



UNIVERSIDADE FEDERAL DO CEARÁ
CENTRO DE CIÊNCIAS
DEPARTAMENTO DE GEOGRAFIA
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOGRAFIA

ANA BEATRIZ DA SILVA BARBOSA

**CONDICIONAMENTO DO RELEVO AO LONGO DE ZONAS DE FALHAS COM
BANDAS DE DEFORMAÇÃO NA BACIA SEDIMENTAR RIO DO PEIXE, BRASIL**

FORTALEZA

2020

ANA BEATRIZ DA SILVA BARBOSA

CONDICIONAMENTO DO RELEVO AO LONGO DE ZONAS DE FALHAS COM
BANDAS DE DEFORMAÇÃO NA BACIA SEDIMENTAR RIO DO PEIXE, BRASIL

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geografia da Universidade Federal do Ceará, como requisito à obtenção do título de Mestra em Geografia. Área de concentração: Dinâmica Territorial e Ambiental.

Orientador: Prof. Dr. Rúbson Pinheiro Maia.

FORTALEZA

2020

ANA BEATRIZ DA SILVA BARBOSA

CONDICIONAMENTO DO RELEVO AO LONGO DE ZONAS DE FALHAS COM
BANDAS DE DEFORMAÇÃO NA BACIA SEDIMENTAR RIO DO PEIXE, BRASIL

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geografia da Universidade Federal do Ceará, como requisito à obtenção do título de Mestra em Geografia. Área de concentração: Dinâmica Territorial e Ambiental.

Aprovada em: ___/___/_____.

BANCA EXAMINADORA

Prof. Dr. Rúbson Pinheiro Maia (Orientador)

Universidade Federal do Ceará (UFC)

Prof. Dr. Francisco César Costa Nogueira
Universidade Federal de Campina Grande (UFCG)

Prof. Dr. Francisco Hilário Rego Bezerra
Universidade Federal do Rio Grande do Norte (UFRN)

Ao **EU SOU**, que me guiou e nunca me deixou só, mesmo em meio a tempos tão difíceis. Tu és minha força em tempos de fraqueza!

AGRADECIMENTOS

Depois de viver os dois anos mais difíceis de minha vida, só me resta agradecer. O desafio de conciliar meu ofício de editora de texto e minha paixão pela Geomorfologia me rendeu sorrisos e lágrimas, sensações de medo de não conseguir dar conta e de não ser capaz de chegar ao fim. E nada disso seria alcançado sem o **Grande EU SOU**, a razão da minha existência e a fonte de minha fé. “Porque nele foram criadas todas as coisas que há nos céus e na terra, visíveis e invisíveis, sejam tronos, sejam dominações, sejam principados, sejam potestades. Tudo foi criado por ele e para ele.” (Colossenses 1:16)

Sou grata à minha família por todo o apoio incondicional. Ana, Ivonilson e Yuri, esses momentos foram fundamentais para nosso fortalecimento emocional e, sinceramente, não sei o que teria sido de mim sem vocês! Obrigada por maratonarem as novelas mexicanas, por saírem comigo e trocarem minha cama de quarto, tudo isso apenas pra aliviar minha cabeça e me ajudar nos momentos mais difíceis que vivi.

Ao meu orientador Rúbson por sempre me trazer desafios e por todo o apoio com devolutivas e validações da pesquisa. Obrigada por ter acreditado em mim desde 2016 (quando a Geomorfologia era só um sonho alto e distante para mim) e entendido as minhas dificuldades de conciliar trabalho e mestrado.

Aos meus colegas de trabalho que se tornaram grandes amigos e companheiros! Marcelo, Laís e João, o carinho e a compreensão de vocês certamente fizeram de mim uma Bia mais humana e confiante. Shelly, Cams, Hella, Lídyá, Lets, Claryce, Andréa, Gui, Dani, Thyara, Tay’s e Pri, vocês me mostraram um lado leve e divertido da vida e sempre estiveram comigo em momentos bons e ruins. Vocês são os seres mais lindos que eu conheço! Menção especial às meninas do 222, pois tiveram tanta paciência com meus fichamentos e escrita do trabalho no celular em meio ao ônibus tão lotado (hehe).

À Lorena e aos professores César e Hilário por todos os ensinamentos geológicos e de vivência em campo. Vocês mostraram um lado humano lindo e desejo que isso jamais saia dos vossos corações. Professores, também agradeço a vocês por participarem da minha banca de pesquisa. Também faço menção especial ao Cayo, que contribuiu grandemente para a maturação deste trabalho.

Ao remanescente de Geografia 2013.1 que esteve comigo. Jéssica e Augusto, essa tríplice freestyle foi importante pra eu não perder alguns dos prazos porque estava imersa no trabalho, trocar ideias sobre as nossas pesquisas e desabafar sempre que preciso. Amanda, obrigada por compartilhar as dores e ser uma amiga maravilhosa nas disciplinas.

Aos colegas do LAGECO pelas risadas, trocas e miniorientações. Sabrina e Roberto, obrigada por todos os momentos (raros rsrs) quando eu estava pelo departamento. Um agradecimento especial ao Pedro Edson e Wesley (Quarenteners), pessoas que se tornaram grandes amigos ao longo da minha graduação e muito mais agora ao decorrer do mestrado. Um mais que muito obrigada pelas chamadas de vídeo, pelos projetos de artigos e pelo olhar mais holístico sobre a Geomorfologia.

Ao Programa de Pós-Graduação em Geografia e à Universidade Federal do Ceará pela colaboração e desenvolvimento de minha carreira.

Quando vejo os teus céus, obra dos teus dedos, a lua e as estrelas que preparaste...
Que é o homem mortal para que te lembres dele? E o filho do homem, para que o visites? Pois pouco menor o fizeste do que os anjos, e de glória e de honra o coroaste. Fazes com que ele tenha domínio sobre as obras das tuas mãos; tudo puseste debaixo de seus pés: todas as ovelhas e bois, assim como os animais do campo, as aves dos céus, e os peixes do mar, e tudo o que passa pelas veredas dos mares. Ó Senhor, Senhor nosso, quão admirável é o teu nome sobre toda a terra!

(Salmos 8:3-9)

RESUMO

Este trabalho analisa o papel das zonas de falha com bandas de deformação na resistência ao intemperismo em rochas sedimentares, trazendo como estudo de caso a Bacia Sedimentar Rio do Peixe (BRP), localizada no Nordeste do Brasil. Os dados foram obtidos por meio de sensoriamento remoto, trabalhos de campo, análises de resistência e topografia, extração de lineamentos e elaboração de modelos digitais de elevação, perfis topográficos e ortomosaicos de alta resolução. Observa-se que, em escala regional, há uma heterogênea distribuição das feições positivas de relevo, relacionadas com os sistemas de falhas de borda presentes na área (falhas Portalegre e Malta), e estruturas deformando o arcabouço estrutural interno da bacia, sendo o *trend* NE-SW predominante tanto no embasamento quanto na BRP. Os perfis topográficos mostraram que existe uma correlação entre os altos topográficos e as ocorrências de bandas de deformação (BDs). Elas estão presentes nas zonas de dano das falhas que afetam a bacia, onde se apresentam como enclaves de resistência ao intemperismo diferencial e modelam cristas estruturais. Esses relevos mais elevados correspondem às porções internas à zona de dano e, com a diminuição da deformação, as estruturas sedimentares primárias ficam expostas. À medida que se afasta da zona de falha, a topografia apresenta-se rebaixada e plana, favorecendo a presença de coberturas eluviais. Essas informações permitiram concluir que o relevo da BRP, nos casos próximos das zonas de falha, apresenta condicionamento estrutural associado a episódios deformacionais que afetaram a resistência mecânica dos arenitos, levando, assim, à formação de cristas estruturais.

Palavras-chave: Cristas estruturais. Bandas de deformação. Intemperismo diferencial. Exumação.

ABSTRACT

This paper analyzes the importance of fault zones with deformation bands in the resistance to differential weathering of sedimentary rocks, bringing as a case study the Rio do Peixe Basin (RPB), located in northeast of Brazil. The data were obtained using remote sensing, fieldwork, analysis of resistance and topography, extraction of lineaments and development of digital elevation models, topographic profiles and high resolution orthomosaic. We observed that, on a regional scale, there is a heterogeneous distribution of the positive relief features, which are related to the edge fault systems present in the area (Portalegre and Malta faults), and structures deforming the internal structural framework of the basin, being the NE-SW trend predominant both in basement and in RPSB. The topographic profiles showed that there is a correlation between the topographic highs and the occurrence of deformation bands (DBs). DBs are present in the damage zones of the faults that affect the basin, where they present themselves as enclaves of resistance to differential weathering and shape structural ridges. These highest reliefs correspond to the internal portions of the damage zone and, with the decrease in deformation, the primary sedimentary structures are exposed. As it moves away from the fault zone, the topography is lowered and flat, favoring the presence of eluvial covers. This information allowed us to conclude that the relief of the BSRP, in cases close to the fault zones, presents structural conditioning associated with deformational episodes that affected the permeability and resistance of the sandstones, thus leading to the formation of structural ridges.

Keywords: Structural ridges. Deformation bands. Differential weathering. Exhumation.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1	– Localização da área de estudo e mapa geológico da BRP. A – Mapa de localização da área de estudo em relação à América do Sul; B – Porção central do nordeste setentrional brasileiro, com as principais bacias sedimentares e indicação das principais zonas de cisalhamento; C – Aspectos geológicos da BRP e entorno, com a indicação das sub-bacias, unidades litológicas e estruturas tectônicas. Sb-I – Icozinho; Sb-BF – Brejo das Freiras; Sb-S – Sousa; Sb-P – Pombal	22
Figura 2	– Domínios estruturais, principais zonas de cisalhamento da Província Borborema Setentrional e localização do polígono de estudo	23
Figura 3	– Banda de deformação (BD) em Utah (EUA)	33
Figura 4	– Bloco diagrama com a relação entre o grau de deformação e a proximidade do núcleo da falha	34
Figura 5	– Modelo de formação de falhas proposto por Aydin e Johnson (1978)	35
Figura 6	– Tipos de BDs segundo a classificação cinemática	35
Figura 7	– Classificação de BDs com base nos mecanismos de deformação	36
Figura 8	– Esquema com os principais estágios de desenvolvimento de bandas de deformação cataclástica.....	37
Figura 9	– Fluxograma de condução da pesquisa, relacionando título, objetivos, princípio metodológico e procedimentos	39
Figura 10	– Distribuição dos azimutes complementares selecionados utilizados no sombreamento das imagens	41
Figura 11	– Concepção do cálculo de densidade de lineamentos	42
Figura 12	– Visão da topografia da BRP e entorno por meio da composição colorida <i>Atlas Shader</i>	43
Figura 13	– Visão da topografia da BRP e entorno por meio da composição colorida customizada	43
Figura 14	– Drone utilizado no levantamento de dados aerofotogramétricos	45

Figura 15	– Localização do afloramento utilizado para as análises geomecânicas.....	46
Figura 16	– Martelo de Schimdt utilizado no levantamento de dados geomecânicos	46
Figura 17	– Rosetas com as direções dos lineamentos positivos do embasamento e da BRP	48
Figura 18	– Distribuição de lineamentos positivos do embasamento e da BRP, correlacionando com geologia e domínios litoestruturais	49
Figura 19	– Densidade de lineamentos positivos, principais falhas e ocorrências dos afloramentos que apresentam BDs	50
Figura 20	– Hipsometria e localização das seções lineares realizadas na BRP	56
Figura 21	– Perfis topográficos na BRP (mostrados na figura 20) relacionando ocorrência de BDs e altitude	57
Figura 22	– Comportamento e principais ocorrências de BDs (linhas tracejadas pretas). A – Bandas de deformação do tipo singles; B – Bandas de deformação formando <i>clusters</i> ; C – Detalhe de um plano estriado, caracterizando uma <i>slip surface</i>	59
Figura 23	– Aspectos geomorfológicos da deformação na BRP. A – Resistência diferencial dos sedimentos em uma região não deformada. B – Agrupamento de bandas em uma zona de dano simples. C – Associação de bandas de deformação em uma complexa zona de dano. D – Corredor de fratura em uma zona de dano complexa	61
Figura 24	– Perfis lineares e valores de rebote (VR) do Martelo de Schmidt	62
Figura 25	– Redução da porosidade devido à BD. A – Banda de deformação em escala microscópica (poros em azul); B – Imagem binarizada da Figura A com os grãos em preto e os poros em branco	63
Figura 26	– Bloco diagrama ilustrando o comportamento geomorfológico dos arenitos de acordo com o grau de deformação com base nas classificações de Underhill e Woodcock (1987), Faulkner <i>et al.</i> (2010) e Araújo <i>et al.</i> (2018) A área apresentada é um trecho do afloramento AF-2	66

Figura 27	– AF-1. A – Localização do afloramento em relação à BRP; B – Visão vertical de AF-1, com ênfase em hipsometria e principais incisões; C – Visão oblíqua de AF-1, destacando elevação e principais morfologias.....	67
Figura 28	– Principais morfologias do afloramento AF-1. A – Ocorrência de cluster na escarpa; B – Visão da escarpa e da superfície de erosão (limite marcado em linha tracejada preta); C – Comportamento do acamamento sedimentar do arenito (linhas tracejadas vermelhas), com ocorrência de vegetação no estrato argiloso; D – Relevo saprolítico na superfície de erosão no entorno imediato a nordeste de AF-1	68
Figura 29	– AF-2. A – Localização do afloramento em relação à BRP; B – Visão vertical de AF-2, com ênfase em hipsometria e principais incisões; C – Visão oblíqua de AF-2, destacando elevação e principais morfologias	69
Figura 30	– Principais morfologias no afloramento AF-2. A – Ocorrência de <i>clusters</i> na porção mais deformada do afloramento; B – Relevo saprolítico e fraturas na superfície de erosão na região nordeste de AF-2; C – Visão de escarpas abruptas (linhas tracejadas pretas) e superfície erosional, com ênfase para a principal incisão no afloramento	70
Figura 31	– Perfis topográficos da BRP (trechos Icozinho-Brejo das Freiras e Sousa), destacando litologia e possíveis níveis de erosão decorrentes dos dois principais pulsos de soerguimento. Formações: AN – Antenor Navarro; S – Sousa; RP – Rio Piranhas	82
Figura 32	– Modelo evolutivo de exumação das BDs na BRP	85

