mais sofisticados, alguns dos quais estão listados no trabalho Sanderson e Nixon (2015).

Figura 15 – Definição dos elementos básicos para a avaliação de parâmetros topológicos de uma rede de fratura. A) Ilustração indicando a conceituação de segmentos e traços segundo Nixon & Sanderson (2015). B) A conectividade de uma rede de fraturas é um parâmetro para definir como as fraturas estão relacionadas entre si. Detalhe para a configuração dos tipos dos nós da rede de fratura. C) A quantidade de nós do tipo I, Y e X podem ser plotadas em um diagrama para comparação de diferentes redes fraturadas (Sanderson & Nixon, 2015).



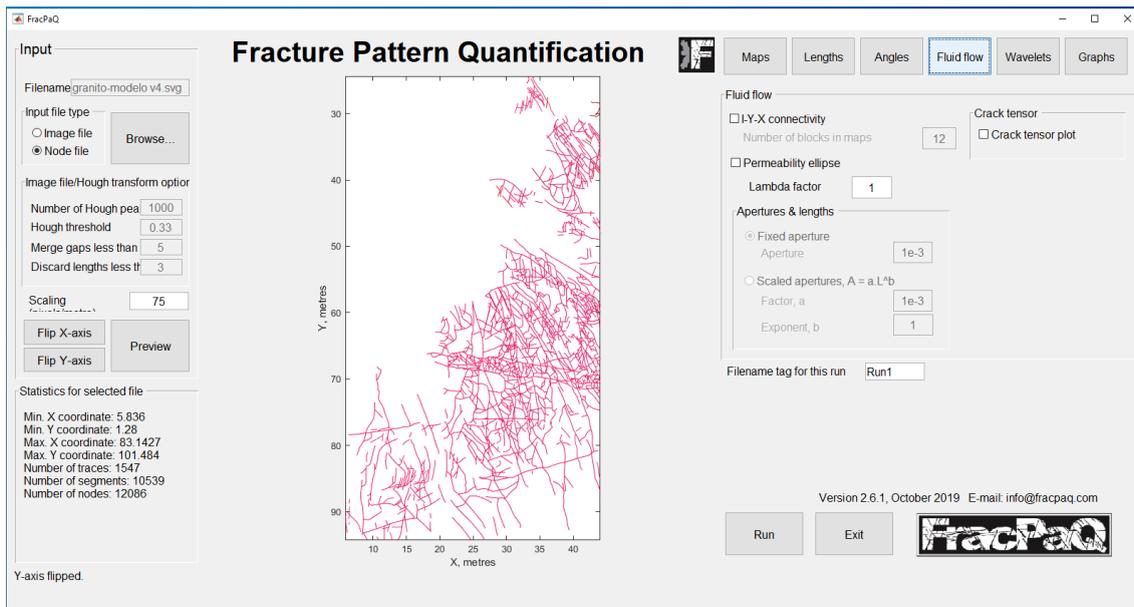
Fonte: Modificada de Sanderson & Nixon (2015)

3.6 ANÁLISE DA REDE DE FRATURA NO FRACPAQ

A distribuição da orientação das famílias de fratura e a densidade de fraturamento também variam significativamente, o que pode resultar em aplicações em hidrogeologia, geofísica, geologia estrutural e de petróleo, entre outras áreas. A caracterização quantitativa e geométrica de padrões de fratura também pode ser utilizada para estimar propriedades como a intensidade e densidade de fraturamento, o que permite quantificar estatisticamente a distribuição dos comprimentos de fratura através do método Lei da Potência (Healy et al., 2017).

O FracPaQ faz análises de histogramas com o comprimento dos traços e segmentos (Fig. 16). Traço é um conjunto de segmentos, e o FracPaQ faz o processamento para transformar segmentos em traços. A partir dos traços processados pode ser feita uma análise de estatística descritiva da rede de fratura vetorizada. O programa FracPaQ faz análises baseadas nos segmentos do arquivo de entrada, e interpreta os vetores de entrada como segmentos. Em seguida, é realizado um processamento para determinar os tipos de nós que representam a conectividade entre os planos de fratura.

Figura 16 – Interface do programa FracPaQ que possui várias opções de análises para meios naturalmente fraturados. Os dados de fraturas são importados através de vetores (formato .SVG) que representam os traços de fraturas. A partir dos traços de fratura, o programa gerencia os vetores de duas formas: segmentos e traços, que são utilizados como parâmetros de entrada durante a análise geométrica/topológica realizada no ambiente do FracPaq.



Fonte: O autor (2023)

3.7 ANÁLISE DE VARREDURA DE SCANLINES

Uma técnica importante que tem sido utilizada para caracterização de afloramentos é a técnica de scanline. Através da scanline é possível coletar atributos de fraturas como abertura, espaçamento e direção (Ortega et al., 2006, Watkins et al., 2014, Hardebol & Bertotti, 2013).

As análises a seguir, utiliza dados de densidade e intensidade da rede de fratura, em diferentes regiões do GC, obtidos a partir dos ortomosaicos obtidos. O objetivo principal é obter informações para o entendimento da reconstrução estrutural da região, bem como servir de modelo análogo de reservatórios naturalmente fraturados. Principalmente, no que diz respeito ao entendimento da caracterização das propriedades de fluxo e permeabilidade do reservatório.

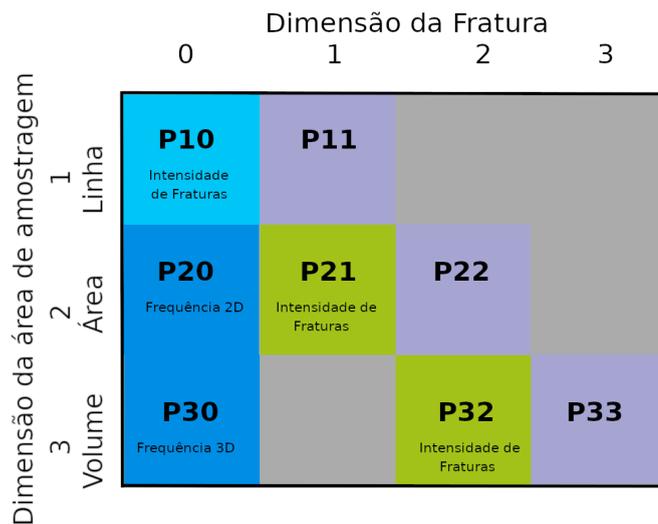
Amostragem de janela de varredura circular (ambos métodos 2D) fornecem mais informações sobre as relações espaciais dentro do sistema fraturado (Zeeb et al., 2013; Watkins et al., 2015; Sanderson & Nixon, 2015; Rizzo et al., 2017) e são importantes por fornecer acesso a estimativas de conectividade para a matriz de fraturas, que é uma entrada chave ao modelar o fluxo de fluido (Dichiarante et al., 2020).

A quantificação de um padrão de fratura observado é um precursor necessário para entender a física relacionada à sua formação e para tornar previsões sobre sua extensão e área de influência mais precisa. Métodos robustos de quantificação de atributos de padrão, como intensidade, densidade e conectividade fornecem informações sobre variações espaciais e sua possível correlação em função da distância em relação a estruturas regionais (Healy et al., 2016).

O cálculo de densidade pode ser feito em diferentes dimensões (Fig. 17), dependendo da disponibilidade de afloramentos e do tipo de aplicação buscado pela análise a ser realizada

(Miranda, 2015). Técnicas *upscaling* de fraturamento tem se tornado uma das ferramentas padrão para a caracterização de sistemas naturalmente fraturados (Bonnet, 2001), fornecendo as informações dos atributos da rede de fratura a partir de uma escala de observação e pode potencialmente prever informação do mesmo sistema de fratura em diferentes escalas de observação, a que seja mais adequada para o produto a ser obtido (Ortega, 2002).

Figura 17 - A técnica de *scanline* pode levar em consideração diferentes números de dimensões das fraturas e da região analisada. A análise de scanline que utiliza uma dimensão consiste em uma análise em uma linha, a análise que utiliza duas dimensões é feita em uma área, e a análise de três dimensões considera as fraturas em um volume (Sanderson & Nixon, 2015).



Fonte: Modificada de Sanderson & Nixon (2015)

4. RESULTADOS

Neste capítulo serão apresentados dados que envolvem a caracterização estrutural das duas áreas (A1 e A2) selecionadas sobre o GC, especialmente no que diz respeito ao seu sistema de fratura. Os principais resultados foram provenientes da integração de atividades de campo e vetorização de imagem de VANT para posterior obtenção dos parâmetros geométricos e topológicos.

4.1. ÁREA 1

A área A1 tem comprimento de 27 m² e largura de 17 m², formando uma área total de 459 m². A área A1 está próxima a linha de costa da região da Praia de Suape, e apresenta altitude que pode atingir 10m (Figs. 2 e 12).

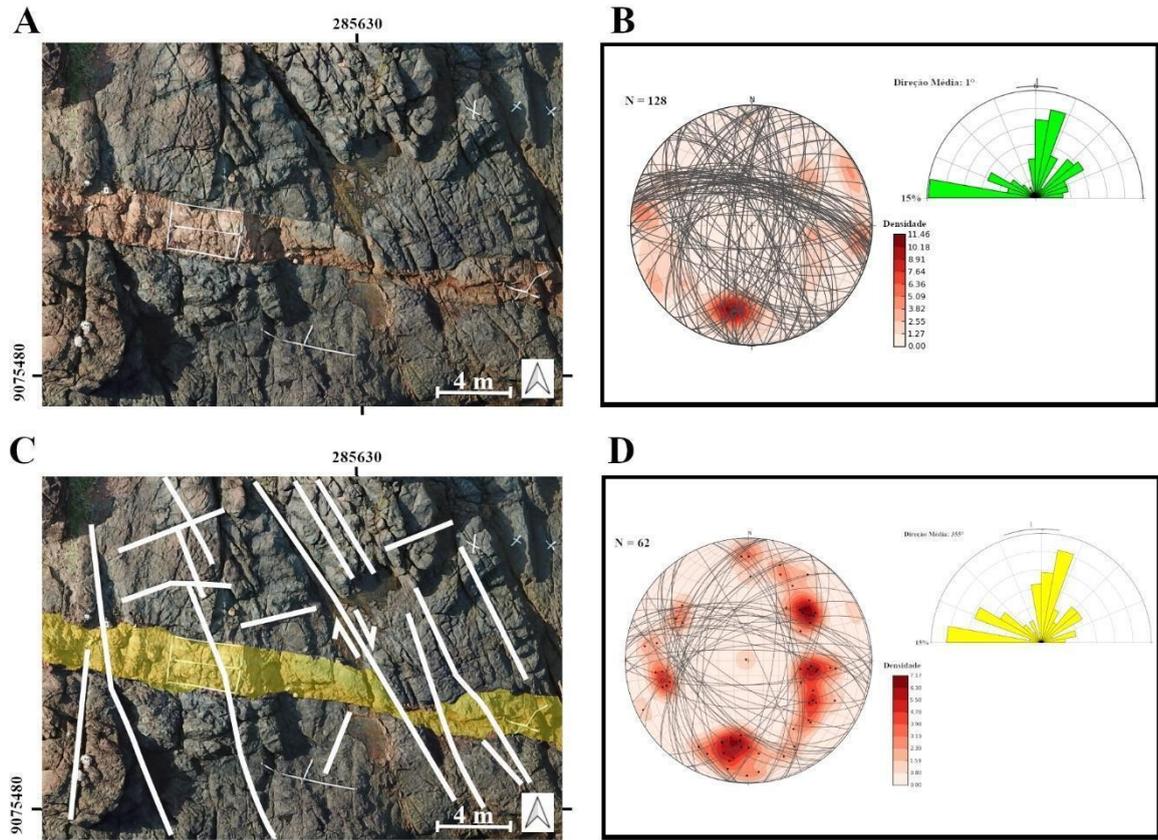
4.1.1. Caracterização Estrutural

Na localidade da A1 (Fig. 2), o GC apresenta composição monzonítica com granulação fina a média e fenocristais de feldspato potássico, conforme Nascimento (2003) já tinha caracterizado (Fig. 8). A fácies monzonítica relacionada ao GC é cortado por diques tardios de riolito (Fig. 18) com orientação preferencial ESE-WNW. Os diques tardios de riolito apresentam granulação fina a média com fenocristais de quartzo e feldspato potássico. O contato entre o dique e o GC é crenulado com mergulho alto que pode alcançar 80° para NNE (Figs. 19 e 20). Também ocorrem pseudotaquilitos relacionados ao GC. Os pseudotaquilitos apresentam orientação preferencial similar ao do dique, e geometria irregular com baixa continuidade lateral, são representados por um material escuro vítreo (Fig. 19).