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 – Geologia simplificada do embasamento	23
Tabela 2 – Descrição das seções lineares realizadas a partir dos dados de sensoriamento remoto e ocorrências de BDs	43
Tabela 3 – Correlação litologia/lineamentos positivos/feições de relevo.....	50
Tabela 4 – Relação entre as zonas deformadas da BRP, densidade de BDs e comportamento do relevo.....	63

LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

AF	Afloramento
BD	Banda de deformação
BRP	Bacia Rio do Peixe
E-W	Leste-Oeste
ENE-WSW	Lés-nordeste-Oés-sudoeste
EPSG	European Petroleum Survey Group
MDE	Modelo digital de elevação
N-S	Norte-Sul
NE	Nordeste
NE-SW	Nordeste-Sudoeste
NNW-SSE	Nor-nordeste-Sul-sudeste
NW-SE	Noroeste-Sudeste
PALSAR	Phased Array type L-band Synthetic Aperture Radar
PPGG	Programa de Pós-Graduação em Geografia
SIRGAS	Sistema de Referencia Geocêntrico para as Américas
TIN	Triangulated Irregular Network
UCS	Uniaxial Compressive Strength
UFC	Universidade Federal do Ceará
VANT	Veículo aéreo não tripulado
VR	Valor de Rebote

SUMÁRIO

1	INTRODUÇÃO	18
1.1	Objetivos	20
<i>1.1.1</i>	<i>Objetivo Geral</i>	20
<i>1.1.2</i>	<i>Objetivos Específicos</i>	19
2	LOCALIZAÇÃO E CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO	21
3	FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA	27
3.1	O papel dos elementos modeladores do relevo no intemperismo diferencial de rochas sedimentares	27
<i>3.1.1</i>	<i>Esforços tectônicos</i>	28
<i>3.1.2</i>	<i>Estruturas tectônicas</i>	29
<i>3.1.3</i>	<i>Litologia</i>	29
<i>3.1.4</i>	<i>Clima</i>	30
3.2	Deformação e propriedades petrofísicas	31
3.3	Bandas de deformação (BDs)	32
<i>3.3.1</i>	<i>Tipos de bandas de deformação</i>	34
<i>3.3.1.1</i>	<i>Classificação de acordo com o modelo de formação de falhas</i>	34
<i>3.3.1.2</i>	<i>Classificação de acordo com a cinemática</i>	35
<i>3.3.1.3</i>	<i>Classificação de acordo com os mecanismos de deformação</i>	36
4	METODOLOGIA	38
4.1	Processamento de dados digitais	40
<i>4.1.1</i>	<i>Extração de lineamentos estruturais</i>	40
<i>4.1.2</i>	<i>Análise topográfica</i>	42
4.2	Análises de campo	44
<i>4.2.1</i>	<i>Dados aerofotogramétricos</i>	44
<i>4.2.2</i>	<i>Dados geomecânicos</i>	45
4.3	Elaboração da dissertação	47
5	ANÁLISE DOS LINEAMENTOS POSITIVOS DE RELEVO	48
5.1	Contexto litoestrutural do embasamento	52
5.2	Controles estruturais na BRP	54
6	ANÁLISE DAS BANDAS DE DEFORMAÇÃO NA BRP	59
6.1	Influência das BDs no intemperismo dos arenitos da BRP	59
6.2	Influência das BDs na resistência dos arenitos da BRP	61

6.3	Controle litoestrutural sobre o relevo	64
6.3.1	<i>AF-1</i>	66
6.3.2	<i>AF-2</i>	69
7	DISCUSSÃO	72
7.1	Análise dos lineamentos positivos de relevo: feições de deformação rúptil?	72
7.2	Influência da estrutura e do grau de deformação na resistência diferencial dos arenitos da BRP	74
7.3	Aspectos litológicos: o micro interfere no macro?	76
7.4	Intemperismo diferencial: clima e tectônica na evolução da BRP	80
8	CONCLUSÕES	87
	REFERÊNCIAS	90

1 INTRODUÇÃO

A ciência geomorfológica, ao estudar as formas de relevo, carrega em seu princípio básico o fato de que a superfície terrestre resulta da ação de agentes endógenos e exógenos (PENCK, 1924). A erosão, enquanto fator externo, atua na desagregação das rochas, de forma desigual e seletiva; destarte, a diversidade de formas encontradas na Província Borborema está vinculada à configuração litológica heterogênea que, mediante o processo de erosão diferencial, salienta aquelas que são modeladas nas rochas mais resistentes (SANTOS; BRITO NEVES, 1984; MAIA; BEZERRA, 2014).

No processo de evolução das formas de relevo, a configuração litoestrutural e a topografia são fatores intrínsecos, visto que propriedades estruturais e litológicas das rochas influenciam no desgaste diferenciado, atuando nas litologias menos resistentes e destacando aquelas que, por sua resistência, garantem a permanência (WATERS, 1954; LUPIA-PALMIERI, 2004; EGGLETON, 2017). Entre os domínios geológicos existentes, bacias sedimentares continentais são regiões que resguardam relações íntimas com a atividade tectônica: processos endógenos controlam a região de descarga e encaixe de sedimentos, condicionam as sequências sedimentares e a estrutura interna da bacia e favorecem a sua exumação, revelado pelos altos e baixos topográficos presentes no relevo (LEEDER, 1997; MCCANN; SAINTOT, 2003; HOLFORD *et al.*, 2009).

Processos de diagênese podem contribuir para uma dureza maior nos litotipos sedimentares do que nos cristalinos, uma vez que os últimos podem ser mais facilmente dissecados por causa de sua anisotropia, característica bastante comum em litotipos metamórficos e mesmo ígneos (SGARBI, 2012b; FOSSEN, 2017). Essa característica pode ainda ser mais saliente quando processos tectônicos estão envolvidos: em rochas de alta porosidade, regimes rúpteis cataclásticos em níveis pouco profundos (1 km) podem contribuir na redução da porosidade e da permeabilidade das rochas sedimentares, garantindo, assim, sua maior resistência aos processos erosivos (FOSSEN, 2010).

É sabido que fatores como o teor do material sedimentar e a cimentação posterior mediante o intemperismo podem fornecer maior resistência aos arenitos, dando-os maior coesão e fazendo com que antigas áreas agradacionais se tornem altos topográficos, em um processo conhecido como inversão de relevo (SCHWARZ, 1994; PAIN; OLLIER, 1995; PAIN *et al.*, 2007). Todavia, influências tectônicas, como a reativação de falhas do embasamento (ASEEV *et al.*, 1983), podem reconfigurar estruturalmente e texturalmente o arenito poroso,

dando a ele um caráter mais maciço e, conseqüentemente, mais resistente ao intemperismo diferencial. Assim, movimentações tectônicas ao longo de falhas se refletem em características lineares, como cristas estruturais, denunciando a anisotropia regional (HEDDI *et al.*, 1999; JORDAN, 2003).

Quando sujeitas a esforços, rochas porosas, como os arenitos, tendem a formar estruturas conhecidas como bandas de deformação – BDs (FOSSEN *et al.*, 2007; FOSSEN; BALE, 2007). As BDs são estruturas deformacionais resultantes de fluxo cataclástico ou granular e que apresentam espessuras milimétrica a centimétrica e extensão que não passa dos 100 m (AYDIN; JOHNSON, 1978; ZAKY, 2017; FOSSEN *et al.*, 2007; 2010). Essas estruturas foram identificadas em arenitos nas regiões de Utah, Sinai, Provença e Marte (OKUBO *et al.*, 2009; FOSSEN, 2011; BALLAS *et al.*, 2014; ZAKY, 2017).

Em virtude da fricção, compactação e cominuição dos grãos, as BDs são coincidentes com as frações mais resistentes do arenito por causa de sua maior resistência em relação ao protólito (AYDIN, 1978; SHIPTON *et al.*, 2005; ZAKY, 2017; RODRIGUES; SILVA, 2018). Nesse contexto, propriedades petrofísicas dos arenitos são alteradas em relação à rocha hospedeira, apresentando diferenças mais significativas à medida que a deformação ganha complexidade (FAULKNER *et al.*, 2010; PONTES *et al.*, 2019).

A presença de BDs e sua significância em algumas bacias sedimentares brasileiras, como as bacias do Tucano (RODRIGUES; SILVA, 2018), Paraná (STRUGALE *et al.*, 2007; RODRIGUES *et al.*, 2015), Araripe (ARAÚJO NETTO *et al.*, 2012) e Rio do Peixe (ARAÚJO *et al.*, 2018; PONTES *et al.*, 2019); contudo, a repercussão geomorfológica em zonas de deformação e o papel das BDs no condicionamento estrutural do relevo é um problema que carece de investigações aprofundadas. Além disso, trabalhos sobre o controle estrutural das regiões sedimentares, no nordeste setentrional brasileiro, estiveram mais restritos à evolução das regiões que experimentaram soerguimento e inversão de relevo mais expressivos, como o platô da Borborema, os maciços de Portalegre e Martins e as bacias Araripe, Potiguar e Paraíba (MORAIS NETO *et al.*, 2009; OLIVEIRA; MEDEIROS, 2012; BEZERRA *et al.*, 2014; MARQUES *et al.*, 2014; PEULVAST; BÉTARD, 2015; MAIA *et al.*, 2016; ALVES *et al.*, 2019; GARCIA *et al.*, 2019; BEZERRA *et al.*, 2020).

Dessa forma, o presente trabalho analisa a influência das zonas de falhas com bandas de deformação na resistência ao intemperismo de bacias sedimentares afetadas por deformação, trazendo como estudo de caso a Bacia Rio do Peixe – NE do Brasil. As análises se deram por meio de sensoriamento remoto, trabalhos de campo e análises gerais da bacia e, posteriormente, em escala local, onde fizemos levantamentos de dados estruturais, resistência

e características das bandas de deformação. Além disso, selecionamos dois pontos específicos, nos quais fizemos imageamento por veículo aéreo não tripulado (VANT), processamento de ortomosaicos e elaboração de modelos digitais de elevação (MDE).

A presente dissertação foi dividida em capítulos com os fins de apresentar, caracterizar e descrever os aspectos geológicos da área (capítulo 2), mostrar o referencial teórico que norteou a pesquisa (capítulo 3), descrever os métodos utilizados para aferição de dados (capítulo 4), detalhar os resultados encontrados (capítulos 5 e 6) e dialogá-los com as discussões já realizadas com base em estudos na BRP (capítulo 7).

1.1 Objetivos

1.1.1 Objetivo Geral

- Analisar o papel das bandas de deformação na resistência ao intemperismo diferencial de bacias sedimentares afetadas por deformação, trazendo como estudo de caso a Bacia Rio do Peixe (BRP), localizada no Nordeste do Brasil.

1.1.2 Objetivos Específicos

- Verificar o contexto geológico e tectônico que originou as bases de sustentação da área de estudo;
- Identificar a influência dos padrões (direções e densidade de lineamentos positivos) sobre a dinâmica geomorfológica da área em questão e seu entorno imediato;
- Relacionar as ocorrências de bandas de deformação com os altos topográficos encontrados na BRP;
- Investigar o significado da configuração litológica (porosidade, permeabilidade, propriedades mecânicas) na resistência diferenciada das cristas estruturais em relação ao seu entorno;
- Averiguar a contribuição dos elementos estruturais, tectônicos, litológicos e climáticos para a exumação das cristas da área de estudo.

2 LOCALIZAÇÃO E CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO

“[...] Chão!
Quando quer descer, faz uma ladeira
Chão!
Quando quer crescer, vira cordilheira [...]”

(Lenine e Lula Queiroga)

A Bacia Rio do Peixe (BRP), área de estudo, está localizada na porção centro-sul do nordeste setentrional brasileiro (Figura 1) e apresenta uma área de 1250 km². As principais localidades situadas na BRP são Uiraúna, Sousa, São João do Rio do Peixe, Triunfo, São Gonçalo e Várzea da Ema, ambas posicionadas no extremo noroeste do estado da Paraíba.