A rede de fratura que ocorre na A1 é marcada por planos de fratura verticalizados que muitas vezes apresentam uma abertura aparente provocada pela erosão e intemperismo. As orientações preferenciais dos planos de fratura são NW-SE, NNE-SSW e E-W (Figs. 18, 19 e 20). Ocorre uma variação espacial da intensidade/densidade de fraturamento ao longo da A1, nas regiões onde ocorre uma maior concentração de fraturas, é possível reconhecer corredores de cataclasitos, alinhados com as falhas NW-SE e com o dique de riolito (Fig. 19). Apresentando um aspecto sinuoso, também foi mapeado um veio antiaxial de cristais de quartzo, que apresentam crescimento perpendicular às paredes da fratura (Fig. 19).

As falhas mapeadas ao longo da A1 apresentam características distintas. A primeira família é subparalela a orientação do dique ESE-WNW com estrias *downdip* e degraus que indicam uma cinemática normal (Figs. 18, 19 e 20). Já os planos de falha NNW-SSE são responsáveis por deslocar lateralmente o dique de riolito tardio de forma dextral (Figs. 18 e 19). Nestes planos também foram observadas estrias com baixo *rake* que indicam o predomínio da cinemática transcorrente.

Figura 18 - A) Ortomosaico da Área1 (A1). B) Estereograma e rosetas dos planos de fratura medidos na área da superfície do dique. C) Destaque do dique de riolito cortado por uma falha NW-SE transcorrente dextral. D) Estereograma e rosetas dos planos de fratura da encaixante do dique.



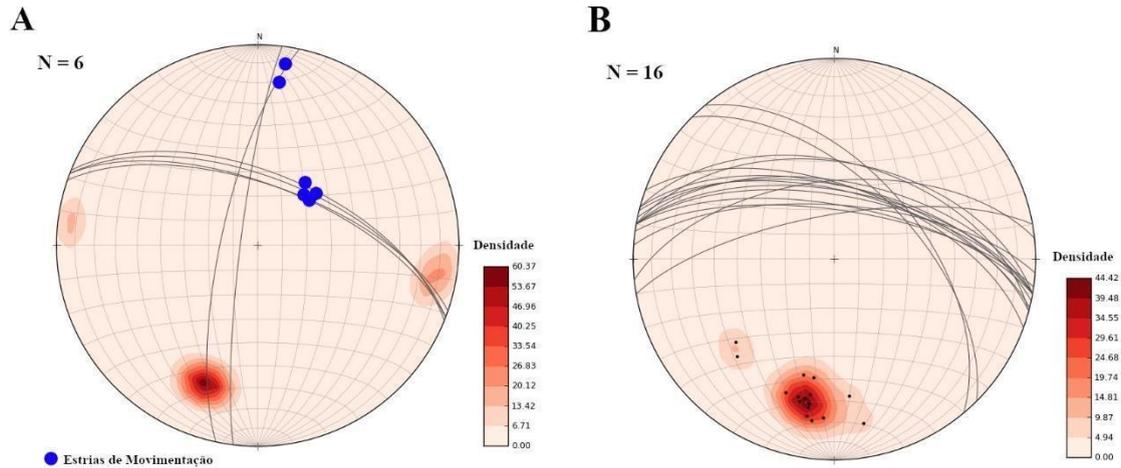
Fonte: O autor (2023)

Figura 19 – Aspectos gerais de campo da área 1 (A1). A) Disposição do dique de riolito tardio ESE-WNW cortando o monzonito. B) Detalhe para o contato crenulado entre o monzonito e o dique de riolito tardio. C) Presença de pseudotaquilitos dispostos de maneira geral E-W. D) Espelho de falha NW-SE com estrias de baixo *rake* ~5°. E) Veio antiaxial de cristais de quartzo.



Fonte: O autor (2023)

Figura 20 - A) Estereograma com o plano e as estrias dos espelhos de falha reconhecidos na área 1 (A1). B) Estereograma com os planos que representam o contato dique-encaixante (monzonito).



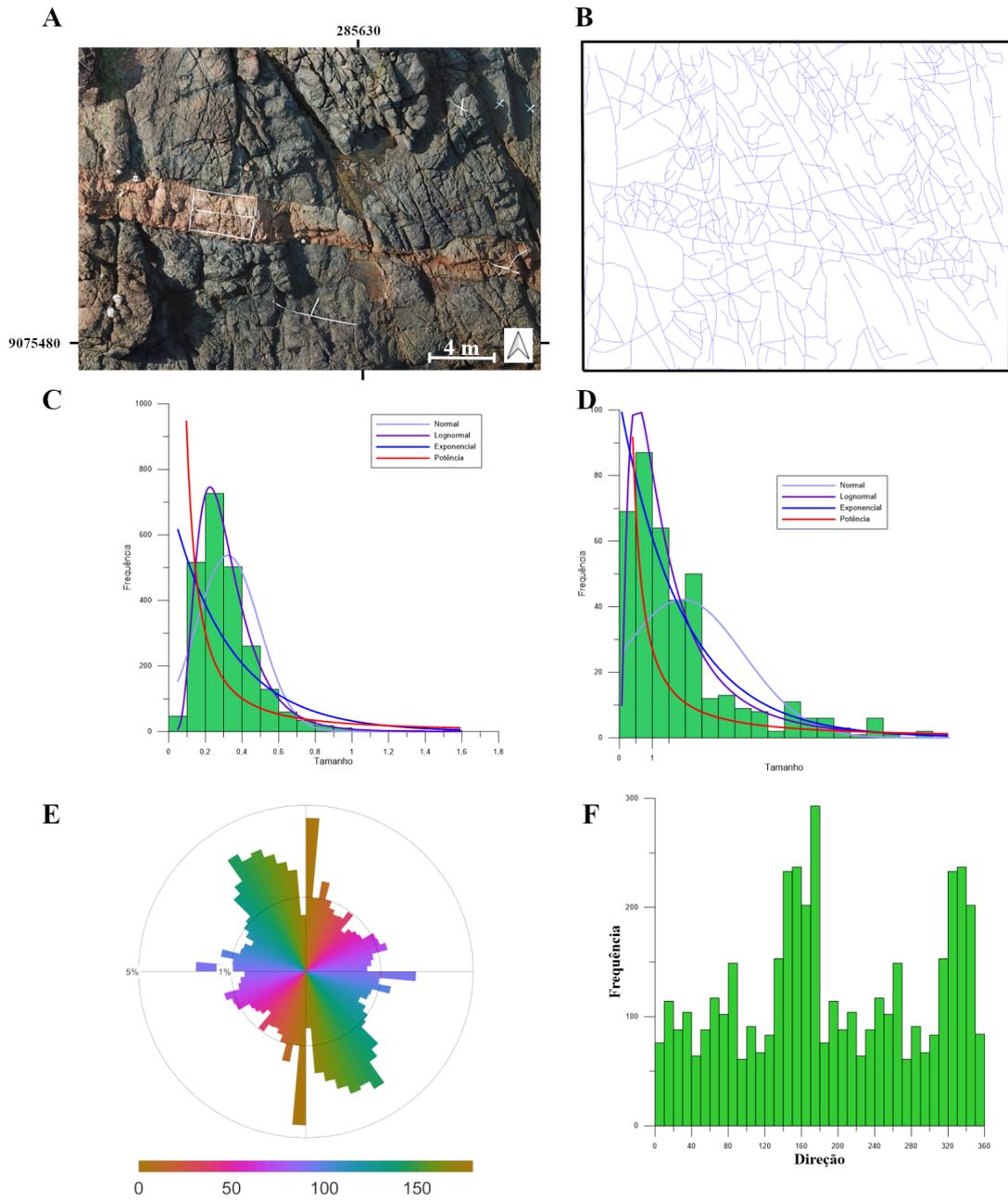
Fonte: O autor (2023)

4.1.2. Estatística Descritiva

Os comprimentos dos segmentos na A1 seguem uma distribuição da Lei de Potência (Fig. 21). A falta de representatividade das primeiras categorias do histograma deve-se às limitações de observação, como escala, altura do voo, configurações da câmera, horário, entre outros fatores. A melhor curva que produziu um melhor ajuste em relação aos dados vetorizados a partir do ortomosaico foi a curva de distribuição da Lei de Potência. O tamanho médio dos traços é de 2,64 m, com o tamanho mínimo de 0,04 m, e tamanho máximo de 24,85 m.

A partir dos dados de segmentos, foi calculado o diagrama de rosetas com as suas direções preferenciais, normalizado pelo tamanho de cada segmento. Os segmentos apresentaram três direções preferenciais: A) NNE-SSW, B) NW-SE e C) E-W (Fig. 21).

Figura 21 - A) Ortomosaico da A1. B) Interpretação e vetorização das fraturas do ortomosaico. C) Histograma de frequência dos traços. D) Histograma de frequência dos segmentos. E) Diagrama de rosetas com a direção dos segmentos. F) Histograma com a direção dos traços de fratura de acordo com o azimute.



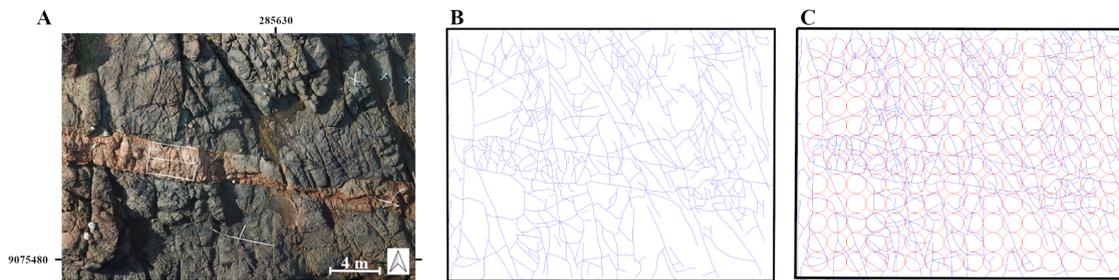
Fonte: O autor (2023)

4.1.3 Densidade De Fraturas

A densidade de fraturas na área A1 foi analisada através de varreduras de scanlines circulares. A densidade é calculada através de circunferências plotadas em uma linha de varredura, e então calculada a frequência que ocorrem as fraturas no interior destas subáreas (Figs. 22 e 23). O raio das circunferências é de 0,62 m e um total de 16 circunferências foram plotadas no eixo X e 12 no eixo Y. A densidade total calculada na área A1 é de 6,5 f/m², com o valor máximo de densidade que pode atingir 23 f/m² no setor centro-oeste da área (Figs. 22 e 23).

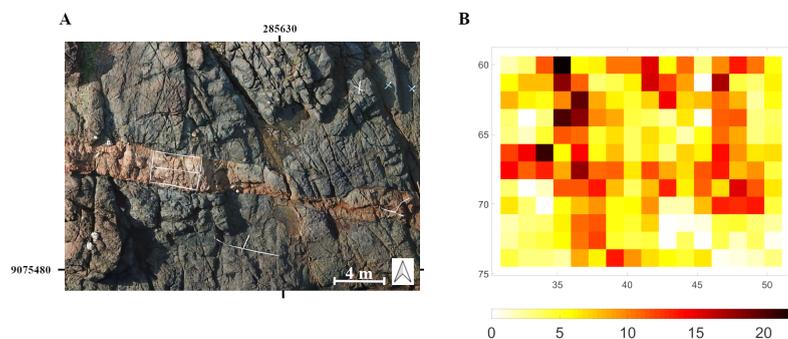
É importante ressaltar que o dique de riolito tardio também apresentou densidades de fraturamento elevada atingindo cerca de 20 f/m², definindo um corredor de elevada densidade de fraturamento ao longo de sua direção (Fig. 23). Já na encaixante (monzonito), as elevadas densidades de fraturamento estão associadas às falhas NW-SE que em algumas regiões chegam a ultrapassar uma densidade de 20 f/m² (Fig. 23).

Figura 22 - A) Ortomosaico da Área A1. B) Vetorização das fraturas na área A1. C) Varredura de *scanline* para gerar o mapa de calor com valores de densidade e intensidade.



Fonte: O autor (2023)

Figura 23 – A) Ortomosaico da A1. B) Mapa de densidade de fraturamento da área 1 (A1). Detalhe para a distribuição das regiões de elevadas densidades de fraturamento ao longo do dique e das falhas NW-SE.

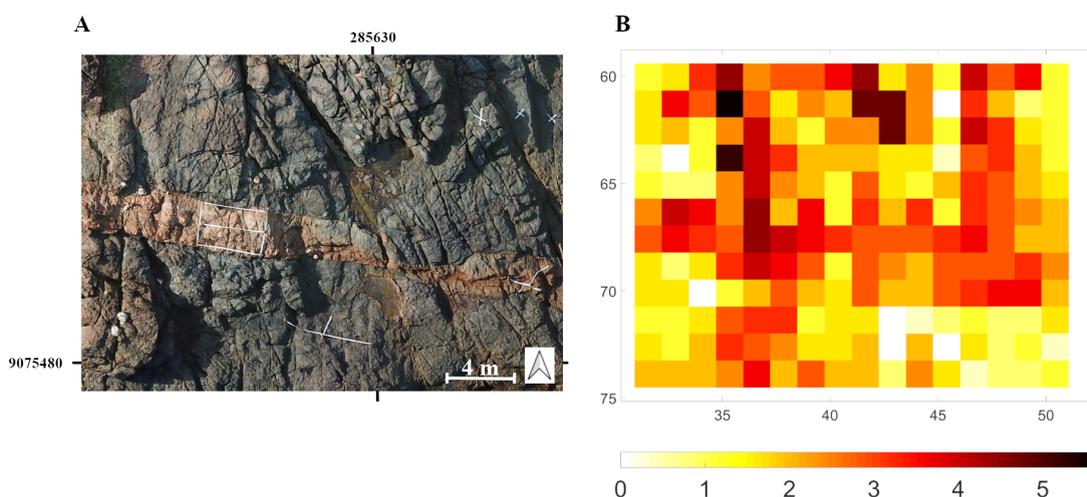


Fonte: O autor (2023)

4.1.4 Intensidade De Fraturas

Seguindo a mesma metodologia de aquisição da densidade de fratura, também foi calculada a intensidade de fraturamento a partir das janelas de amostragem circulares (Fig. 24). O valor médio de intensidade do mapa foi calculado em 2,1 f/m, com os valores de intensidade máxima chegando próximos de 6/m, e a porção centro-oeste da A1 apresentando os maiores valores de intensidade (Fig. 24). A análise permite visualizar informações sobre a variação da propriedade de intensidade de fraturas ao longo do dique e áreas adjacentes que correspondem à presença das falhas NW-SE, assim como foi observado a partir dos dados de densidade. No entanto, a intensidade de fraturamento é a quantificação do somatório do comprimento dos segmentos dividido pela área de amostragem.

Figura 24 - Mapas de intensidade das fraturas na área A1. A) Ortomosaico da (A1). B) Intensidade de Fraturas calculada para a A1. Detalhe para a distribuição das intensidades mais elevadas ao longo do dique e falhas NW-SE.

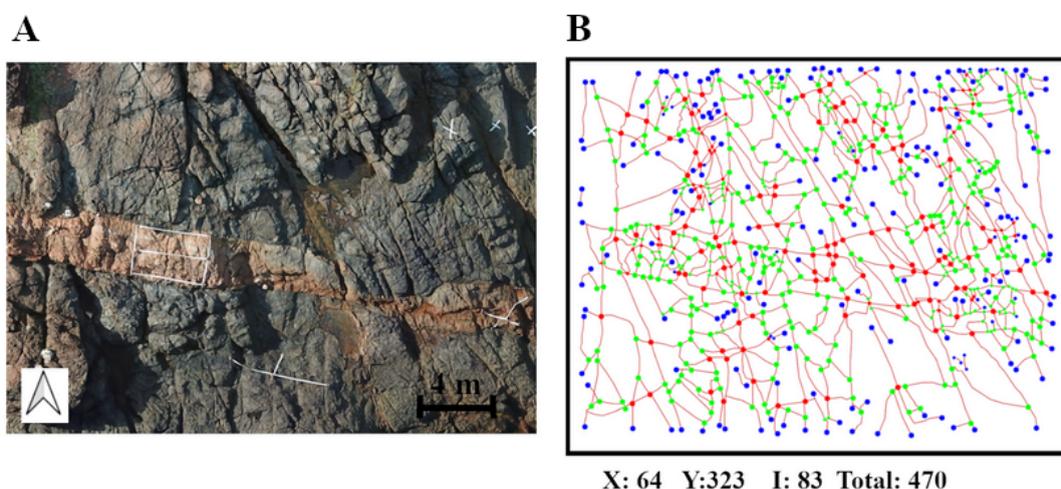


Fonte: O autor (2023)

4.1.5 Análise Topológica

A análise topológica de conectividade da rede de fratura da A1, permitiu verificar que o nó tipo X é o menos frequente com 64 ocorrências, o tipo I apresentou 83 ocorrências e o Y apareceu 323 vezes ao longo da A1. Existe um predomínio da conectividade da rede de fratura baseada no nó tipo Y, no entanto, a distribuição de nó tipo X está concentrada no dique e nas falhas NW-SE e, secundariamente, ao longo da direção E-W que coincide com a orientação do dique de riolito (Fig. 25).

Figura 25 – A) Ortomosaico da A1. B) Distribuição dos tipos de nós ao longo da A1. Os nós que indicam maior conectividade da rede de fratura estão distribuídos ao longo do dique e das falhas NW-SE. Círculos em azul, verde e vermelho representam os nós do tipo I, Y e X, respectivamente.



Fonte: O autor (2023)

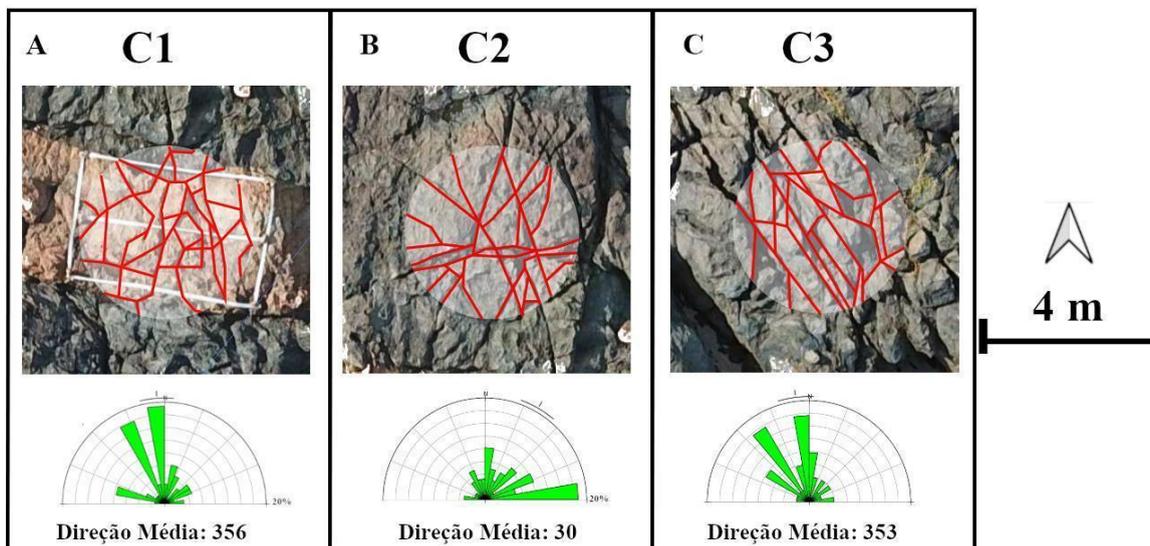
4.2 JANELAS DA ÁREA A1

4.2.1 Análise Geométrica De Orientação

As áreas circulares C1, C2 e C3 foram selecionadas a partir da área A1 com o objetivo de verificar variações do padrão geométrico/topológico em função do litotipo. O diâmetro de 2,64m foi escolhido para construir as áreas circulares de amostragem da rede de fratura. Não foi constatada uma variação significativa das orientações dos planos de fratura em relação a localização da área de amostragem (Fig. 26). Em relação aos parâmetros geométricos/topológicos, ocorreu uma significativa variação destes parâmetros entre as subáreas posicionadas sobre a encaixante (monzonito) (C2 e C3) e a subárea posicionada sobre o dique de riolito (C1). As subáreas C1 e C3, por exemplo, apesar de estarem posicionadas em diferentes litologias apresentaram as mesmas famílias de planos de fratura e frequência de ocorrência (Fig. 26). Já a subárea C2 está mais próxima do dique na região central da A1, portanto, apresentou uma influência maior da família de fratura E-W (Fig. 26).

Em relação ao comprimento dos segmentos interpretados nas três subáreas, não foram observadas variações significativas em relação a C1, C2 e C3 (Tabela 1) (Fig. 26). A área C1, localizada sobre o riolito, apresentou uma suave tendência de produzir um padrão de fraturamento mais segmentado (Fig. 26).

Figura 26 – Subáreas de amostragem C1, C2 e C3 inseridas na A1. A) Área C1 localizada sobre o dique de riolito. B) e C) C2 e C3 estão localizadas sobre a fácies monzonítica do GC. Abaixo da imagem de cada área de amostragem da rede de fratura, estão os respectivos diagramas de roseta. As orientações não variam em função da área de amostragem, no entanto, existe uma variação na frequência de ocorrência de cada família de fratura.



Fonte: O autor (2023)

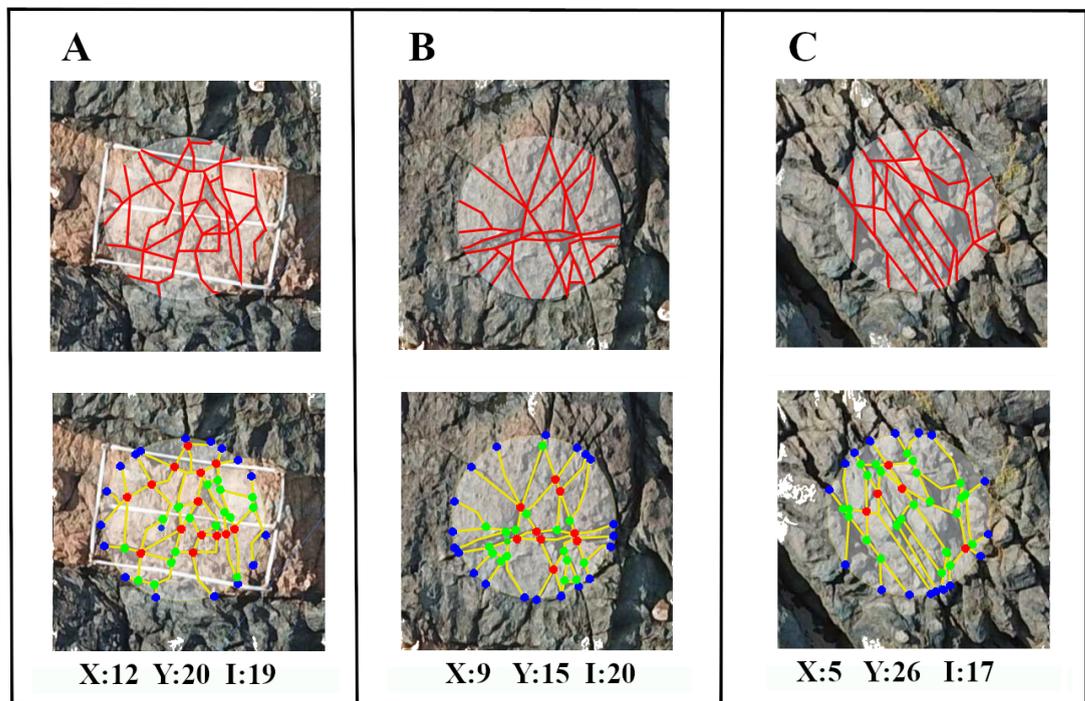
Tabela 1 - Estatística descritiva do tamanho dos traços e segmentos nas subáreas amostradas localizadas na área A1 (C1, C2 e C3).