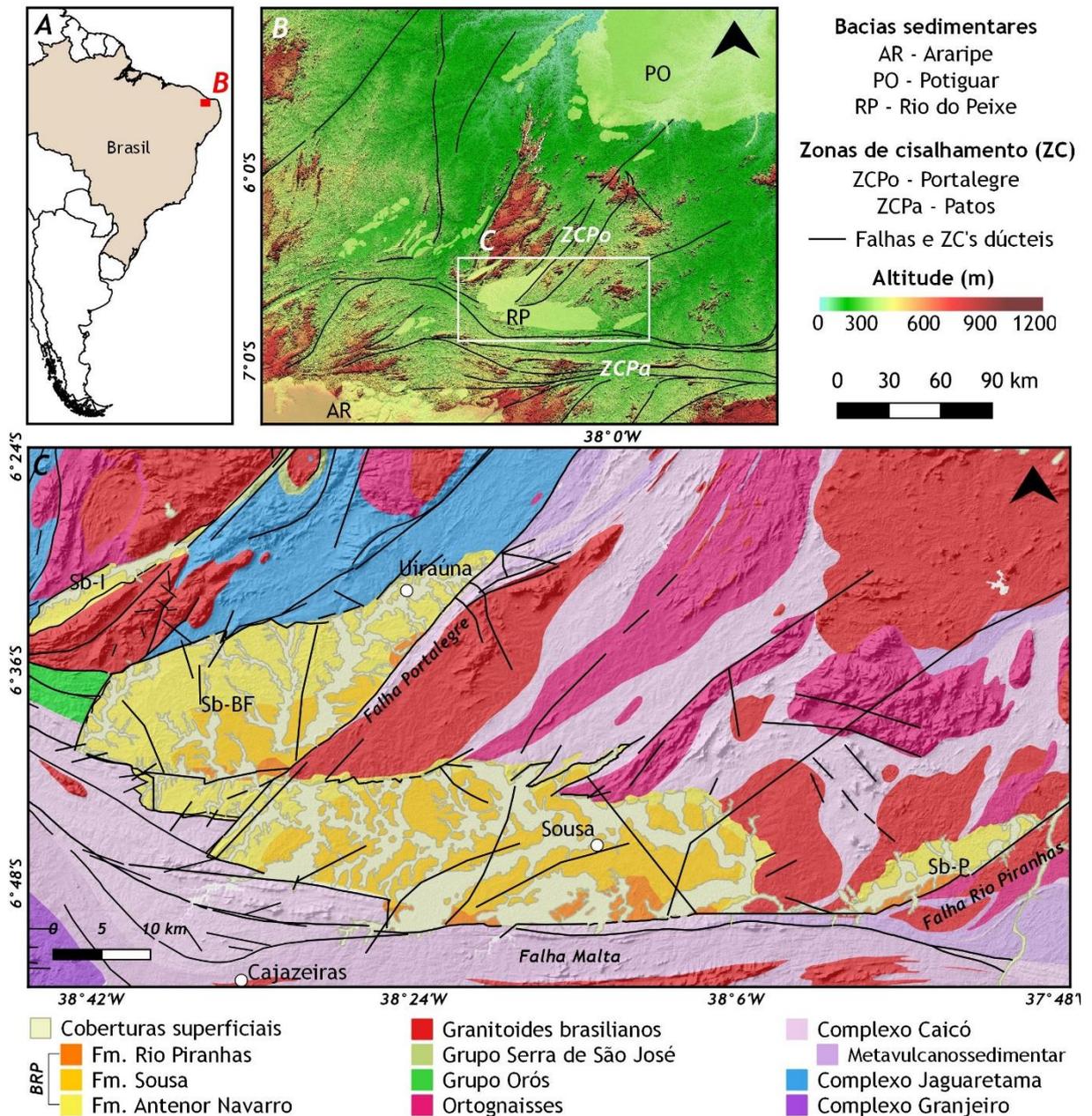
A região está situada no núcleo semiárido, com médias pluviométricas anuais entre 700 mm e 1.000 mm, assim como grande parcela da Região Nordeste do Brasil (ALVARES et al., 2013; FRANCISCO; SANTOS, 2017). Nessa região tropical, as precipitações torrenciais são concentradas entre o fim do verão e meados do outono (PETERSON; HAUG, 2006), caracterizando uma fase úmida que dura 3 meses, em média, seguida de um longo regime seco no restante do ano.

O principal mecanismo causador de chuvas que responde pela quadra chuvosa da região é a Zona de Convergência Intertropical – ZCIT (FERREIRA; MELLO, 2005), cuja expressividade está suscetível aos episódios de El Niño, implicando em redução da pluviosidade (HAYLOCK *et al.*, 2006), e La Niña, quando há elevação nas precipitações (RODRIGUES *et al.*, 2017). A configuração atual climática decorre das mudanças na insolação causadas pela precessão e pela obliquidade, o que afetou a posição e intensidade da ZCIT e resultou no tipo climático semiárido (UTIDA *et al.*, 2020).

Em virtude desse contexto climático, a área possui ocorrências de solos rasos, às vezes pedregosos, ou mesmo apresentando gretas de contração; nas regiões mais íngremes, é comum encontrar afloramentos rochosos de até 3 m de altura e cristas estruturais. A região é drenada por canais intermitentes, destacando-se os rios do Peixe e Piranhas.

A BRP apresenta um relevo plano a suave ondulado, podendo apresentar locais com topografia mais acidentada. Ela está circundada por rochas cristalinas modeladas em cristas que apresentam uma variação de até 50 m na zona de contato das litologias e possui amplitude altimétrica no interior da bacia de até 100 m. Pela classificação geomorfológica mais recente, a área se enquadra na unidade geomorfológica Superfície Sedimentar Rebaixada (SSR), enquanto forma agradacional, no mesmo contexto das demais pequenas bacias intracratônicas do nordeste setentrional brasileiro (COSTA *et al.*, 2020).

Figura 1 – Localização da área de estudo e mapa geológico da BRP. A – Mapa de localização da área de estudo em relação à América do Sul; B – Porção central do nordeste setentrional brasileiro, com as principais bacias sedimentares e indicação das principais zonas de cisalhamento; C – Aspectos geológicos da BRP e entorno, com a indicação das sub-bacias, unidades litológicas e estruturas tectônicas. Sb-I – Icozinho; Sb-BF – Brejo das Freiras; Sb-S – Sousa; Sb-P – Pombal.

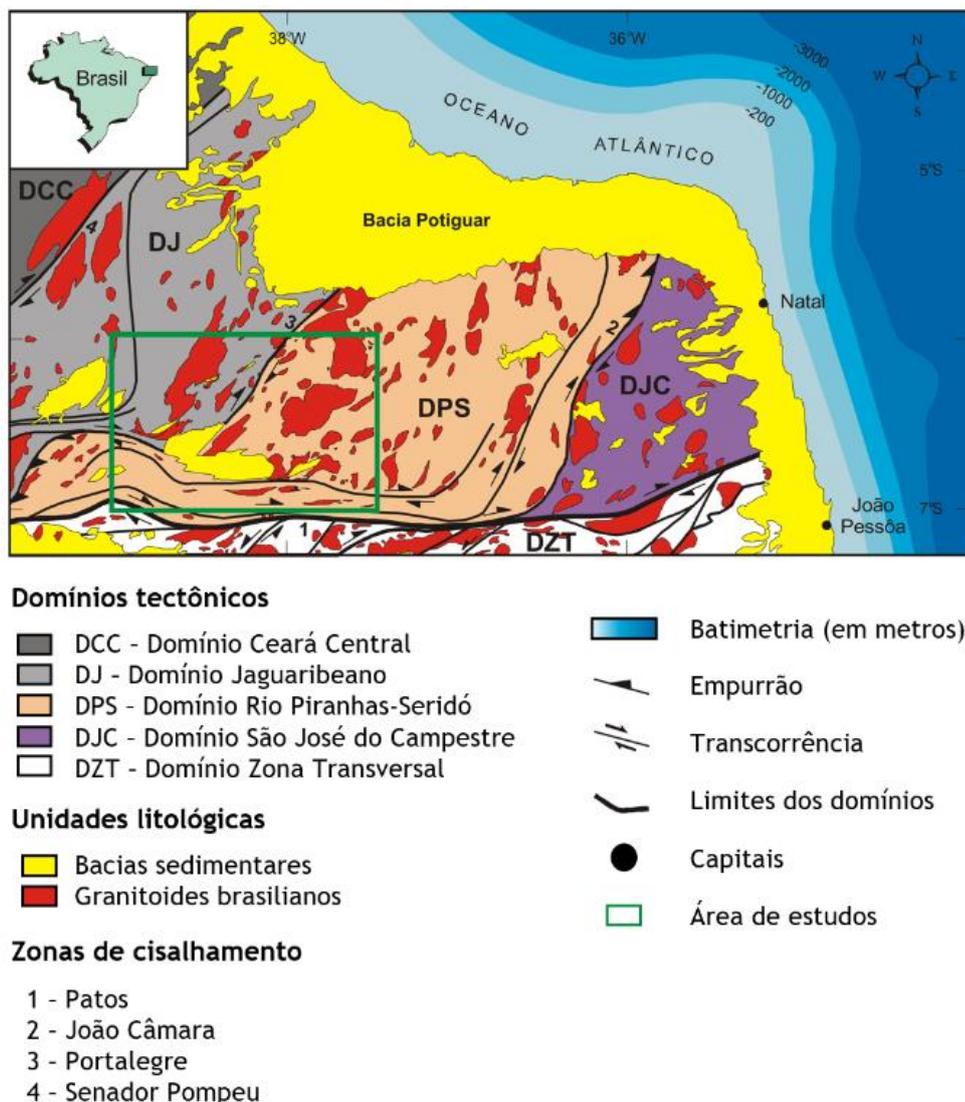


Fonte: Elaborado e simplificado com base nos dados de Castro *et al.* (2007), Medeiros *et al.* (2008) e Nogueira *et al.* (2015). Os círculos brancos indicam as principais sedes municipais.

Geologicamente, a área está inserida na porção setentrional da Província Estrutural Borborema – PB, que corresponde a um conjunto de terrenos alóctones que foram amalgamados durante a Orogenia Brasiliana, resultante da colisão entre os crátons Amazônico, São Luís/Oeste Africano e São Francisco/Congo-Kasai (SANTOS; BRITO NEVES, 1984; BRITO

NEVES *et al.*, 2000). A elevada complexidade dos terrenos da Província Borborema Setentrional resultou na divisão em cinco domínios estruturais, sendo a área pertencente a dois deles (Figura 2): (i) Domínio Jaguaribeano (DJ), delimitado pelas zonas de cisalhamento Portalegre – a leste –, Senador Pompeu – a oeste – e pelo Lineamento Patos – a sul, contemplando as faixas de dobramentos Jaguaribe e Orós; (ii) Domínio Rio Piranhas-Seridó (DPS), limitado a leste pela Zona de Cisalhamento Portalegre, a sul pelo Lineamento Patos e a oeste pela Zona de Cisalhamento Picuí-João Câmara (SÁ *et al.*, 2014).

Figura 2 – Domínios estruturais, principais zonas de cisalhamento da Província Borborema Setentrional e localização do polígono de estudo.



Fonte: Modificado de MEDEIROS *et al.* (2005).

Esses terrenos passaram por um intenso processo de deformação e rejuvenescimento dos blocos já existentes, fechando antigas superfícies oceânicas e ocasionando uma complexa colisão, similar à que atualmente ocorre na Cordilheira do Himalaia

(ARTHAUD, 2007). A colagem de regiões cratônicas desenvolveu, em um primeiro momento, uma considerável faixa supracrustal de rochas metassedimentares, originou zonas de suturas de antigas litosferas oceânicas, além de expressiva acreção continental (SOUZA *et al.*, 2016). Em seguida, zonas de cisalhamento transcorrentes de direções E-W, NE-SW, NW-SE e, em menor expressividade, N-S, foram estruturadas, as quais foram condutos para a atividade plutônica ao longo do Ediacarano e do início do Cambriano (NEVES *et al.*, 1995).

A colisão neoproterozoica pode ser dividida em dois grandes momentos: (i) Orogenia Oeste do Gondwana (620 Ma – 600 Ma), que aglutinou a porção oeste da PB, respondendo pelo *trend* de deformação NE-SW, ao qual também se encontra grande parcela das zonas de cisalhamento brasileiras; (ii) Orogenia Sergipana (600 Ma – 570 Ma), evento compressional que ocasionou a formação de uma considerável faixa dobrada E-W, além da rotação gradual em sentido anti-horário, respondendo pela estruturação de zonas de cisalhamento de direções NNE-SSW e N-S (VAUCHEZ *et al.*, 1995).

Tabela 1 – Geologia simplificada do embasamento.

Idade	Unidade geológica	Litologia
NEOPROTEROZOICO		
±580 Ma – ±540 Ma	Granitoides brasileiros	Granitos, granodioritos e dioritos
PALEOPROTEROZOICO		
±1,7 Ga	Grupo Serra de São José	Biotita xistos, metaconglomerados e calcissilicáticas
±1,7 Ga	Grupo Orós	Micaxistos, gnaisses e mármore
±1,8 Ga – ±2 Ga	Ortognaisses	Biotita <i>augen</i> gnaisses e leucortognaisses
±2,1 Ga	Complexo Jaguaretama	Ortognaisses, metassedimentares, mármore e quartzitos
±2,25 – ±2,15 Ga	Complexo Caicó	Gnaisses e migmatitos indiferenciados, metavulcânicas e metassedimentares
ARQUEANO		
±2,7 Ga	Complexo Granjeiro	Gnaisses, anfíbolitos, quartzitos

Fonte: Elaborado pela autora com base nos dados de MEDEIROS *et al.* (2008).

Sendo assim, o embasamento que encaixa a BRP (Figura 1C) representa uma superposição de litotipos arqueanos representados pelo Complexo Granjeiro, complexos metaplutônicos paleoproterozoicos representados por Jaguaratama e Caicó, ortognaisses paleoproterozoicos, sequências metassedimentares e metavulcânicas paleoproterozoicas dos grupos Orós e Serra de São José e intrusões brasileiras (Tabela 1) (MEDEIROS *et al.*, 2008).

As discontinuidades dúcteis decorrentes da Orogenia Brasileira foram, posteriormente, reativadas em ambiente frágil, o que favoreceu o alojamento de bacias sedimentares no Cretáceo (SÉNANT; POPOFF, 1991). Isso porque a abertura do Oceano Atlântico gerou esforços distensivos N-S e compressão E-W, promoveu a reativação das zonas de fraquezas brasileiras e estruturou zonas de rifte que compõem grande parcela das bacias interiores transtracionais do nordeste brasileiro (FRANÇOLIN; SZATMARI, 1987; FRANÇOLIN *et al.*, 1994).

A BRP é uma dessas bacias localizadas no nordeste setentrional brasileiro que foram resultantes do processo inicial de separação da Gondwana, ocorrida entre 140-120 Ma, responsável por promover a reativação das zonas cisalhantes pré-cambrianas e a abertura de um rifte NE-SW pelo processo de distensão NNW-SSE (FRANÇOLIN *et al.*, 1994; NÓBREGA *et al.*, 2005). O processo de estiramento teve implicação na formação de importantes bacias interiores, sendo a BRP uma das mais expressivas delas, juntamente com a Bacia do Araripe e a Bacia Potiguar, as quais compreendem o *trend* Cariri-Potiguar (MATOS, 1992).

A BRP é considerada uma bacia do tipo semi-gráben, cujas bordas falhadas permitiram a formação e a evolução das sub-bacias de Brejo das Freiras, Sousa e Pombal (Figura 1C), separadas por horsts (FRANÇOLIN *et al.*, 1994). Cada sub-bacia resguarda uma relação estrutural direta com os principais sistemas de falhas existentes na área, representadas pelas falhas Portalegre (NE-SW), Malta (E-W) e Rio Piranhas (NE-SW), associadas as sub-bacias de Brejo das Freiras, Sousa e Pombal, respectivamente (DE CASTRO *et al.*, 2007). Entre as sub-bacias Sousa e Brejo das Freiras, há um alto estrutural chamado Horst de Santa Helena, rampa oblíqua normal sinistral que conecta os dois semi-grábens (NOGUEIRA *et al.*, 2015).

A BRP é preenchida pelos sedimentos siliclásticos do Grupo Rio do Peixe, que correspondem às formações Antenor Navarro, Sousa e Rio Piranhas (BRAUN, 1969; MABESONE; CAMPANHA, 1974), cujas idades estão entre o Berrasiano e o Barremiano (FRANÇOLIN *et al.*, 1994). Arenitos e conglomerados são os principais litotipos da Formação Antenor Navarro, cuja localização coincide com as bordas flexurais das sub-bacias, repousando discordantemente sobre o embasamento pré-cambriano (MEDEIROS *et al.*, 2008). A Formação Sousa apresenta siltitos e folhelhos, bem como margas calcárias e arenitos com marcas

onduladas. Do ponto de vista estratigráfico, a Formação Rio Piranhas é considerada a unidade mais recente, composta por conglomerados, brechas e arenitos grossos, cujas ocorrências estão restritas as falhas de borda da BRP. As paleocorrentes dessa formação sugerem que as áreas-fonte de sedimentos foram as ombreiras dos semi-grábens, bem como o caráter sintectônico de sua deposição.

A reativação das zonas cisalhantes gerou um sistema de falhas normais que respondem pela profundidade dos depocentros, que atingem 2,4 km em Brejo das Freiras e 1,6 km em Sousa (DE CASTRO *et al.*, 2007). A evolução da BRP, em estágio rifte, se deu por meio de esforços distensionais de direção NNW-SSE e ocasionaram a reativação das zonas de cisalhamento NE-SW e E-W (FRANÇOLIN *et al.*, 1994). Evidências desses processos tectônicos, atuantes na formação e no desenvolvimento da Falha Malta (E-W), podem ser vistas através de planos de falhas contendo estrias, bem como em veios e brechas de falha, estruturas que indicam reativação da falha em diferentes níveis da crosta (NOGUEIRA *et al.*, 2015).

A BRP apresenta bandas de deformação cataclástica e filossilicática, concentradas principalmente nos depósitos pertencentes a Formação Antenor Navarro, compondo os elementos arquiteturais de zonas de falha, constituindo, portanto, enclaves lineares de maior resistência ao intemperismo (PONTES *et al.*, 2019; NICCHIO *et al.*, 2018). As bandas de deformação ocorrem como estruturas do tipo *single* ou *cluster* e são mais frequentes nos arenitos mal selecionados e nas zonas de influência direta da deformação, constituindo estruturas importantes nas zonas de dano de falhas na BRP (ARAÚJO *et al.*, 2018).

Com o passar do processo de separação da Gondwana, ao passo que os Andes se elevavam, a Dorsal Mesoatlântica se estruturava até a conclusão do rifteamento, quando tensões e relevos induziram a uma compressão horizontal. Atualmente, a Província Setentrional Borborema encontra-se submetida a tensões compressivas E-W decorrentes das atividades andinas e mesoatlânticas, além da compensação litosférica decorrente da flexura marginal (ASSUMPCÃO, 1992; BEZERRA *et al.*, 2011).

Segundo Vasconcelos *et al.* (2020), no Cenozoico, esforços originados nas bordas da Placa Sulamericana, mais especificamente na cadeia andina e dorsal meso-oceânica, inverteram as bacias por meio das reativações de impulso sinistral e componente reversa em falhas de limite E-W, bem como impulso dextral em falhas de limite NE-SW, reativando as falhas de borda da BRP. Para esses autores, a área passou por um processo de inversão e deformação em estágios sin e pós-rifte, repercutindo na reativação das discontinuidades presentes, com componente reversa: a reativação de Portalegre (NE-SW) foi responsável por inverter a bacia, sendo a escarpa SE de Brejo das Freiras um produto da inversão pós-rifte.

3 FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

3.1 O papel dos elementos modeladores do relevo no intemperismo diferencial de rochas sedimentares

A paisagem nordestina é fortemente condicionada pela relativa resistência aos processos erosivos, pautada nas características químicas e físicas do substrato rochoso (MAIA; BEZERRA, 2014). À medida que o processo de dissecação avança e se intensifica, com a alteração e posterior remoção do material alterado, uma superfície irregular se origina, onde rochas mais resistentes estão em altimetrias mais elevadas do que rochas menos resistentes, que são erodidas mais rapidamente (LUPIA-PALMIERI, 2004).

O estudo das propriedades mecânicas e das características mineralógicas das rochas é um passo importante na compreensão de fatores como resistência e susceptibilidade a juntas e fraturas (YUSOF; ZABIDI, 2016). No caso de rochas cristalinas, essas características envolvem tamanho dos grãos, composição de minerais primários, trama e *fabric* da rocha; já as litologias sedimentares são marcadas pela densidade de fraturamento, pela composição dos estratos dos detritos, pela porosidade e pelo grau de deformação (FOSSEN, 2017). Tais fatores, em combinação, são fundamentais para entender a tendência das rochas frente aos processos de intemperismo.

O **intemperismo** é um dos processos mais importantes para o equilíbrio da crosta terrestre; por meio dele, as condições climáticas podem afetar as propriedades mecânicas, reduzindo sua resistência e sua estabilidade aos movimentos de massa (BORELLI *et al.*, 2014). Ele é definido como sendo a alteração e decomposição de rochas próximas à superfície da Terra por processos químicos ou físicos (SELBY, 1993).

No processo de evolução das formas de relevo, a relação entre fatores como a configuração litoestrutural e a topografia parece ser bastante óbvia, visto que a evolução geomorfológica é controlada pelos processos dissecativos que atuam sobre a rocha (EGGLETON, 2017), de forma desigual. Esse condicionamento do relevo se dá pelo processo de intemperismo divergente, no qual as propriedades estruturais e litológicas das rochas influenciam no desgaste diferenciado, arrasando as litologias menos resistentes e destacando topograficamente as menos suscetíveis (BREMER, 2004; LUPIA-PALMIERI, 2004).

A compreensão da evolução das formas de relevo perpassa por aspectos como evolução tectônica, alternâncias climáticas, propriedades mineralógicas das rochas e sua trama

estrutural; sendo assim, de forma sintética, pode-se dizer que os principais elementos que modelam o relevo são a estrutura, a tectônica, a litologia e o clima (BARBOSA; MAIA, 2018). Tal linha de raciocínio segue a abordagem morfoestrutural, que enfoca o condicionamento do relevo frente à natureza litológica, ao comportamento das camadas e aos setores de fraqueza presentes na crosta, aspectos que refletem a influência dos agentes endógenos (SAADI, 1998; CORRÊA *et al.*, 2010).

3.1.1 *Esforços tectônicos*

O primeiro componente a ser analisado na evolução geomorfológica de rochas sedimentares no nordeste setentrional brasileiro é a **tectônica**, aqui compreendida como o contexto histórico de formação e transformação das rochas. A análise desses aspectos é feita por meio do Ciclo de Wilson, que, por meio da Teoria da Tectônica de Placas, explica os principais processos ocorridos nos limites entre placas, sendo os principais deles as colisões continente-continente e continente-oceano, bem como o rifteamento e abertura de oceanos, nas regiões intraplacas. A ação das placas tectônicas auxilia no entendimento da movimentação dinâmica de acreção e fissão dos continentes, responsáveis por modelar continuamente a geografia dos terrenos da Terra (SGARBI, 2012a).

Ao longo do tempo geológico, a dinâmica de separação dos continentes implica em processos de rifteamento, para onde os sedimentos resultantes da ação do intemperismo são direcionados e, com isso, bacias sedimentares são estruturadas (LEEDER, 1997). Para compreender as rochas que modelam o relevo atual, os processos pretéritos são importantes, uma vez que a formação dessas rochas está vinculada a esforços tectônicos que formaram descontinuidades responsáveis pela variação do nível de base, redirecionando o fluxo e a deposição de sedimentos, bem como processos de deformação que alteram as propriedades mecânicas (FOSSÉN, 2017).

Nesse sentido, a relação entre a Geomorfologia e os processos tectônicos tem fornecido subsídios mais sólidos e profundos à compreensão espaço-temporal acerca da evolução das morfologias (VITTE, 2008). Uma vez que a ação tectônica reorganizou as configurações mineralógicas e estruturais e transformou as rochas ao longo do tempo geológico, o intemperismo tenderá a atuar, por meios físicos ou químicos, nos locais onde as reações químicas e as linhas de fraqueza são mais propensas a serem dissociadas.

3.1.2 *Estruturas tectônicas*

O segundo fator é o **arcabouço estrutural**, que corresponde à configuração geométrica das rochas, elemento resultante da ação tectônica ao longo do tempo geológico. Processos deformacionais podem ocasionar a formação de fraturas extensionais ou zonas de cisalhamento, ou mesmo a formação de bandas de deformação, no caso de rochas sedimentares porosas (FOSSSEN, 2017). Tais registros podem dizer muito acerca da história de deformação, especialmente quais os processos podem ter ocasionado mudanças na textura do conjunto rochoso, repercutindo diretamente no grau de resistência litológica.

Essas evidências podem ocasionar influências ativas ou passivas no processo de intemperismo, refletindo, conseqüentemente, na modelagem de formas de relevo (BIGARELLA, 2007). A existência de padrões de descontinuidades pode estar vinculada à existência de juntas, fraturas e falhas, que são respostas das deformações dúcteis e rúpteis que podem estar dispostas, no relevo, enquanto altos ou baixos topográficos, por meio de lineamentos estruturais, que, resumidamente, são feições lineares ou levemente curvas, que são mapeáveis e controlam morfologias de vales, cristas e cursos fluviais (O'LEARY *et al.*, 1976; AMARO, 1998).

3.1.3 *Litologia*

Os dois primeiros fatores, analisados separadamente, permitem uma visão mais complexa dos fatores; contudo, todos eles se estampam no terceiro elemento de análise: a **litologia**. A configuração mineralógica das rochas, que abrange suas propriedades mecânicas e químicas, é reflexo do arranjo cristalino dos minerais, expresso por meio do tamanho, da composição, da orientação e do comportamento dos grãos (FERNANDES, 2012), sendo um importante elemento a se considerar na resistência desigual das rochas (BORELLI *et al.*, 2014). Além disso, porosidade e permeabilidade são fatores que interferem diretamente na resistência de rochas sedimentares ao intemperismo químico, visto que baixas taxas indicam que a penetração de água nesses ambientes é dificultada e que a rocha possui maior resistência ao intemperismo (PONTES *et al.*, 2019).

Esses aspectos permitem trazer a correlação litologia/relevo para além da genérica diferenciação de unidades litoestratigráficas, visto que rochas sedimentares podem possuir variação composicional em função das fácies dentro de uma mesma formação sedimentar

(TUCKER, 2014). Variações faciológicas ou texturais podem estar vinculadas com a resistência diferenciada em um mesmo tipo litológico.

3.1.4 *Clima*

Outro fator a ser considerado é o **clima**, visto que o regime climático influencia no tipo de intemperismo que ocorrerá sobre as rochas e o seu papel na erosão seletiva (EGGLETON, 2017). Muitas das feições que caracterizam as morfologias das cristas estruturais e dos relevos saprolíticos encontram-se vinculadas aos processos de dissolução que ocorreram ao longo de superfícies em meio a um paleoambiente epigênico (TWIDALE; BOURNE, 1975). Por esta razão, compreender a dinâmica paleoclimática pode ajudar a compreender os antigos ambientes aos quais as rochas foram submetidas.