	Área A1	Área C1	Área C2	Área C3
Total de Segmentos	618	52	49	41
Total de Traços	121	18	18	20
Tamanho do menor segmento	0.05 metros	0.12 metros	0.11 metros	0.09 metros
Tamanho do maior segmento	1.59 metros	0.82 metros	1.27 metros	2.62 metros
Tamanho médio dos segmentos	0.32 metros	0.37 metros	0.43 metros	0.60 metros
Tamanho do menor traço	0.07 metros	0.20 metros	0.22 metros	0.40 metros
Tamanho do maior traço	13.35 metros	3.76 metros	2.69 metros	2.62 metros
Tamanho médio dos traços	1.90 metros	1.06 metros	1.16 metros	1.23 metros

4.2.2 Análise Topológica

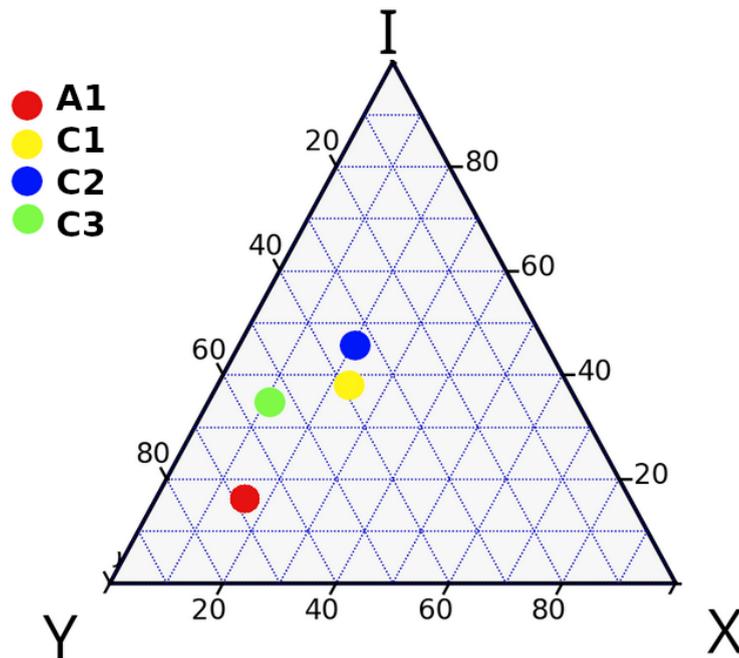
A contagem dos nós são plotados no diagrama ternário de conectividade (Figs. 27 e 28). As áreas com maior intensidade de fraturas possuem uma maior frequência de conexões do tipo X e Y e exercem mais influência sobre a conectividade da área. A subárea C2 possui mais nós do tipo I (45%). Já nas áreas C1 e C3 a frequência de nós tipo Y e X é mais alta em relação ao nó tipo I. A área C1 apresentou uma maior frequência de nó tipo X, o que mostra uma maior conectividade da rede de fratura quando associada ao riolito (Figs. 27 e 28).

Figura 27 - Representação da rede de fratura nas subáreas C1, C2 e C3 e a caracterização topológica das respectivas áreas. A) Área C1. B) Área C2. C) Área C3. Círculos em azul, verde e vermelho representam nós tipo I, Y e X, respectivamente.



Fonte: O autor (2023)

Figura 28 - Diagrama Ternário de Conectividade. A caracterização através da quantificação dos nós I, Y e X é uma caracterização topológica e estatística que avalia parâmetros de percolação e fluxo de fluidos em uma rede de fraturas. As áreas apresentadas mostram-se menos interconectadas que a região atravessada pelo dique riolítico.



Fonte: O autor (2023)

4.3 ÁREA 2 (A2)

A área A2 possui cerca de 3700 m². O FracPaQ faz um recorte da área para que as latitudes e longitudes máximas e mínimas das figuras contenham toda a rede de fratura interpretada. A partir deste recorte feito pelo FracPaQ, a área A2 apresentou 3300 m². A estrutura principal na área A2 é uma família de fraturas com direção preferencial N-S no centro do mapa (Fig. 29). A área A2 também está próxima a linha de costa da Praia de Suape, no entanto, está localizada em uma cota altimétrica um pouco mais elevada em relação a A1 que pode atingir cerca de 20 m.

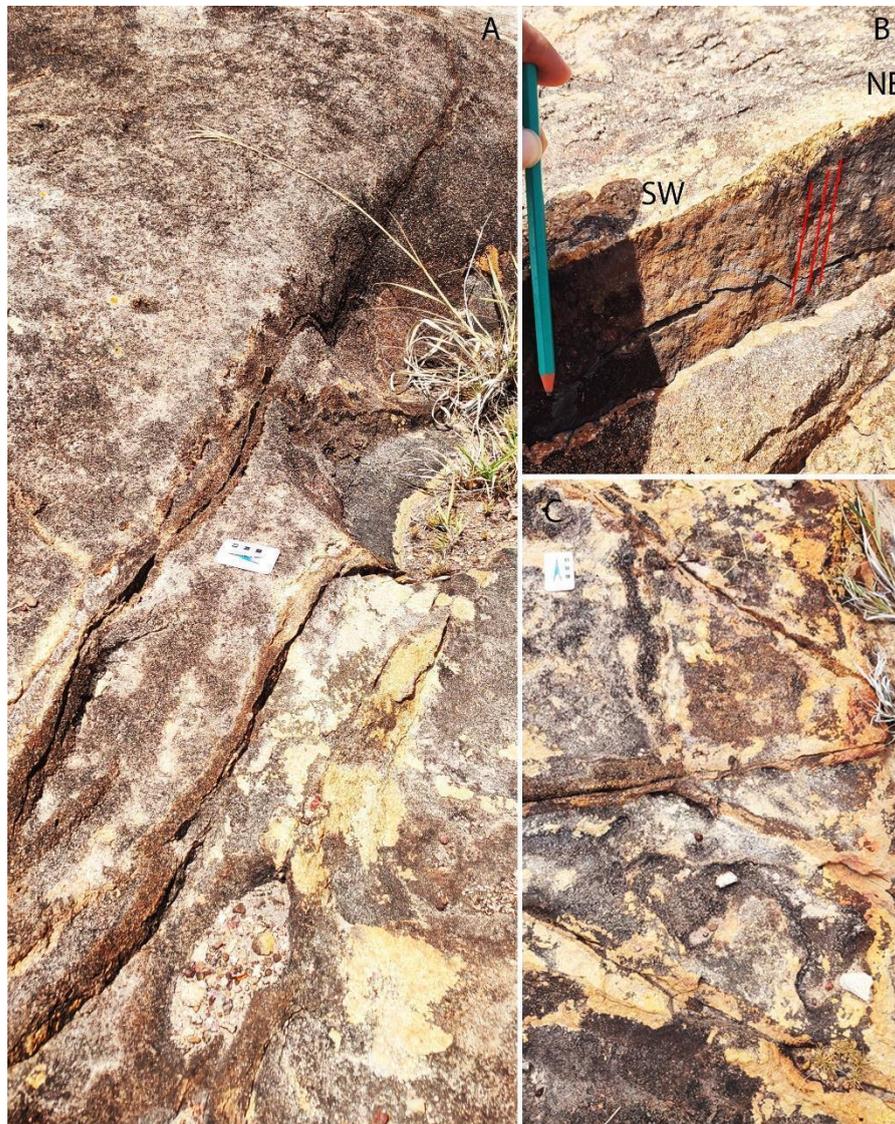
4.3.1 Caracterização Estrutural

Na localidade da A2 (Fig. 2), o GC apresenta composição granítica com granulação média a grossa e fenocristais de feldspato potássico e quartzo. Nesta área, o GC apresenta uma textura mais homogênea em relação a A1, bem como, não apresenta a ocorrência de diques e pseudotaquilitos (Fig. 29).

A rede de fratura que ocorre na A2 é marcada por planos de fratura verticalizados que muitas vezes apresentam uma abertura aparente provocada pela erosão e orientações preferenciais NW-SE, NNE-SSW e ESE-WNW (Figs. 29 e 30).

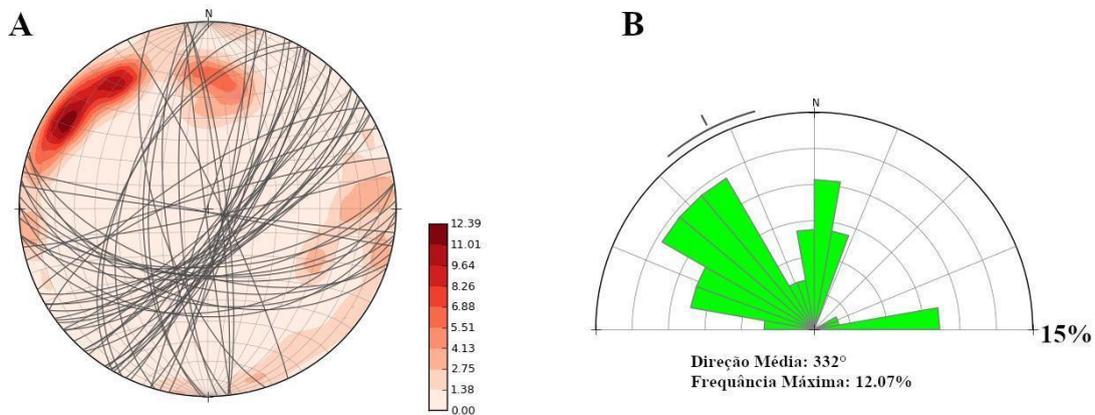
Na A2 não foi possível caracterizar a cinemática dos planos de falha presentes na área devido à ausência de critérios cinemáticos confiáveis (Fig. 29). O plano de falha reconhecido na A2 apresenta direção NE-SW e estrias com elevado *rake* de aproximadamente 50°. É possível que estes planos de falha tenham atuado como falhas com rejeito predominantemente normal, conforme é reconhecido em outros locais da BPE (Lima Filho, 1998; Almeida, 2003; Correia Filho, 2017).

Figura 29 – Aspectos de campo do Granito do Cabo de Santo Agostinho relacionados a A2. A) Família de fratura E-W isoladas. B) Plano de falha NE-SW com estrias apresentando elevado *rake*. C) Padrão de fraturamento da A2 mostrando um sistema conjugado.



Fonte: O autor (2023)

Figura 30 - A) Estereograma dos planos medidos na A2, com o dado de uma estria contida no plano de falha indiscriminada. B) Diagrama de roseta com as principais família de fratura. Foram três famílias mapeadas NW-SE, NNE-SSW e E-W.



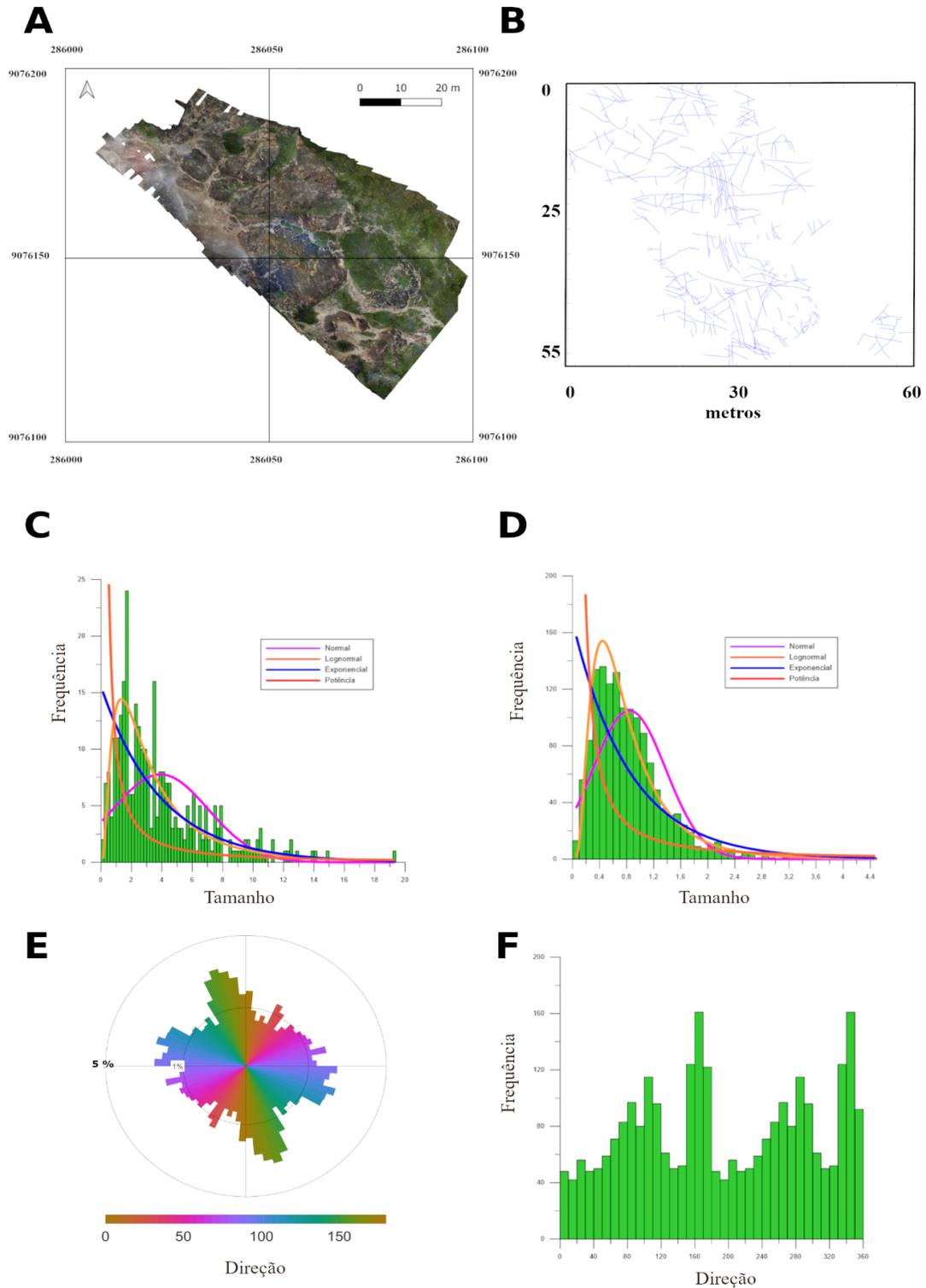
Fonte: O autor (2023)

4.3.2 Descrição dos Traços e Segmentos

Na área A2 foram vetorizados 1415 segmentos e 304 traços. O segmento de menor comprimento vetorizado possui 0,06 m enquanto o menor traço possui 0,13 m. O maior segmento possui 4,46 m e o maior traço 19,26 m. O comprimento médio dos segmentos é de 0,84 m e o comprimento médio dos traços é de 3,91 m (Fig. 31).

Os dados dos segmentos obtidos pelo FracPaQ, foram analisados e a roseta construída mostrou a rede de fratura da A2 apresenta três orientações preferenciais; A) NW-SE B) NNE-SSW e C) ESSE-WNW (Fig. 31). A curva com maior qualidade de ajuste para o histograma dos traços e segmentos da rede de fratura foi a curva da Lei de Potência (Fig. 4.11C e 4.11D). A direção dos traços segue as mesmas direções preferenciais dos segmentos, porém com uma frequência maior de fraturas NW-SE (Fig. 31).

Figura 31 - Resultados obtidos a partir da análise dos vetores gerados através da interpretação das fraturas no ortomosaico da área 2 (A2). A) Ortomosaico da A2. B) Vetorização das fraturas que foram importadas e analisadas no FracPaQ. C) Histograma do tamanho dos segmentos. D) Histograma do tamanho dos traços. E) Direção dos segmentos. F) Histograma com a frequência de segmentos em função de sua respectiva orientação.

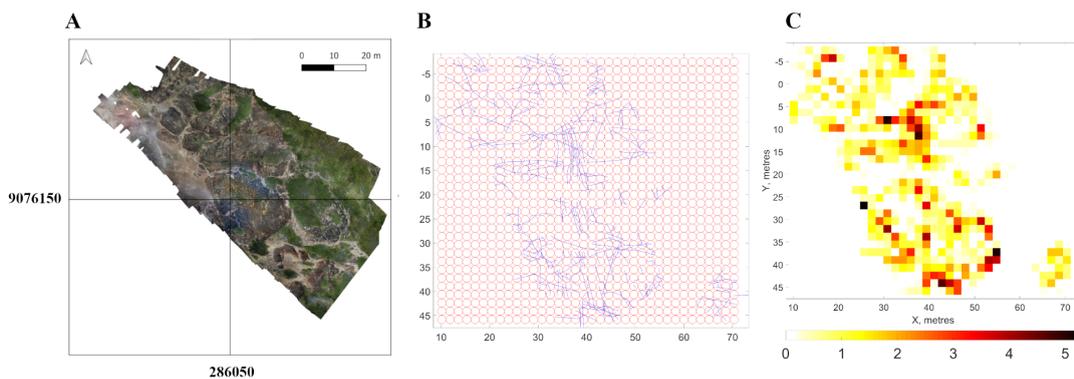


Fonte: O autor (2023)

4.3.3 Densidade De Fraturas

Os valores de densidade foram obtidos a partir de uma linha de varredura com 40 circunferências com raio de 2,16m. A densidade de fraturas média da área A2 é de 0,38/m² com valores máximos de 5,2/m². A família de fraturas de direção N-S na região central do mapa possui bastante influência nos valores de densidade, elevando os valores médios de densidade próximo do valor máximo encontrado para toda a região do mapa ~5 f/m² (Fig. 4.14C). As janelas de amostragem com maior densidade de fraturamento definem corredores orientados de forma NW-SE e E-W.

Figura 32 - A) Ortomosaico que foi utilizado para vetorizar planos de fraturas da área 2 (A2). B) A densidade de fraturas é calculada através de linhas de varredura de scanlines paralelas onde são contadas a quantidade de fraturas a partir das circunferências plotadas ao longo das linhas de varredura. C) A densidade de fraturas é um parâmetro quantitativo dimensional calculado através das *scanlines*. Os resultados são apresentados em um mapa que mostra sua variabilidade espacial a partir de uma paleta de cor.

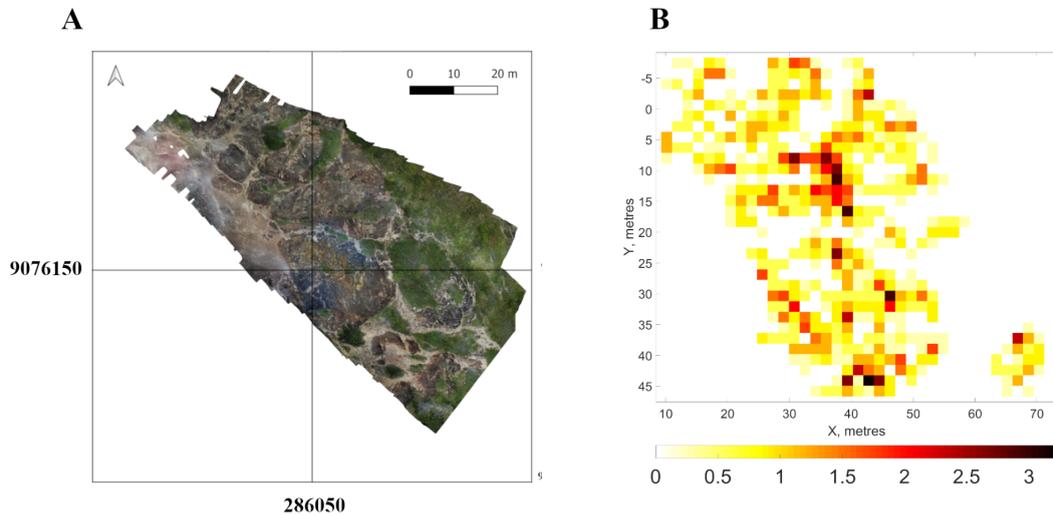


Fonte: O autor (2023)

4.3.3 Intensidade de Fraturas

A mesma metodologia utilizada para a obtenção da densidade de fraturamento, foi utilizada para obter os valores de intensidade de fraturamento. Foram acomodadas 40 janelas de amostragem circulares ao longo dos eixos X e Y (Fig. 33). A intensidade média de fraturamento ao longo da A2 foi de 0,32/m. O maior valor de intensidade de fraturamento foi de 3,2/m (Fig. 33). O comportamento da dispersão dos valores mais altos de intensidade de fraturamento é semelhante ao que foi observado para a densidade de fraturamento da A2 (Fig. 32).

Figura 33 - A) Ortomosaico da área A2. B) Intensidade de fraturas da A2 calculado através de varredura de scanlines ao longo da vetorização das fraturas. Os dados de fraturas vetorizados são calculados e mostrados em um mapa para visualização da variabilidade espacial a partir de uma paleta de cor.

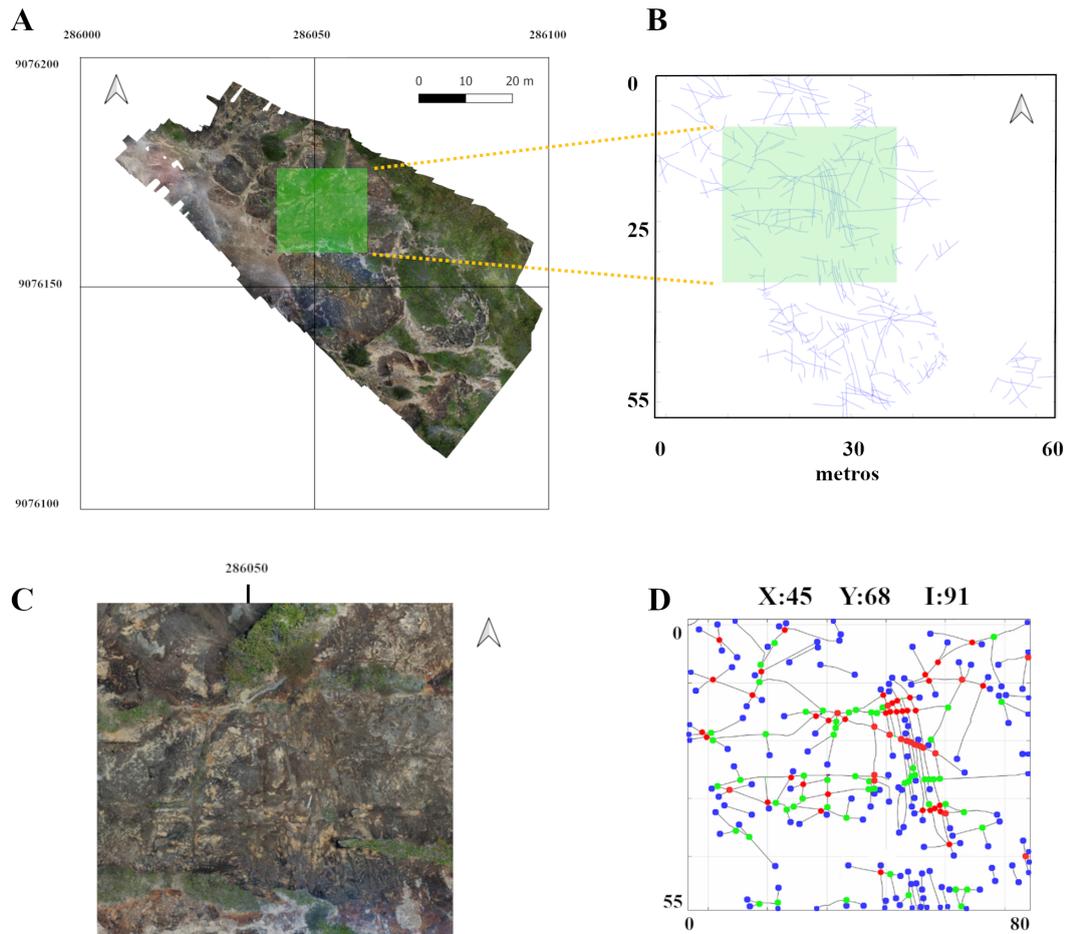


Fonte: O autor (2023)