A Era Cenozoica é caracterizada pelas diversas oscilações climáticas no nordeste setentrional brasileiro (CLAUDINO-SALES; PEULVAST, 2007), intensificando os processos erosivos e permitindo exumar à superfície as rochas que se encontravam em subsuperfície. É sabido que grande parte do relevo cristalino aflorado é decorrente do processo de exumação das zonas de cisalhamento brasilianas (MAIA; BEZERRA, 2014). Isso significa que, em tempos pretéritos, a ocorrência de uma cobertura pedogenética foi responsável pela desagregação do substrato rochoso, todavia as alternâncias entre os tipos úmido e seco possibilitaram a remoção do solo e a posterior exposição das litologias que se encontravam em subsuperfície (VITTE, 2005). Sendo assim, o manto de intemperismo e os processos erosivos anteriores e posteriores à exumação da rocha podem fornecer pistas importantes sobre os paleoambientes aos quais a rocha foi submetida (MAIA; NASCIMENTO, 2018).

No que diz respeito a paleoclimas mais recentes, estudos apontam que, ainda que o nordeste brasileiro esteja submetido a um contexto semiárido desde o Cretáceo, esse contexto se difere sutilmente daquele ocorrido entre 16 Ma e 7 Ma (LIMA, 2008), onde, no Neógeno, a região tinha o mesmo tipo climático da Amazônia, ou seja, tropical úmido (DILL *et al.*, 2013). O Cenozoico mostra um nordeste mais úmido do que o atual, especialmente nas transições Plioceno/Pleistoceno e Pleistoceno/Holoceno, tendo como destaque o último interestadial e o último máximo glacial (GURGEL, 2012). Contudo, um dos períodos mais recentes de mudanças climáticas expressivas se deu durante o Holoceno Médio, quando a mudança nos parâmetros orbitais ocasionou diminuição do teor de CO₂ e menor incidência solar no Hemisfério Sul (LIU *et al.*, 2004; VETTORETTI *et al.*, 1998).

Esses elementos fizeram com que a América do Sul tivesse um comportamento mais frio e seco, com exceção do nordeste brasileiro, onde a circulação atmosférica era do tipo monção conferiu à região um teor de umidade mais pronunciado em cerca de 10% (MELO; MARENGO, 2008). Dessa forma, os episódios ocorridos nos períodos recentes foram fundamentais para a dissecação e morfologia das bacias sedimentares do nordeste setentrional brasileiro, uma vez que, em consonância com os processos de reativação de falhas, o clima pode utilizar as descontinuidades do terreno como seu principal ponto de partida para o desgaste e a posterior remoção de sedimentos, individualizando as formas mais resistentes.

3.2 Deformação e propriedades petrofísicas

Ao longo do tempo geológico, processos de fissão dos continentes respondem pela deposição de sequências sedimentares, bem como pela perturbação dos terrenos, alterando o seu estado (GROTZINGER; JORDAN, 2013). Qualquer processo que exceda a resistência da rocha e ocasione a mudança de comprimento ou forma da rocha pode ser definido como deformação e ela pode ser impressa por meio de falhas, fraturas, clivagens ou zonas de cisalhamento (FOSSEN, 2017). Contudo, esse processo não é uniforme, visto que cada rocha apresenta sua propriedade física.

Segundo Fossen (2017), a ciência dos materiais trata de dois importantes fenômenos relacionados a esforços e a alteração das propriedades das rochas frente à deformação, que são o endurecimento e o amolecimento por deformação. No endurecimento por deformação, para que a rocha seja deformada, mais esforço será necessário, uma vez que as rochas apresentam maior resistência com o passar da deformação, diferentemente do amolecimento por deformação, onde uma menor quantidade de esforço é necessária.

No caso da estruturação das bandas de deformação, o intertravamento dos grãos em regime rúptil diminui os espaços vazios do arenito e ocasiona o endurecimento por deformação (FOSSEN *et al.*, 2007). Nesses regimes rúpteis, é comum que os grãos dos arenitos sejam triturados e se reorganizem, quando a rocha passa por deformação (UNDERHILL; WOODCOCK, 1987). Nesses casos, quanto maior for o grau de litificação de um sedimento arenoso, a resistência coesiva também será superior, e o grau de esforço precisa ser maior para que o fraturamento ocorra (FOSSEN, 2017).

As rochas podem apresentar comportamentos diferenciados de acordo com o tipo de esforço ao qual estão submetidas, influenciando diretamente na sua resistência à deformação

(YILMAZ; SENDIR, 2002; FOSSEN, 2017) ou mesmo ao desgaste advindo do intemperismo. Tais aspectos podem justificar porque uma mesma unidade litoestratigráfica apresenta resposta geomorfológica diferenciada e podem ser vistos a partir dos seguintes critérios: porosidade, resistência à compressão, módulo de Young e razão de Poisson.

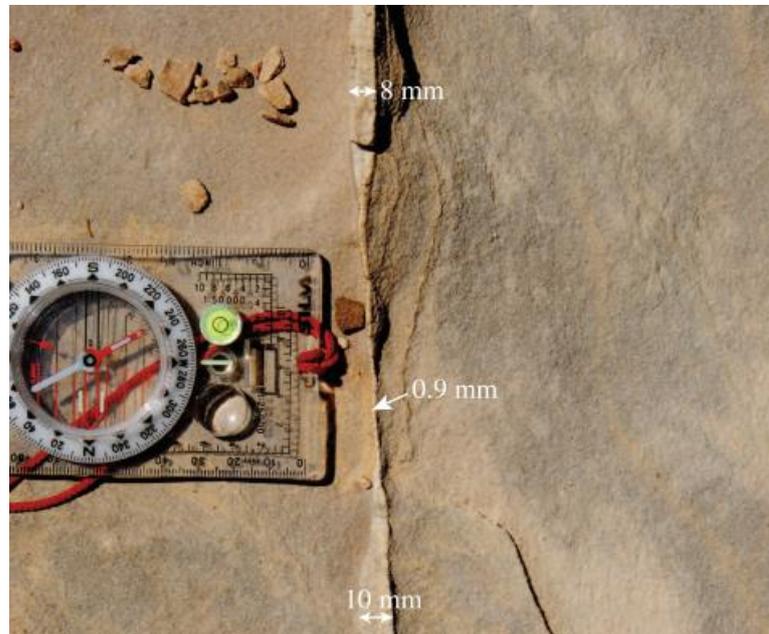
- **Porosidade** – A porosidade é definida como sendo a razão entre os espaços contidos na rocha e o volume total dela; assim, quanto maior for a porosidade, mais fácil será para que um fluido ocupe esses vazios. Os valores costumam oscilar entre 5% (valor baixo) e 15% (valor alto). A variedade textural do arenito pode ser melhor identificada se a porosidade for também analisada em conjunto com a permeabilidade (DVORKIN; BREVIK, 1999).
- **Resistência à compressão uniaxial (UCS)** – O valor, medido em MPa, indica o valor de resistência que a rocha apresenta para sofrer compressão e está diretamente ligado com a dureza da rocha (NETO *et al.*, 2016). É um dos métodos mais utilizados para a análise mecânica das rochas (SAPARI; ZABIDI, 2019).
- **Módulo de Young** – O módulo de Young mede a rigidez da rocha e descreve a capacidade que a rocha possui de resistir à deformação, dada pela relação entre tensão (ou estresse uniaxial) e deformação (FOSSEN, 2017). Quanto menor for o módulo, mais facilmente a rocha será deformada.
- **Razão de Poisson** – A razão de Poisson é dada pela razão entre as deformações transversal e longitudinal, indicando um caráter rúptil (valor próximo de 0) ou dúctil (valor próximo de 1) da rocha (PONTES, 2017).

3.3 Bandas de deformação (BDs)

Em rochas não ou pouco porosas, é comum que o esforço proveniente da deformação se destaque em fraturas, discontinuidades nas propriedades mecânicas que representam os pontos de rompimento; por causa dessa redução de coesão litológica, essas estruturas constituem pontos de partida interessantes para o intemperismo (FOSSEN, 2017). Contudo, esse contexto se difere daquele ocorrido em litologias porosas, como os arenitos, onde a deformação se estampa por meio de estruturas deformacionais denominadas bandas de deformação – BDs (Figura 3). Essas estruturas se apresentam como faixas finas, cujas

espessuras variam entre milimétrica a centimétrica e extensão que não passa dos 100 m (SOLIVA *et al.*, 2016; FOSSEN *et al.*, 2007; 2010).

Figura 3 – Banda de deformação (BD) em Utah (EUA).

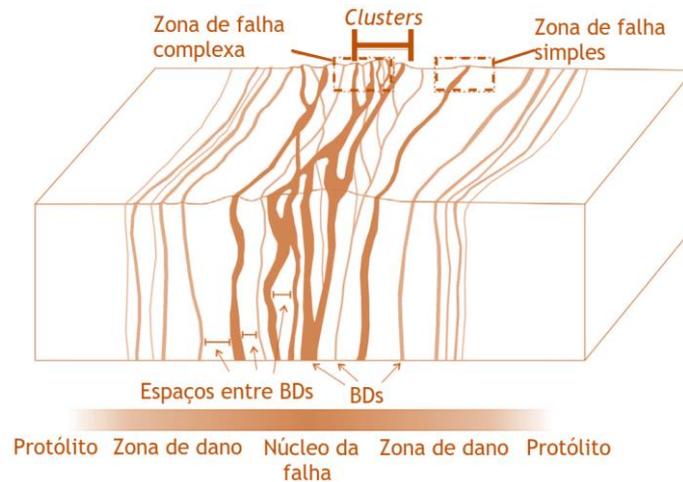


Fonte: Adaptado de FOSSEN e BALE (2007).

As BDs são diferentes das fraturas comuns por dois principais motivos: (i) o mecanismo de deformação possibilita, no caso das fraturas, a formação de zonas de baixa coesão, enquanto a coesão é mantida ou mesmo aumentada nas bandas de deformação; (ii) o processo de amolecimento por deformação é associado às fraturas, ao passo que as BDs têm seu desenvolvimento explicado pelo endurecimento por deformação (FOSSEN *et al.*, 2007). Além disso, as BDs apresentam diferentes mecanismos de deformação, como fluxo cataclástico, desagregação, alinhamento de minerais filossilicáticos ou cimentação, fatores que dependem da composição mineralógica, do tamanho, da forma e do grau de seleção dos grãos e do estado de esforço (FOSSEN *et al.*, 2007; FOSSEN, 2010; 2017).

A distribuição de BDs pode variar de acordo com o grau de deformação (Figura 4), apresentando-se com maior frequência à medida que se aproxima do núcleo da falha (SCHUELLER *et al.*, 2013; ARAÚJO *et al.*, 2018). Nesse contexto, as propriedades mecânicas desses arenitos são alteradas em relação à rocha hospedeira, uma vez que se tornaram mais resistentes do que o protólito (FAULKNER *et al.*, 2010; ZAKY, 2017; PONTES *et al.*, 2019).

Figura 4 – Bloco diagrama com a relação entre o grau de deformação e a proximidade do núcleo da falha.



Fonte: Modificado de PONTES *et al.* (2019).

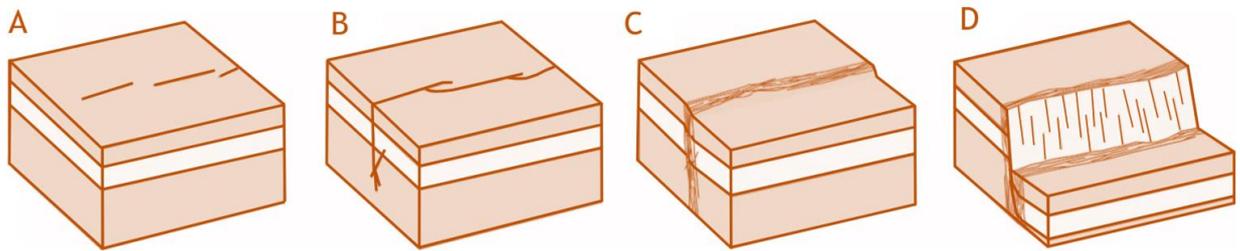
3.3.1 Tipos de bandas de deformação

1.1.1.1. Classificação de acordo com o modelo de formação de falhas

O modelo geral de formação de falhas em arenitos porosos, criado por Aydin e Johnson (1978), traz o primeiro tipo de classificação, no qual as estruturas que podem aparecer nas bandas de deformação podem ser classificadas em *single*, *cluster* e *slip surface* (Figura 5). Com o início do processo deformacional, formam-se as primeiras estruturas (*singles*), ocorrendo de forma isolada e, posteriormente, outras bandas começam a se formar próximas às existentes e elas passam a se conectar.

Ao passo que a deformação continua, formam-se zonas ou aglomerados de bandas de deformação (*cluster*) com desenvolvimento associado ao endurecimento por deformação, podendo apresentar fraturas cisalhantes em seu núcleo (FOSSSEN, 2017). Quando houver uma associação de bandas bastante consolidada na zona de deformação, a porosidade estará reduzida o suficiente para desenvolver esses grupos para estruturas conhecidas como superfícies de deslizamento (*slip surfaces*).

Figura 5 – Modelo de formação de falhas proposto por Aydin e Johnson (1978).
A – *Singles*; B – Conexão de *singles*; C – Aglomeração de bandas (*cluster*); D – *Slip surface*.