4.3.4 Análise Topológica

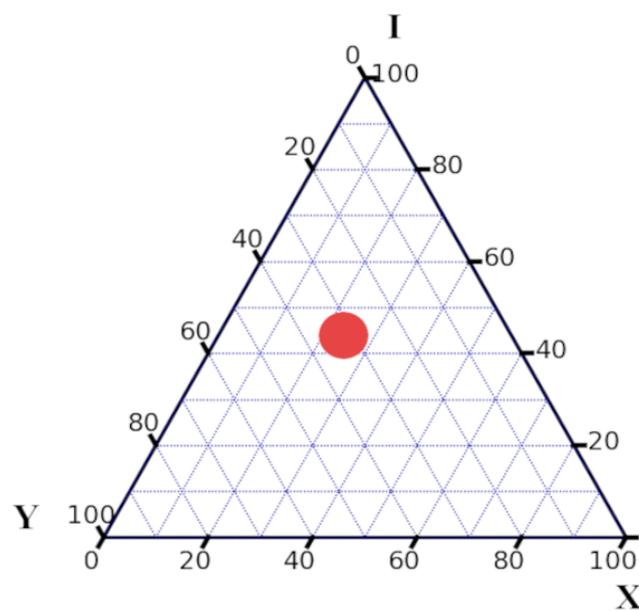
Na área A2 foi escolhida uma janela de amostragem para realização da análise topológica. A região escolhida apresenta uma área de aproximadamente 625m² (Fig. 34). A partir da área selecionada os nós do tipo X, Y e I foram contabilizados e plotados no diagrama ternário (Figs. 34 e 35). Os nós do tipo I são predominantes, constituindo 44% do total de nós analisados na amostragem, e o segundo tipo de nó predominante é do tipo Y, com 33% do total. A menor quantidade de nó tipo X está predominantemente concentrada sobre um cluster de fratura NW-SE na porção centro-leste da área amostrada (Figs. 34 e 35).

Figura 34 - A) Ortomosaico da área 2 (A2). Detalhe para a área de amostragem topológica (Polígono verde). B) Rede de fratura vetorizada. C) Imagem de detalhe da área selecionada. D) Distribuição espacial e quantificação dos tipos de nós presentes na A2.



Fonte: O autor (2023)

Figura 35 - Diagrama ternário da janela de amostragem inserida na A2. A A2 apresentou uma percentagem de nó tipo I elevada, o que implica em uma menor conexão da rede de fratura.



5. DISCUSSÃO

5.1 CARACTERÍSTICAS TOPOLÓGICAS

As subáreas escolhidas sobre o GC (A1 e A2) apresentaram características topológicas ligeiramente distintas. Foi possível observar que tanto a densidade quanto a intensidade de fraturamento são diferentes entre as subáreas. A A1 apresentou uma rede de fratura mais conectada em relação a A2, no entanto, não houve variações significativas em relação à orientação preferencial das redes de fratura (Figs. 23 e 32).

As janelas de amostragem construídas no interior da A1 (C1, C2 e C3), mostraram que a variação dos parâmetros topológicos pode ter sido controlada pela modificação do litotipo e textura das fácies relacionadas ao GC nesta região (Fig. 26). A maior quantidade de nó tipo X encontrada no interior da janela C1 mostra que tanto a mineralogia quanto a granulação fina do riolito favoreceu uma maior conectividade da rede de fratura. Sun et al. (2022) discute a influência da variação mineralógica na resistência mecânica de rochas ígneas. Os autores mostraram que o aumento do conteúdo de quartzo e feldspato potássico em rochas ígneas diminui sua resistência mecânica.

A granulação da rocha também é outro aspecto muito importante na compreensão da resposta dos distintos materiais geológicos quando submetidos aos esforços tectônicos (Lindqvist et al., 2007; Prikryl, 2001). Apesar da granulação em rochas sedimentares não apresentar uma relação direta com a sua resistência mecânica, nas rochas ígneas esta correlação já foi estabelecida por Sun et al. (2022). Rochas com textura grossa apresenta uma maior resistência, enquanto que rochas com textura fina apresenta uma resistência menor Sun et al. (2022). Possivelmente, a maior densidade e intensidade de fraturamento, bem como uma maior conexão da rede de fratura encontrada no riolito pode ser explicado pelos contrastes reológicos entre o riolito (dique) e o monzonito (encaixante) (Fig. 27).

A variação mineralógica e textural do próprio GC, conforme já tinha sido proposto por Nascimento (2003) e Nascimento & Souza (2005), pode ser responsável para variação dos aspectos topológicos observados nas áreas 1 e 2. Na área 1, ocorre o predomínio de uma fácies monzonítica média a fina e diques de riolito, enquanto que na área 2, ocorre uma fácies granítica média a grossa com menos heterogeneidades quando comparadas com a A1. Além disso, outro aspecto importante, é a proximidade das áreas 1 e 2 em relação as principais zonas de falha rifte que cortam o GC, conforme é observado no mapa geológico de detalhe do GC (Fig. 8) (Nascimento, 2003).

5.2 IMPLICAÇÃO TECTÔNICAS

5.2.1 Controle Estrutural durante o Alojamento do Granito do Cabo

Conforme é possível verificar no gravimétrico bouguer residual (Fig. 6) a anomalia positiva (~1,39 mGal) relacionada ao GC é recortada por lineamentos gravimétricos NE-SW e NW-SE (Correia Filho et al., 2022). Os lineamentos gravimétricos NE-SW apresentam um forte gradiente que indica a atuação de sistemas de falhas normais. Por outro lado, os lineamentos NW-SE provocam deslocamentos laterais sinistrais ao longo dos limites da anomalia. A atuação das falhas inferidas a partir do mapa gravimétrico bouguer residual é condizente com a configuração estrutural apresentada por trabalhos realizados na região emersa da BPE (Polonia, 1997; Lima Filho, 1998; Almeida, 2003; Correia Filho, 2017).

É possível que a interação entre as falhas normais NE-SW e de transferência NW-SE tenha produzido um enfraquecimento crustal que foi responsável por facilitar o alojamento da câmara magmática relacionada ao CG. Este fato é bem marcado pela presença de cataclastos e pseudotaquilitos ao longo da A1, que por sua vez são rochas que marcam o núcleo de zonas de falha (Sibson, 1977; Anderson et al., 1985; Chester & Logan, 1986; Caine et al., 1991, 1996). Na A1, também ocorre um dique de riolito tardio. O contato entre o riolito e a fácies monzonítica do GC é crenulado, o que pode indicar uma relação de intrusão do dique tardi-cristalização do GC (Fig. 19).

A modificação das características topológicas entre as A1 e A2, também podem ser um reflexo da distância destas áreas em relação às principais zonas de falha regionais. Em termos gerais, a A1 mostrou uma rede de fratura mais intensa, densa e mais conectada em relação a A2. Trabalhos de quantificação estrutural demonstram que o aumento da distância em relação a um núcleo de falha, produz uma diminuição da frequência de estruturas rúpteis (fratura, veio, banda de deformação) (Lepillier et al., 2020; Passos et al., 2022), conforme ocorre nas duas áreas (A1 e A2) sobre o GC.

5.2.2 Correlação do Vulcanismo e o Rifte da Bacia Pernambuco

A evolução tectônica da BPE é produto do rifte propagante que atuou durante o Barremiano-meso-Albiano na margem nordeste brasileira (Caixeta et al., 2014; Matos et al., 2021). Considerando a idade do rifte e o pico de magmatismo por volta de 102 M.a. (Nascimento, 2003), ainda é muito discutida a atuação da atividade tectônica rifte durante a atividade da SMI (Lima Filho, 1998; Nascimento, 2003; Maia et al., 2012; Santana, 2016). Na

A1 foi reconhecida uma falha NW-SE transcorrente dextral cortando o dique de riolito tardio. Foi possível reconhecer a propagação de dobra por movimentação de falha, que provocou uma componente de arrasto no dique de riolito (Fig. 18). Este comportamento pode implicar em uma movimentação do plano de falha logo após seu alojamento, que sob um regime dúctil-rúptil de deformação, produziu dobras de arrasto. Este fato sugere que os esforços rifte atuaram durante a cristalização do GC, o que expande a influência do rifte da BPE até o Albiano Superior (~102 M.a.).

6. CONCLUSÕES

A análise geométrica/topológica a partir da vetorização das redes de fratura sobre os ortomosaicos e as atividades de mapeamento estrutural realizadas nas duas áreas selecionadas sobre o GC permitiram concluir:

- A porção sudoeste (A1) apresenta uma rede de fratura mais densa e mais conectada em relação à porção nordeste (A2) do GC.

- A presença de zonas de falha, variações mineralógicas e texturais podem afetar a rede permo-porosa de um reservatório naturalmente fraturado. No caso do GC, a variação faciológica entre o monzonito fino e granito grosso, das A1 e A2, respectivamente, apresenta impacto significativo nas características geométricas e topológicas das duas redes de fratura.

- A maior densidade/intensidade de fraturamento no interior do dique de riolito é resultado da modificação textural e mineralógica entre o monzonito e o riolito.

- Na porção sudoeste do GC (A1), a presença de rochas de falha é representada por faixas NW-SE e ESSE-SNW de cataclastos e pseudotaquilitos. A maior conectividade da rede de fratura da A1 pode estar relacionada a uma maior proximidade em relação a uma zona de falha rifte regional.

- A presença de falhas transcorrentes dextrais NW-SE deslocando lateralmente o dique de riolito tardio, inclusive produzindo dobramento por propagação de falha, pode indicar uma certa contemporaneidade entre a SMI e a fase rifte da BPE.

SUGESTÕES PARA TRABALHOS FUTUROS

Este trabalho caracterizou estruturalmente e topologicamente duas regiões específicas do Granito do Cabo de Santo Agostinho. A obtenção de dados topológicos de diferentes contextos tectônicos e litologias pode contribuir com o conhecimento das propriedades de redes de fraturas de áreas com contextos geológicos diferentes. Este trabalho sugere uma análise mais

detalhada na região litorânea do Planalto da Borborema, obtendo dados topológicos e estruturais que caracterizam as propriedades do meio fraturado de forma mais detalhada.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Almeida, C. B., Jardim de Sá, E. F., Cruz, L. R., Nascimento, M. A., Alves da Silva, F. C., Antunes, A. F., Frutuoso, Jr. L. J., Lima Filho, M. F., Sérgio de Souza, Z., Guedes I. M. A. Suíte Magmática Ipojuca: Relações e Implicações Tectono-Estratigráficas na Sub-Bacia de Pernambuco. 2o Congresso Brasileiro de P & D Em Petróleo & Gás. 2003.

Anderson, J. L., Warren, M. T. Proterozoic anorogenic two-mica granites: Silver Plume and St. Vrain batholiths of Colorado. *Geology*, V 13, P 177-180. 1985.

Arai, M. CHAPADAS: RELICT OF MID-CRETÁCEOUS INTERIOR SEAS IN BRAZIL. *Revista brasileira de Geociências*, V 30, P 436-438. 2000.

Arai, M. A grande elevação eustática do mioceno e sua influência na origem do grupo barreiras. *Geologia USP: Série Científica*, V 6. 2006.