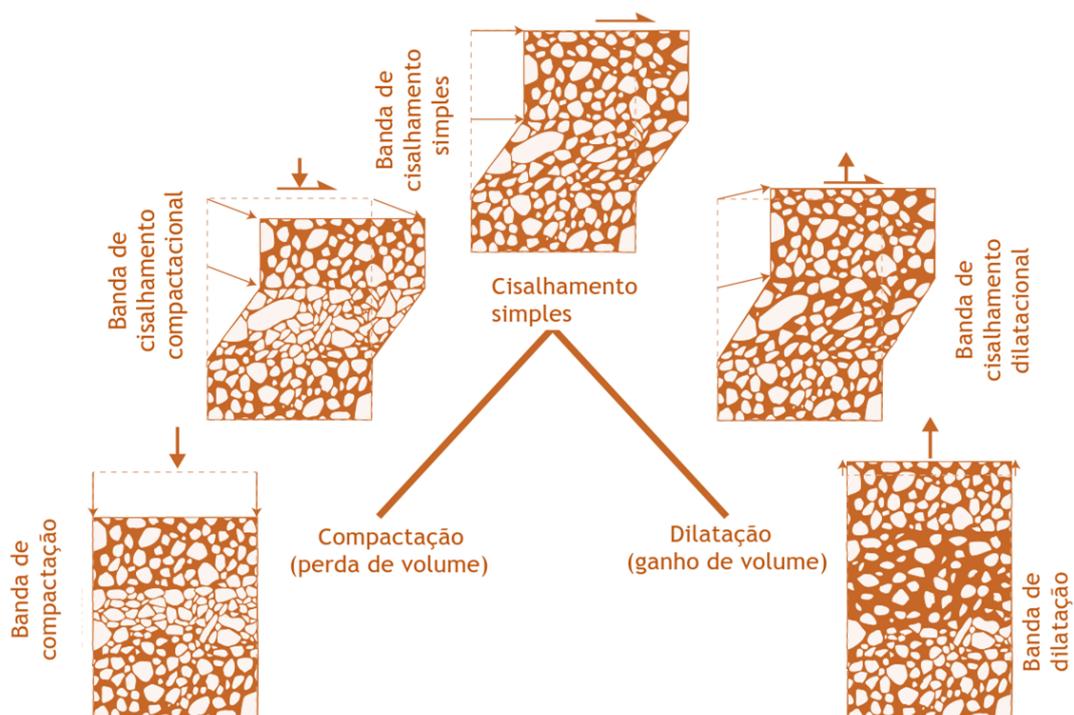


Fonte: Modificado de FOSSEN, 2017.

1.1.1.2. Classificação de acordo com a cinemática

Utilizando o critério cinemático, as BDs podem ser classificadas em bandas de dilatação, cisalhamento e compactação, não descartando-se a possibilidade de híbridos (Figura 6). Redes de bandas de cisalhamento são mais comuns em ambientes extensionais – as quais são atribuídas grandes reduções de permeabilidade –, ao passo que bandas de cisalhamento compactacionais são mais presentes em um cenário contracional – onde as reduções de permeabilidade são menos expressivas (SUN *et al.*, 2011; SAILET; WIBBERLEY, 2013; BALLAS *et al.*, 2014).

Figura 6 – Tipos de BDs segundo a classificação cinemática.

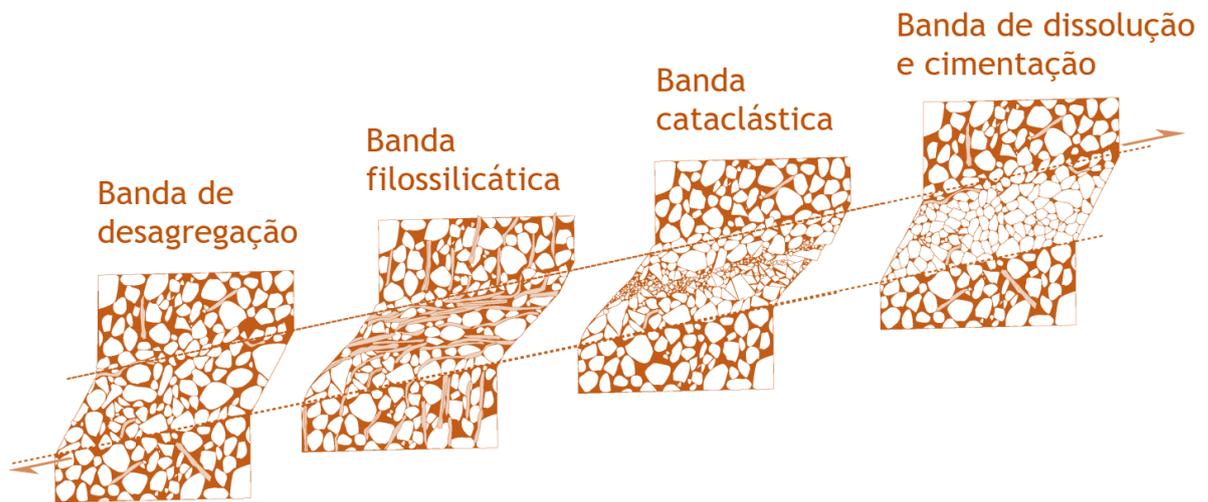


Fonte: Modificado de FOSSEN *et al.* (2007).

1.1.1.3. Classificação de acordo com os mecanismos de deformação

Se considerados os mecanismos de deformação, as bandas de deformação podem ser classificadas, de acordo com Fossen *et al.* (2007), em quatro principais tipos: desagregação, filossilicática, cataclástica e dissolução e cimentação (Figura 7). Bandas de desagregação são formadas a partir do fluxo granular (deslizamento e rotação de grãos) e apresenta baixíssima espessura, que pode variar entre 1 mm (nas areias finas) e 5 mm (nas areias mais grossas). No caso de arenitos com 10% a 15% de minerais laminares, formam-se bandas filossilicáticas, tipo especial de banda de desagregação, na qual as argilas se misturam com os materiais granulares e as micas se reorganizam, visto que estão induzidas pelo cisalhamento.

Figura 7 – Classificação de BDs com base nos mecanismos de deformação.

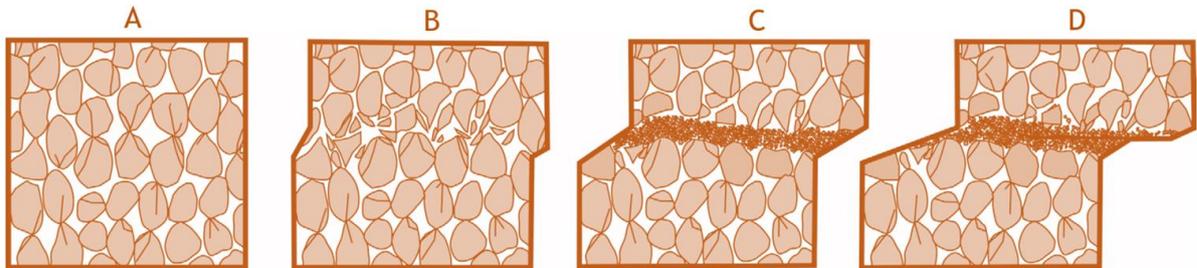


Fonte: Modificado de FOSSEN *et al.* (2007).

Já as bandas cataclásticas são marcadas pela forte fragmentação mecânica e pela presença de um núcleo com redução significativa dos grãos, repercussões típicas do fluxo cataclástico (fraturamento de grãos). Essas estruturas foram descritas, primeiramente, por Aydin e Johnson (1978) nos arenitos das regiões de Utah, onde se detectou, entre outros aspectos, que elas são geralmente coincidentes com pontos positivos por causa de sua maior resistência em relação a seu entorno. Isso porque essas BDs são estruturas deformacionais resultantes de fluxo cataclástico, ocasionando o intertravamento de grãos, os quais são triturados e passam a ocupar os poros existentes (Figura 8), resultando, assim, no endurecimento do material que se encontra nessa estrutura (AYDIN; JOHNSON, 1978; FOSSEN, 2017; ZAKY, 2017).

Figura 8 – Esquema com os principais estágios de desenvolvimento de bandas de deformação cataclástica.

- A – Grãos sendo esmagados devido à carga vertical;
 B – Formação de uma faixa com cataclase leve;
 C – O progresso da deformação ocasiona uma intensificação da cominuição dos grãos;
 D – Desenvolvimento de uma banda de deformação ao longo de deslizamento discreto.



Fonte: Retirado de ZAKY (2017).

Processos de cimentação e dissolução do quartzo, ou mesmo de outros minerais, podem formar bandas de deformação homônimas, durante ou após a deformação (FOSSEN *et al.*, 2007). Bandas de dissolução são marcadas por processos de compactação química em profundidades rasas (2 km a 3 km), grãos menores do que a matriz e baixas evidências de cataclases, enquanto bandas de cimentação se formam por meio de precipitação de minerais (quartzo, calcita, anidrita e hidróxidos).

4 METODOLOGIA

A perspectiva adotada para a análise da evolução dos relevos estudados foi baseada no Princípio do Atualismo, sob uma ótica da compreensão dos elementos que, em interação durante o tempo geológico, respondem pela morfologia atual (SALGADO-LABOURIOU, 1994). Esse princípio define a existência de uma continuidade temporal dos processos físicos, expressa na afirmação “o presente é a chave do passado”, e permite analisar a evolução da paisagem a longo termo (GROTZINGER; JORDAN, 2013).

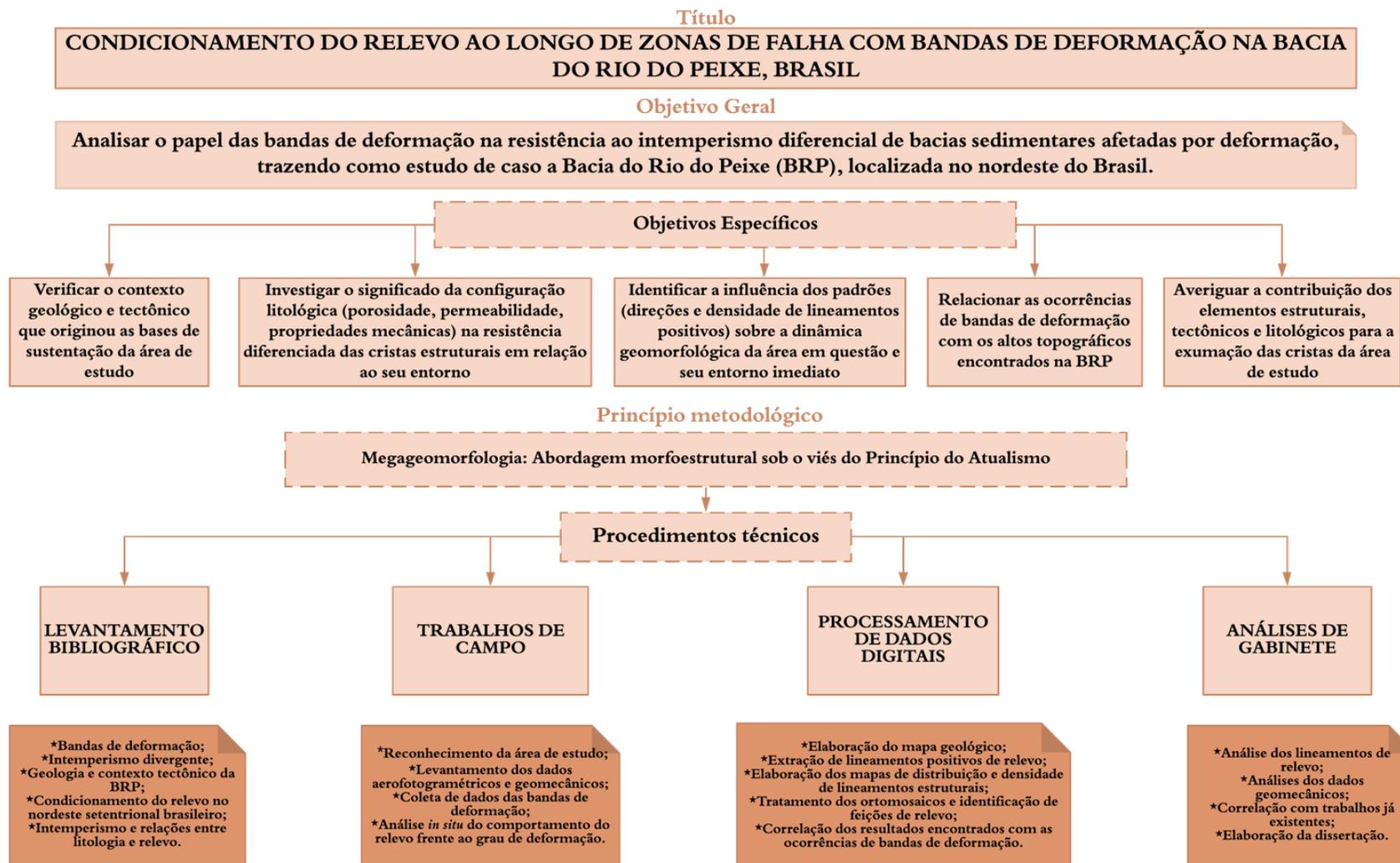
Utilizando o raciocínio evolutivo em longa escala de tempo geológica, a pesquisa trabalhará com a Megageomorfologia, ramo da Geomorfologia que analisa os relevos em um grande recorte temporal, buscando uma visão global das formas terrestres (DOUGLAS, 1985). A recomposição dos processos e sua repercussão nas formas de relevo necessita da análise dos processos geológicos com base na dinâmica da Tectônica de Placas e do Ciclo de Wilson (CLAUDINO-SALES, 2002).

O conhecimento desses processos é fundamental para inferir e propor hipóteses e modelos acerca dos fenômenos pretéritos que repercutem de alguma forma nos atuais relevos. Enquanto ciência de cunho hipotético, a Geomorfologia possui características de essência pragmática, como a utilização dos trabalhos de campo, a humildade perante os fatos da natureza e a sua busca incessante por dados que estejam condizentes com a realidade natural (VITTE, 2008). Tais aspectos são importantes uma vez que a natureza é um sistema complexo em que a análise de apenas uma variável não é suficiente para dar conta da realidade, tampouco esse sistema é fruto de uma genérica soma das partes (CHRISTOFOLETTI, 1999). Logo, a análise temporal de longo termo, utilizada pela presente pesquisa, se pautou em uma visão holística e foi subsidiada pela correlação e interação entre as variáveis altitude, litologia, estrutura, grau de deformação e clima, observando a relação desses elementos com o intemperismo e resposta topográfica nas porções deformadas da BRP.

Dessa forma, buscando atingir os objetivos propostos pelo presente trabalho, o percurso metodológico da pesquisa (Figura 9) se debruçou em nos seguintes momentos: (i) levantamento bibliográfico, que objetivou inventariar os dados e conceitos existentes; (ii) trabalhos de campo; (iii) processamento de dados digitais; (iv) análises de gabinete e correlações de dados; (v) elaboração da dissertação.

Para a obtenção dos resultados, optamos pela análise em três principais níveis – contexto regional, escala de afloramento e a visão microscópica da rocha –, os quais posteriormente foram correlacionados.

Figura 9 – Fluxograma de condução da pesquisa, relacionando título, objetivos, princípio metodológico e procedimentos.



Fonte: Elaborado pela autora.

4.1 Processamento de dados digitais

O processamento dos dados matriciais, em âmbito regional, se fez a partir das interpretações das imagens de radar AP_26766_FBS_F7050_RT1 e AP_27014_FBS_F7050_RT1, pertencentes ao Modelo Digital de Elevação ALOS PALSAR RTC (12,5 m de resolução e disponível no link <https://search.asf.alaska.edu/>), em escala de análises de detalhes em 1:20.000. Já os arquivos vetoriais utilizados como base foram os dados litológicos e estruturais das folhas Sousa SB.24-Z-A e Cajazeiras SB.24-Z-A-IV. As análises foram possíveis por meio dos *softwares* ArcGIS 10.3, QGIS 3.6.6, Agisoft PhotoScan e Global Mapper 18, utilizando o Sistema de Referência de Coordenadas SIRGAS 2000 e EPSG 4674.

Após o tratamento dos vetores, foi aplicado o raster ALOS com sombreamento com azimute 300°, em que se utilizou opacidade global de 60%, a fim de possibilitar o reconhecimento da área, de forma mais didática e mais agradável ao visual.

4.1.1 Extração de lineamentos estruturais

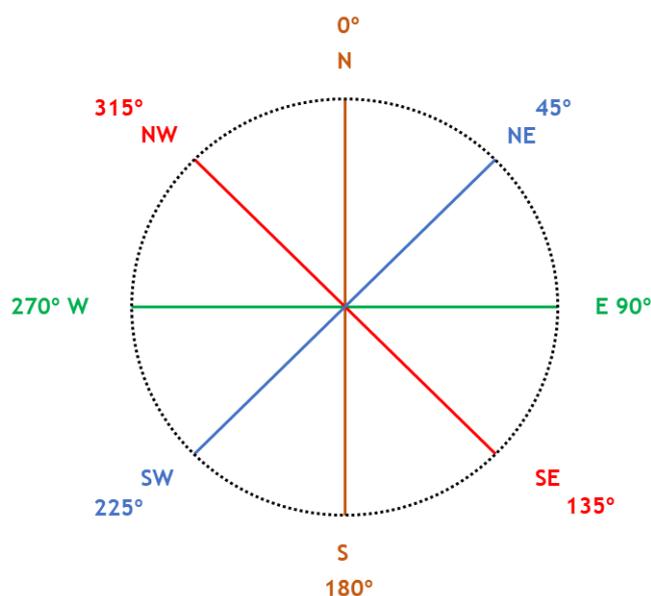
Os dados *raster* foram manipulados em ambiente SIG, onde foi possível aplicar o sombreamento das imagens ALOS PALSAR RTC de acordo com a seleção das iluminações horizontal e vertical. Para a extração de lineamentos, optou-se por fazer o procedimento manual para coletar apenas as feições positivas, visto que são a expressão da deformação na conformação de cristas.

A extração dos dados se deu em duas escalas de visão (1:20.000 e 1:100.000) a fim de permitir maior detalhe e maior conformidade com a configuração do regional, evitando possíveis equívocos com a vetorização. O processo também separou o embasamento da BRP, visto que a proporção de lineamentos no primeiro é diferente do segundo: o embasamento tende a ter uma quantidade consideravelmente superior por causa de sua idade e exposição aos episódios deformacionais, o que poderia ter implicação direta nas rosetas de lineamentos, que foram confeccionadas posteriormente.

As iluminações foram testadas no Global Mapper 18, o qual permitiu selecionar aquelas que mostravam as feições lineares com maior evidência. Essa opção metodológica levou em consideração que a escolha de um sombreamento apenas poderia enfatizar uma direção, ocultando outros possíveis dados. A fim de evitar confusões com possíveis sombras nos relevos, o ângulo vertical utilizado foi de 60° e os azimutes testados foram escolhidos com

seus complementares; ou seja, para uma imagem sombreada a 0° , favorecendo feições de sentido E-W e observação da porção norte do raster, o outro ângulo que complementaria a análise seria 180° , permitindo a melhor visualização da porção sul da imagem dos lineamentos E-W. Assim, os azimutes selecionados para a área foram $315^\circ/135^\circ$, $45^\circ/225^\circ$, $0^\circ/180^\circ$ e $90^\circ/270^\circ$ (Figura 10).

Figura 10 – Distribuição dos azimutes complementares selecionados utilizados no sombreado das imagens.



Fonte: Elaborada pela autora.

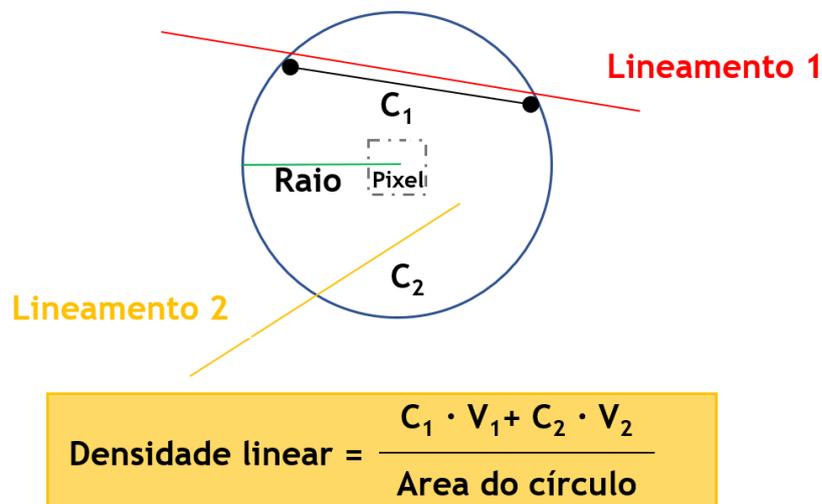
Para o levantamento dos lineamentos, foram utilizados os seguintes critérios: escala fixa de 1:20.000 em níveis de detalhe, sendo retomada para 1:100.000 para analisar em combinação com o regional; comparação da feição identificada com as demais iluminações testadas; paralelismo com as maiores estruturas e sistemas na região (NE para a região a nordeste da BRP; E para o sul da BRP, ENE para a porção oeste da BRP; NW para a porção sudeste da BRP; e E e NE dentro da BRP).

A partir dos dados levantados, foram elaboradas as rosetas com as direções dos lineamentos positivos presentes tanto no embasamento quanto na BRP. Esse procedimento foi realizado por meio do complemento *Line Direction Histogram*, presente no QGIS 3.6.6, que reproduz as direções dos vetores de lineamentos sem a necessidade de converter os dados em arquivo de texto. Com base nos resultados encontrados, os dados de falhas foram utilizados para correlacionar as direções dos produtos realizados com as informações preexistentes.

Em seguida, foi calculada a densidade linear dos lineamentos da área como um todo, na ferramenta *Line Density* do ArcGIS, que produz um dado matricial resultante do

cálculo do comprimento das feições lineares levantadas. O *software* desenha um círculo ao redor da célula da imagem e define um raio; assim, os trechos dos lineamentos que estiverem dentro desse círculo terão um valor (V) de comprimento específico (C), sendo somados e divididos pela área total dessa figura geométrica, resultando na densidade linear (Figura 11). O produto desse processo é a criação de um raster no qual se deu uma classificação em cinco categorias de intervalos iguais: muito baixa, baixa, intermediária, alta e muito alta.

Figura 11 – Concepção do cálculo de densidade de lineamentos.

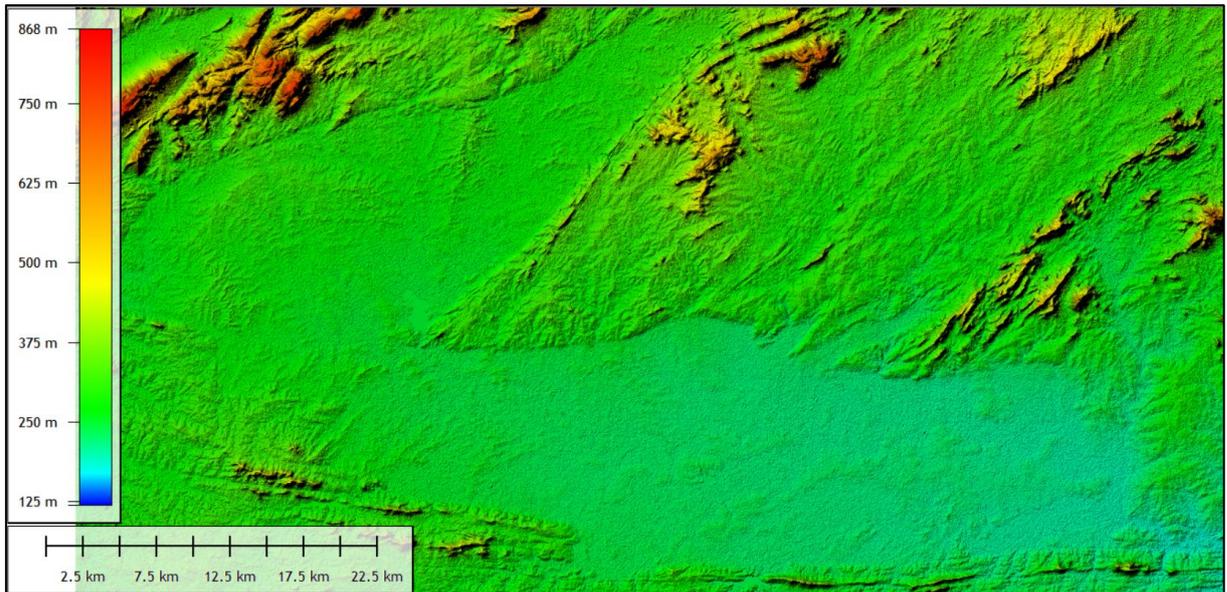


Fonte: Elaborado com base em OLIVERA *et al.* (2009).

4.1.2 Análise topográfica

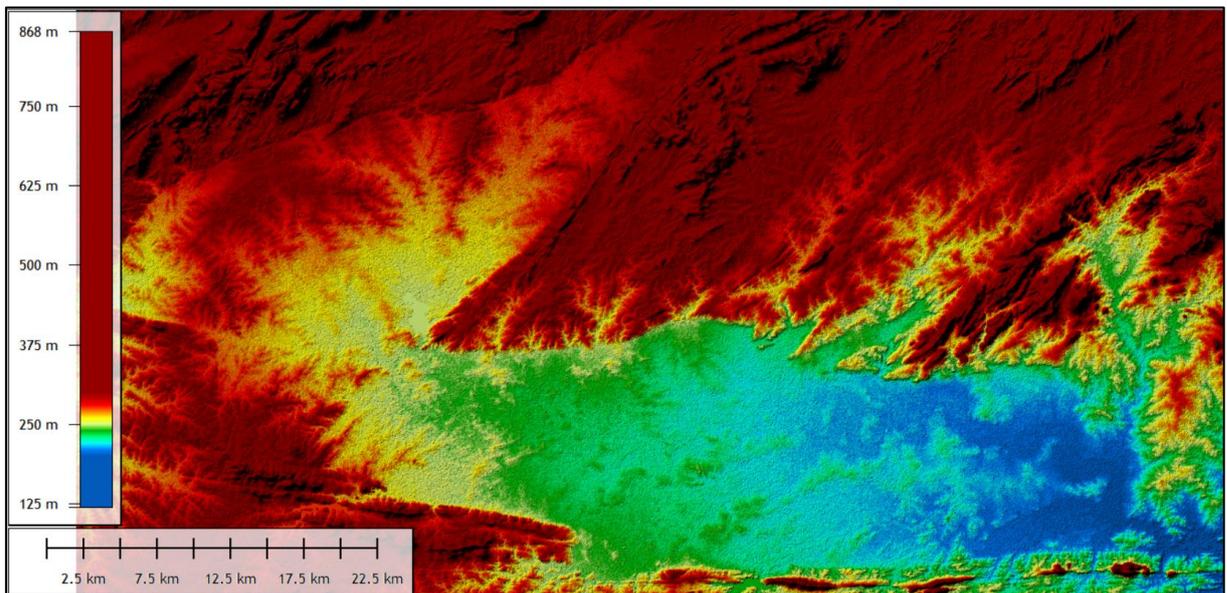
Foi, ainda, realizada uma composição colorida das imagens ALOS de 10 em 10 m, a fim de destacar a hipsometria da bacia, posicionada entre 200 m e 310 m. A opção de não utilizar a escala de cores do *Atlas Shader* se deu porque era preciso fazer uma composição personalizada que se adequasse à configuração topográfica existente na BRP, visto que a escala automática deu maior ênfase ao limite da bacia (Figura 12). Esse trabalho facilitou a identificação das cristas presentes na área, evitando a perda de informação nas áreas com variação altimétrica mais sutil (Figura 13).