Arai, M. Paleogeografia do Atlântico Sul no Aptiano: um novo modelo a partir de dados micropaleontológicos recentes. *Boletim Geociências Petrobras*, V 17, P 331-351. 2009.

Arthaud, M. H., Caby, R., Fuck, A., Dantas, E. L., Parente C. V. Geology of the northern Borborema Province, NE Brazil and its correlation with Nigeria, NW Africa. *Geological Society, London*, V 294, P 49-67. 2008.

Bächler, D., Kohl, T., Rybach, L. Impact of graben-parallel faults on hydrothermal convection—Rhine Graben case study. *Physics and Chemistry of the Earth*. V 28, P 431-441. 2003.

Baillieux, P., Schill, E., Edel, JB., Mauri, G. Localization of temperature anomalies in the Upper Rhine Graben: insights from geophysics and neotectonic activity. *International Geology Review*, V 55. 2013.

Baptiste Lepillier, Pierre-Olivier Bruna, David Bruhn, Eivind Bastesen, Alexandro Daniilidis, Oscar Garcia, Anita Torabi, Walter Wheeler. From outcrop scanlines to discrete fracture networks, an interactive workflow. *Journal of Structural Geology*, V 133. 2020.

Barbosa, J., Neumann, V., Lima Filho, M. Estratigrafia da faixa costeira Recife-Natal (Bacia da Paraíba e Plataforma de Natal), NE Brasil. 2008.

Barbosa, A., Lima Filho, M. Aspectos estruturais e estratigráficos da faixa costeira Recife-Natal: observações em dados de poços. *Boletim Geociências Petrobras*, Rio de Janeiro, V 14, P 287-306. 2006.

Barbosa, J.A., Maia, M.F., Lima Filho, M., Magalhães, J.R., Correia, O. Seismic Stratigraphy of the Onshore Portion of Pernambuco Basin: Evidence of Break-Up during Middle Albian for the South Atlantic Rift in Northeast Brazil. 2014.

Borba, G.S. Rochas vulcânicas da faixa costeira sul de Pernambuco: aspectos petrográficos e geoquímicos. Anuário do Instituto de Geociências, V 16, P 22-22. 1975.

Bonnet E., Bour O., Odling N. E., Davy P., Main I., Cowie P., Berkowitz B. Scaling of fracture systems in geological media. Reviews of Geophysics. V 39. 2001.

Brito-Neves, B., Santos, E., Van Schmus, W. Tectonic History of the Borborema Province, Northeastern Brazil. P 151-182. 2001.

Caine, JS. Melange fabrics of the northern Appalachians. 1991.

Caine, J.S., Evans, J. P., Forster, C. B. Fault Zone Architecture and Permeability Structure. Geology, V 24, P 1025–1028. 1996.

Carvalho, J., Dias, P., Revaux, C., Matos, J. X., Araújo, V., Inverno, C., Marques, F., Donoso, G. A., Pacheco, N. Morais, I. Albardeiro, L., Batista, M. J., Malehmir, A., Spicer, B. Oliveira, D. A drill-hole, geological and geophysical data-based 3D model for target generation in Neves-Corvo mine region, Portugal. International Journal of Earth Sciences. V 111, P 403–424. 2022.

Caixeta, J. M., Ferreira, T. S., Machado, D. L., Teixeira, J. L. Romeiro, A. T. Albian Rift Systems in the Northeastern Brazilian Margin: An Example of Rifting in Hyper-Extended Continental Crust. 2014.

Choi, J., Yoh, J. Standoff Detection of Geological Samples of Metal, Rock, and Soil at Low Pressures Using Laser-Induced Breakdown Spectroscopy. Applied Spectroscopy. Volume 70. 2016.

Correa, R. T., Vidotti, R. M., Oksum, E. Curie surface of Borborema Province, Brazil. Tectonophysics, V 679, P 73-87. 2016.

Chatterjee, N. D., & Johannes, W. Thermal stability and standard thermodynamic properties of synthetic 2M1-muscovite, $KAl_2 [AlSi_3O_{10} (OH)_2]$. Contributions to Mineralogy and Petrology, V 48(2), P 89-114. 1974.

Chester, FM., Logan, JM. Implications for mechanical properties of brittle faults from observations of the Punchbowl fault zone, California. Pure and Applied Geophysics. 1986.

Correia Filho, O.J. Análise de Estruturas Compressionais na Região Onshore da Bacia Pernambuco, NE do Brasil – Possíveis Influências e Potencial Petrolífero. Dissertação de Mestrado. 2017.

Correia Filho, O.J. Análise de Estruturas Compressionais na Região Onshore da Bacia Pernambuco, NE do Brasil – Possíveis Influências e Potencial Petrolífero. Dissertação de Mestrado. 2017.

Correia Filho, O. J. Processos de reativação tectônica transcorrente cenozóica na margem oriental do NE do Brasil e crosta oceânica adjacente. 2022.

Dezayes, C., Lerouge, C., Innocent, C., Lach, P. Structural control on fluid circulation in a graben system: Constraints from the Saint Pierre Bois quarry (Vosges, France). *Journal of Structural Geology*, V 146. 2021.

Duwiquet, H., Guillou-Frottier, L., Arbaret, L., Bellanger, M., Heap, M. J. Crustal Fault Zones (CFZ) as Geothermal Power Systems: A Preliminary 3D THM Model Constrained by a Multidisciplinary Approach. Volume 2021, Article ID 8855632. 2021.

Fambrini, G. L., Barbosa, J. A., Lima Filho, M. F., Campelo, F. M. A. C. Indícios de Paleossismicidade em depósitos aluviais da Formação Cabo, Bacia Pernambuco. *IG. Série B, Estudos e Pesquisas, Recife/PE*, V 15, P 196-216. 2005.

Faulkner, D. R., Jackson, C. A. L., Lunn, R. J., Schlische, R. W. Shipton, Z. K., Wibberley, C. A. J., Withjack, M. O. A review of recent developments concerning the structure, mechanics and fluid flow properties of fault zones. *Journal of Structural Geology*. V 32, P 1557-1575. 2010.

Font, E., Ernesto, M., Silva, P.F., Correia, P.B., Nascimento, M.A., Paleomagnetism, rocks magnetism and AMS of the Cabo Magmatic Province, NE Brazil, and the opening of South Atlantic. *Geophysics Journal*, V 179, P 905-922. 2009.

Freyermark, J., Sippel, J., Scheck-Wenderoth, M., Bär, K., Stiller, M., Fritsche, J.G., Kracht, M. The deep thermal field of the Upper Rhine Graben. *Tectonophysics*, V 694, P 114-129. 2017.

Guillou-Frottier, L., Carre, C., Bourguin, B., Bouchot, V., Genter, A. Structure of hydrothermal convection in the Upper Rhine Graben as inferred from corrected temperature data and basin-scale numerical models. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, V 256, P 29-49. 2013.

Gomes Silva, I. M. Mapeamento geológico da região de Sirinhaém e adjacências: relações tectônicas e estratigráficas entre o embasamento cristalino e a Bacia Sedimentar Pernambuco. *Monografia*. 2017.

Hansberry, R., Holford, S., King, R., Debenham, N. Using network topology to constrain fracture network permeability. *Using network topology to constrain fracture network permeability*. 2019.

Hansberry, R. L., King, R. C., Holford, S. P., Hand, M., Debenham, N. How wide is a fault damage zone? Using network topology to examine how fault-damage zones overprint regional fracture networks, *Journal of Structural Geology*, V 146. 2021.

Healy, D. Rizzo, R., Conrwell, D. Farrell, N., Watkins, H., Timms, N., Gomez-Rivas, E., Smith, M. FracPaQ: A MATLAB toolbox for the quantification of fracture patterns. *Journal of Structural Geology*, P 1-36. 2017.

- Heine C., Zoethout J., and Müller R. D.: Kinematics of the South Atlantic rift, *Solid Earth*, V 4, P 215–253. 2013.
- Heine C., Zoethout J., Müller R.D. Kinematics of the South Atlantic rift. *Solid Earth*, V 4, P 215-253. 2013.
- Heine, C., Brune, S. Oblique rifting of the Equatorial Atlantic: why there is no Saharan Atlantic Ocean. *Geology*, V 42(3), P 211-214. 2014.
- Jing. L., Stephansson, O. Fundamentals of Discrete Element Methods for Rock Engineering, Theory and Applications. *Developments in Geotechnical Engineering*, V 85. 2007.
- Lamarche, J., Lavenu, A. P., Gauthier, B. D., Guglielmi, Y., & Jayet, O. Relationships between fracture patterns, geodynamics and mechanical stratigraphy in Carbonates (South-East Basin, France). *Tectonophysics*, V 581, P 231-245. 2012.
- Laubach S. E., Reed R. M., Gale J. F. W., Ortega O. J., Doherty E. H. Fracture Characterization Based on Microfracture Surrogates, Pottsville Sandstone, Black Warrior Basin, Alabama. *Gulf Coast Association of Geological Societies Transactions*. V 52, P 585-596. 2002.
- Laubach S. E., Gale J. F. W. Obtaining Fracture Information For Low-Permeability (Tight) Gas Sandstones From Sidewall Cores. *Journal of petroleum Geology*. V 29. P 147-158. 2006.
- Lepillier, B., Bruna, P. O., Bruhn, D., Bastesen, E., Daniilidis, A., Garcia, Ó., Torabi, A., Wheeler, W. From outcrop scanlines to discrete fracture networks, an integrative workflow. *Journal of Structural Geology*, V 133. 2020.
- Laubach S. E., Lamarche J., Gauthier B. D., Dunne W. M., Sanderson D. J. Spatial arrangement of faults and opening-mode fractures. *Journal of Structural Geology*, V 108. 2018.
- Lima Filho, M. Análise estrutural e estratigráfica da Bacia Pernambuco. Tese de doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, IAG-USP, São Paulo. P 139. 1998.
- Lima Filho, M. et al. Eventos Tectônicos e Sedimentares nas bacias de Pernambuco e da Paraíba: implicações no quebraamento do Gondwana e correlação com a bacia do Rio Muni. *Geociências*, V 25, P 117-126. 2006.
- Lindqvist, J. E., Akesson, U., Malaga, K. Microstructure and functional properties of rock materials. *Materials Characterization*. V 58, P 1183-1188. 2007.
- Long, L. E., Sial, A. N., Nekvasil, H., Borba G. S. Origin of Granite at Cabo de Santo Agostinho, Northeast Brazil. *Contributions to Mineralogy and Petrography*. 1986.
- McMurry J. U. D. E., Long L. E., & Sial A. N. Petrology and isotope systematics of magma mushes: some porphyritic granitoids of northeastern Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, V 17(4), P 473-480. 1987.

Miranda, T. S. D. Caracterização geológica e geomecânica dos depósitos carbonáticos e evaporíticos da Bacia do Araripe, NE Brasil. 2015.

Matos, R.M.D., Krueger, A., Norton, I., Casey, K. The fundamental role of the Borborema and Benin–Nigeria provinces of NE Brazil and NW Africa during the development of the South Atlantic Cretaceous Rift system. *Marine and Petroleum Geology*, V 127. 2021.

Matos, R.M.D., Norton, I., Casey, E., Kruger, A. An orthogonal zone between the Equatorial and South Atlantic margins: relevance and control in the evolution of the Afro-Brazilian basins. *Anais Do Sixteenth International Congress Of The Brazilian Geophysical Society*. 2019.

Maia M. F. B. Revisão estratigráfica do intervalo Aptiano-Albiano da Bacia de Pernambuco, Nordeste do Brasil. Dissertação de Mestrado, Programa de Pós-Graduação em Geociências da Universidade Federal de Pernambuco, Recife, P 226. 2012.

Maia M. F. B., Barbosa J. A., Lima Filho M., Mort H., Santana F. R. Características petrográficas e geoquímicas das formações siliciclásticas (Aptiano-Albiano) da Bacia Pernambuco, NE do Brasil. *Estudos Geológicos*, V 22, n. 1, P 55-75. 2012.

Magalhães, J. R., Barbosa, J. A., Oliveira, J. T. C., Lima Filho, M. F. Characterization of the ocean-continent transition in the Paraíba Basin and Natal Platform region, NE Brazil. *Revista Brasileira de Geofísica*, V 32, P 481-496. 2014.

Morais Neto, J. M., Alkmim, F. F. A deformação das coberturas terciárias do planalto da Borborema (PB-RN) e seu significado tectônico. *Revista Brasileira de Geociências*, V 31, P 95-106. 2001.

Nelson, R.A. *Geologic Analysis of Naturally Fractured Reservoirs*. 2nd ed. Gulf Professional Publishing. 2001.

Nascimento, M. A. L., Souza, Z. S. Granito do Cabo de Santo Agostinho, PE - Único granito conhecido de idade cretácea do Brasil . 2005.

Nascimento, A.L. Geologia, Geocronologia, Geoquímica e Petrogênese das rochas ígneas cretácicas da Província Magmática do Cabo e suas relações com as unidades sedimentares da Bacia de Pernambuco, NE do Brasil. Tese de doutorado, Universidade Federal do Rio Grande do Norte, PPGG-UFRN, P 235. 2003.

Nascimento, M. A. L., P. M. Vasconcelos, Z. S. Souza, E. F. Jardim de Sá, I. O. Carmo, and D. Thiede. "40Ar-39Ar geochronology of the Cabo Magmatic Province, Pernambuco Basin, NE Brazil." In *South American Symposium on Isotope Geology*, V 4, P 624-628. 2003.

Nascimento, M.C., Zorano, S. Granito do Cabo de Santo Agostinho, PE. *Sigep*, 111. 2009.

Nascimento, M.C., Lima Filho, M.F. Fácies da Formação Maceió (Aptiano-Albiano) na porção Norte da Bacia de Alagoas. *Estudos e Pesquisas*, V 15, P 217-233. 2005.

Nascimento, M.A., Zorano, S.S., Galindo, A.G. Textura Granofírica nas Rochas do Granito do Cabo de Santo Agostinho, Província Magmática do Cabo, Bacia de Pernambuco (Nordeste do Brasil): Implicações Geodinâmicas. *Revista de Geologia*, V 15, P 101-117. 2002.

Neves, S. P. , 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*, V 22. 2003.

Neves, S. P. Constraints from zircon geochronology on the tectonic evolution of the Borborema Province (NE Brazil): Widespread intracontinental Neoproterozoic reworking of a Paleoproterozoic accretionary orogen. *Journal of South American Earth Sciences*, V 58. 2015.

Neves, S. P., & Mariano, G. Assessing the tectonic significance of a large-scale transcurrent shear zone system: the Pernambuco lineament, northeastern Brazil. *Journal of Structural Geology*, V 21(10), P 1369-1383. 1999.

Ortega, O., Marrett, R. Prediction of macrofracture properties using microfracture information, Mesaverde Group sandstones, San Juan basin, New Mexico. *Journal of Structural Geology*, V 22(5), P 571-588. 2000.

Ortega, O. J., Marrett, R. A., Laubach, S. E. A scale-independent approach to fracture intensity and average spacing measurement. *AAPG Bulletin*, V 90, P 193–208. 2006.

Passos, L. H., Fuck, R. A., Junior, F. C., Lenz, C., Porcher, C. C., Magalhães Pinto, V., Lira Santos, L. C. M. Neoproterozoic pre-collisional events recorded in the Sergipano belt, Southern Borborema Province, West Gondwana. *International Geology Review*, V 65, P 527-545. 2021.

Peulvast, J., Bétard, F. Geological Setting: The Borborema Province. *Springer Earth System Sciences*. P 17-52. 2015.

Polonia, J. A. L. Cabo rift structural analysis, Pernambuco State south coast land, Brazil; Análise estrutural do rifte do Cabo, litoral sul do estado de Pernambuco, Brasil. *Simpósio de geologia do Nordeste*. 1997.

Prikryl, R. Some microstructural aspects of strength variation in rocks. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences*. V 38, P 671-682. 2001.

Procter, A., & Sanderson, D. J. Spatial and layer-controlled variability in fracture networks. *Journal of Structural Geology*, V 108, P 52-65. 2018.

Qingdong Zeng, Wenzheng Liu, Jun Yao, Jianlin Liu. A phase field based discrete fracture model (PFDFM) for fluid flow in fractured porous media. *Journal of Petroleum Science and Engineering*, V 191. 2020.

Rossetti, D. F. Influence of low amplitude/high frequency relative sea-level changes in a wave-dominated estuary (Miocene), São Luis Basin, northern Brazil. *Sedimentary Geology*, V133, P 295-324. 2000.

Rossetti, D. F., Santos Júnior, A. E. Events of sediment deformation and mass failure in Upper Cretaceous estuarine deposits (Cametá Basin, northern Brazil) as evidence for seismic activity. *Sedimentary Geology*, V 161, P 107-130. 2003.

Rossetti, D. F., Truckenbrodt, W., Santos Júnior, A. E. Clima do Cretáceo no Meio-Norte brasileiro. 2001.

Rossetti, D. F., Truckenbrodt, W., Góes, A. M. Estudo paleoambiental e estratigráfico dos sedimentos barreiras e Pós-Barreiras na Região Bragantina, Nordeste do Pará. *Série Ciências da Terra*, V. 1, P 25-74. 1989.

Rossetti, D. F. Paleosurfaces from northeastern Amazonia as a key for reconstructing paleolandscapes and understanding weathering products. *Sedimentary Geology*, V 169, P 151-174. 2004.

ROSSETTI, D. F., DE TOLEDO, P. M. Biodiversity from a historical geology perspective: a case study from Marajó Island, lower Amazon. 2006.

Rossetti, D. F., Bezerra, F., H. R., Dominguez, J. M. L. Late Oligocene–Miocene transgressions along the equatorial and eastern margins of Brazil. *Earth-Science Reviews*, V 123, P 87-112. 2013.

Rossetti, D. F., Góes, A. N., Truckenbrodt, W. A Influência Marinha nos Sedimentos Barreiras. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi, Série Ciências da Terra*, V 2, P 19-29. 1990.

Rossetti, D. F., Santos Jr., A. E. Events of sediment deformation and mass failure in Upper Cretaceous estuarine deposits (Cametá Basin, northern Brazil) as evidence for seismic activity. *Sedimentary Geology*, V 161, P107-130. 2003.

Rowan Hansberry, Simon Holford, Rosalind King & Natalie Debenham. Using network topology to constrain fracture network permeability, ASEG Extended Abstracts. 2019.

Rowan Hansberry, Rosalind King, Simon Holford, Martin Hand, Natalie Debnham. How wide is a fault damage zone? Using network topology to examine how fault-damage zones overprint regional fracture networks. *Journal of Structure Geology*, V 146. 2021.

Santana, F. R. Análise dos Depósitos da Sequência Vulcanoclástica Albiana da Bacia Pernambuco. Dissertação de mestrado, Programa de Pós-Graduação em Geociências PPGEIOC-UFPE, P 95. 2016.

Saevik, P. N., Nixon, C. W. Inclusion of topological measurements into analytic estimates of effective permeability in fractured media. *Water Resources Research*, V 53(11), P 9424-9443. 2017.

Sanderson, D. J., & Nixon, C. W. The use of topology in fracture network characterization. *Journal of Structural Geology*, V 72, P 55-66. 2015.

Sanderson, D. J., & Nixon, C. W. Topology, connectivity and percolation in fracture networks. *Journal of Structural Geology*, V 115, P 167-177. 2018.

Santos E. J., Medeiros V. C. Constraints from granitic plutonism on Proterozoic crustal growth of the Transverse Zone, Borborema Province, NE Brazil. 1999.

Sausse, J. Genter, A. Types of permeable fractures in granite. Geological Society, London, Special Publications, V 240, P 1-14. 2005.

Sial, A.N. The Magmatic Province of Cabo de Santo Agostinho, Pernambuco: A brazilian record of the ascension plume activity., in: Latin American Congress of Geology, 3, Acapulco, abstract. p1, 1976.

Sibson, RH. Fault rocks and fault mechanisms. *Journal of the Geological Society*. 1977

Sibson, RH. Kinetic shear resistance, fluid pressures and radiation efficiency during seismic faulting. *Pure and Applied Geophysics*. 1977

Silva J. P., Gomes I. F., Santos R. F., Miranda T. S., Guedes R. P., Barbosa J. A., Guimarães E. X., Beserra L. B., Guimarães L. J. Topological analysis of fracture networks integrated with flow simulation models for equivalent fracture permeability estimation. *Journal of Structural Geology*, V 147. 2021.

Shultz, A., Guerreiro, S. D. Paleomagnetism of Upper Cretaceous Volcanic Rocks From Cabo de Sto. Agostinho, Brazil. *Earth and Planetary Science*, V 50, P 311-315. 1980.

Shumus, W.R. Proterozoic links between the Borborema Province, NE Brazil, and central African Fold Belt. *Journal of the Geological Society, London.*, P 227-252. 1998.

Sun, W., Ao, S., Tang, Q. Malusà, M. G. Zhao, L. Xiao, W. Forced Cenozoic continental subduction of Tarim craton-like lithosphere below the Tianshan revealed by ambient noise tomography. *Geology*, V 50, P 1393-1397. 2022.

Teixeira, Cristiane Marques de Lima. Evolução crustal dos domínios central e Pernambuco-Alagoas da província Borborema na folha Vitória de Santo Antão (Pernambuco – Nordeste do Brasil). Tese de Doutorado. 2015.

Tomé, M. T. R., Lima Filho, M. F., Neumann, V. H. Análise Estratigráfica do Albiano-Turoniano da Bacia de Pernambuco: Considerações Sobre a Paleogeografia e Geração de Hidrocarbonetos. V 25. 2006.

Townend, J., & Zoback, M. D. How faulting keeps the crust strong. *Geology*, V 28(5), P 399-402. 2000.

Vauchez, A., Neves, S., Caby, R., Corsini, M., Egydio-Silva, M., Arthaud, A., Amaro, V. The Borborema shear zone system, NE Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, V 8, P 24-266. 1995.

Van Schmus, W.R., Neves, B.B, Hackspacher, P., Babinski, M. Upb and SmNd geochronologic studies of the eastern Borborema Province, Northeastern Brazil: initial conclusions. *Journal of South America*, Volume 8, P 267-288. 1995.

Vidal J., Genter, A., Chopin, F. Permeable fracture zones in the hard rocks of the geothermal reservoir at Rittershoffen, France. *Solid Earth*, V 122. 2017.

Watkins, H., Healy, D., Bond, C. E., & Butler, R. W. Implications of heterogeneous fracture distribution on reservoir quality; an analogue from the Torridon Group sandstone, Moine Thrust Belt, NW Scotland. *Journal of Structural Geology*, V 108, P 180-197. 2018.

Watkins, H., Bond, C. E., Healy, D., & Butler, R. W. Appraisal of fracture sampling methods and a new workflow to characterize heterogeneous fracture networks at outcrop. *Journal of Structural Geology*, V 72, P 67-82. 2015.

Watkins, H., Bond, C. E., & Butler, R. W. Identifying multiple detachment horizons and an evolving thrust history through cross-section restoration and appraisal in the Moine Thrust Belt, NW Scotland. *Journal of Structural Geology*, 66, 1-10. 2014.

Westoby, M. J., Brasington, J. Glasser, N.F., Hambrey, M. J. Reynolds, J. M. Structure from Motion/photogrammetry: A low-cost, effective tool for geoscience applications. *Geomorphology*, V 179, P 300-314. 2012.

Zeeb, C., Gomez-Rivas, E., Bons, P. D., & Blum, P. Evaluation of sampling methods for fracture network characterization using outcrops. *AAPG Bulletin*, V 97(9), P 1545-1566. 2013.

Zeeb, C., & Konietzky, H. Simulating the hydraulic stimulation of multiple fractures in an anisotropic stress field applying the discrete element method. *Energy Procedia*, V 76, P 264-272. 2015.

Zeeb, C., Gomes-Rivas, E., Bons, P.D., Blum, P. Evaluation of sampling methods for fracture network characterization using outcrops. *AAPG Bulletin*, V 97, P 1545-1566. 2015.