Figura 12 – Visão da topografia da BRP e entorno por meio da composição colorida *Atlas Shader*.



Fonte: Elaborado pela autora.

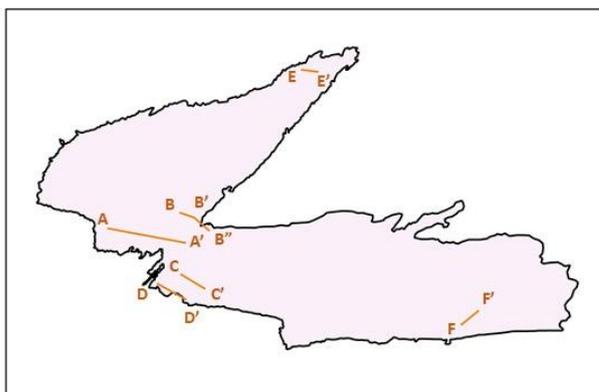
Figura 13 – Visão da topografia da BRP e entorno por meio da composição colorida customizada.



Fonte: Elaborado pela autora.

A partir da junção desses dados, foram elaboradas seis seções lineares (Tabela 2), enfocando nas regiões mais elevadas e/ou que apresentassem maior ocorrência de bandas de deformação, a partir dos dados de Araújo *et al.* (2018), Nicchio *et al.* (2018), Pontes *et al.* (2019), bem como do que fora encontrado nos trabalhos de campo.

Tabela 2 – Descrição das seções lineares realizadas a partir dos dados de sensoriamento remoto e ocorrências de BDs.



Seções lineares	Extensão (km)	Sub-bacia
A-A'	10	Brejo das Freiras
B-B'-B''	4,77	Brejo das Freiras
C-C'	3,76	Sousa
D-D'	4,26	Sousa
E-E'	2,06	Brejo das Freiras
F-F'	2,72	Sousa

Fonte: Elaborado pela autora.

4.2 Análises de campo

Com base nas informações mais representativas, foram realizados trabalhos de campo a fim de reconhecer os possíveis afloramentos, identificar as bandas de deformação e analisar o comportamento geomorfológico dessas estruturas. Para as análises mais específicas, foram escolhidas duas cristas estruturais que apresentassem repercussão geomorfológica significativa e realizadas coletas de dados das bandas de deformação presentes, como direção, porte, resistência e resposta morfológica na paisagem.

4.2.1 Dados aerofotogramétricos

Para a obtenção desses dados em escala mais específica, utilizamos o drone Phantom 4 Pro (Figura 14), veículo aéreo não tripulado (VANT) que apresenta uma câmera com resolução de 21 MP. Os voos foram realizados no período da manhã entre os dias 11 e 13 de setembro de 2019.

Figura 14 – Drone utilizado no levantamento de dados aerofotogramétricos.



Fonte: DJI.

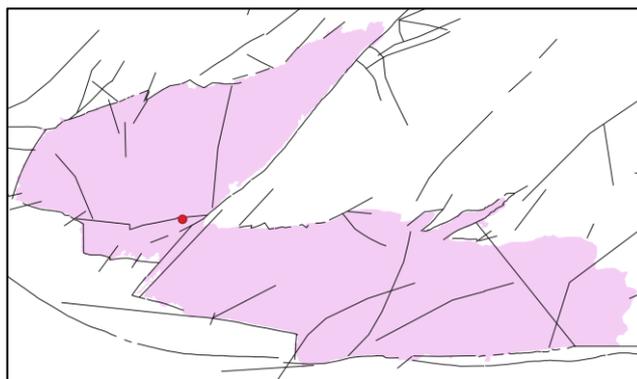
Cada imagem, capturada por voo programado, apresenta pontos homólogos fotoidentificáveis, permitindo a formação de modelos estereofotogramétricos convertíveis em modelagens tridimensionais. As imagens foram obtidas por meio do *software* DJIgo, tiveram 80% de sobreposição lateral e frontal e apresentaram resolução subdecimétrica, favorecendo a identificação de fraturas e bandas de deformação.

As imagens individuais coletadas foram processadas no *software* Agisoft PhotoScan, o qual gera uma nuvem de pontos densa e única, tendo como produtos resultantes os ortomosaicos e os modelos digitais de elevação. O processamento das imagens envolve os seguintes passos: (i) a calibração das câmeras; (ii) o alinhamento das fotografias a partir dos pontos homólogos; (iii) a formação da nuvem de pontos com a identificação das coordenadas x , y e z ; (iv) a construção de um modelo tridimensional, onde a nuvem densa de pontos é utilizada como nós, e a partir daí gera-se uma estrutura vetorial com topologia do tipo nó-arco que representa a superfície através de faces triangulares que se conectam e originam uma malha triangular irregular (TIN); (v) a geração de um modelo digital de superfície; (vi) e a produção de um ortomosaico.

4.2.2 *Dados geomecânicos*

Além dos dados supracitados, dois perfis de resistência à compressão foram realizados em um dos afloramentos visitados (Utah) com intuito de observar variações no valor de rebote em zonas que apresentavam relevo positivo (*clusters*) e em zonas mais rebaixadas (Figura 15). O foco se deu no primeiro afloramento localizado no trecho B-B' da seção B-B'-B''.

Figura 15 – Localização do afloramento utilizado para as análises geomecânicas.



Fonte: Elaborado pela autora.

Essas análises de resistência foram realizadas em campo por meio de testes não destrutivos com o equipamento Martelo de Schmidt (Figura 16). De acordo com Aydin e Basu (2005), o método de análise consiste em um êmbolo carregador por mola que, quando pressionado sobre a rocha, tem sua energia disparada. Parte da energia remanescente do impacto representa a resistência a penetração (ou dureza) do material e a partir de relações empíricas é possível estimar propriedades como grau de intemperismo, resistência a compressão, taxa de penetração etc. Por isso, o martelo de Schmidt é utilizado de forma prática para a obtenção de dados de propriedades mecânicas da rocha, como a resistência à compressão uniaxial (UCS). O índice de dureza da superfície é dado pelo valor de rebote (VR).

Figura 16 – Martelo de Schimdt utilizado no levantamento de dados geomecânicos.



Também foi realizada descrição petrográfica em microescala para observar, em escala microscópica, como as BDs da BRP afetam os arenitos e sua relação com a resistência. Essa análise também objetivou verificar o comportamento dos arenitos, especificamente a porosidade, com e sem deformação.

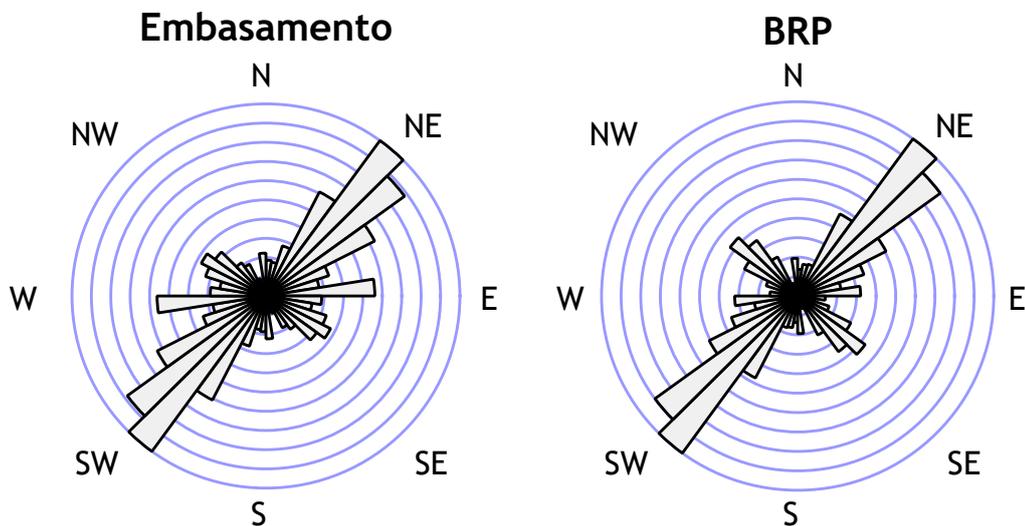
4.3 Elaboração da dissertação

A elaboração da dissertação consistiu na síntese dos dados encontrados e na correlação dos três níveis de escala. Os dados produzidos por este trabalho mostram uma coincidência geral entre os fatores litológicos e estruturais e o comportamento geomorfológico da Bacia Rio do Peixe, apontando, assim, para uma dissecação diferencial dada pelo controle litoestrutural. A redação abordou: (i) controles estruturais em escala regional, por meio da análise dos lineamentos positivos de relevo; (ii) arenitos da BRP e as principais estruturas deformacionais encontradas na área, em escala de afloramento; (iii) dados de resistência dos arenitos da BRP, comparando zonas deformadas com não deformadas em visão microscópica; (iv) comportamento geomorfológico dos arenitos da BRP.

5 ANÁLISE DOS LINEAMENTOS POSITIVOS DE RELEVO

Os lineamentos positivos encontrados não apresentam distribuição e densidade homogêneas. Os dados totais de feições positivas somaram 11 689, sendo 1667 (14,3%) deles da BRP, enquanto 10022 (85,73%) são do embasamento. Quanto às direções (Figura 17), o comportamento das feições do embasamento apresenta uma direção principal (NE-SW) e uma secundária (E-W), enquanto a BRP é dominada por uma direção principal (NE-SW) e duas secundárias (E-W e NW-SE). Observa-se, portanto, que o *trend* NE-SW é comum aos dois ambientes (Figura 18).

Figura 17 – Rosetas com as direções dos lineamentos positivos do embasamento e da BRP.



Fonte: Elaborada pela autora.

Figura 18 – Distribuição de lineamentos positivos do embasamento e da BRP, correlacionando com geologia e domínios litoestruturais.

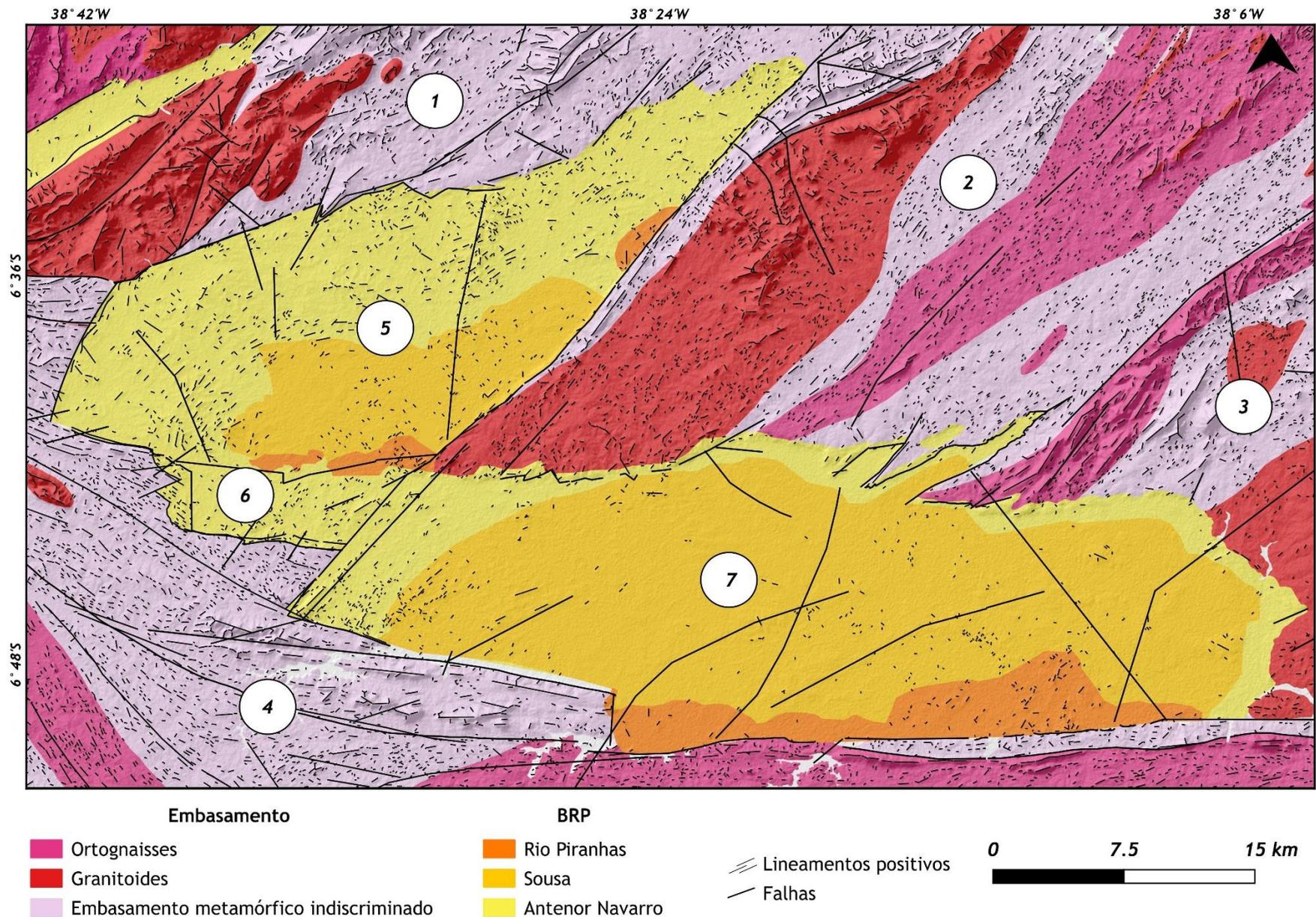
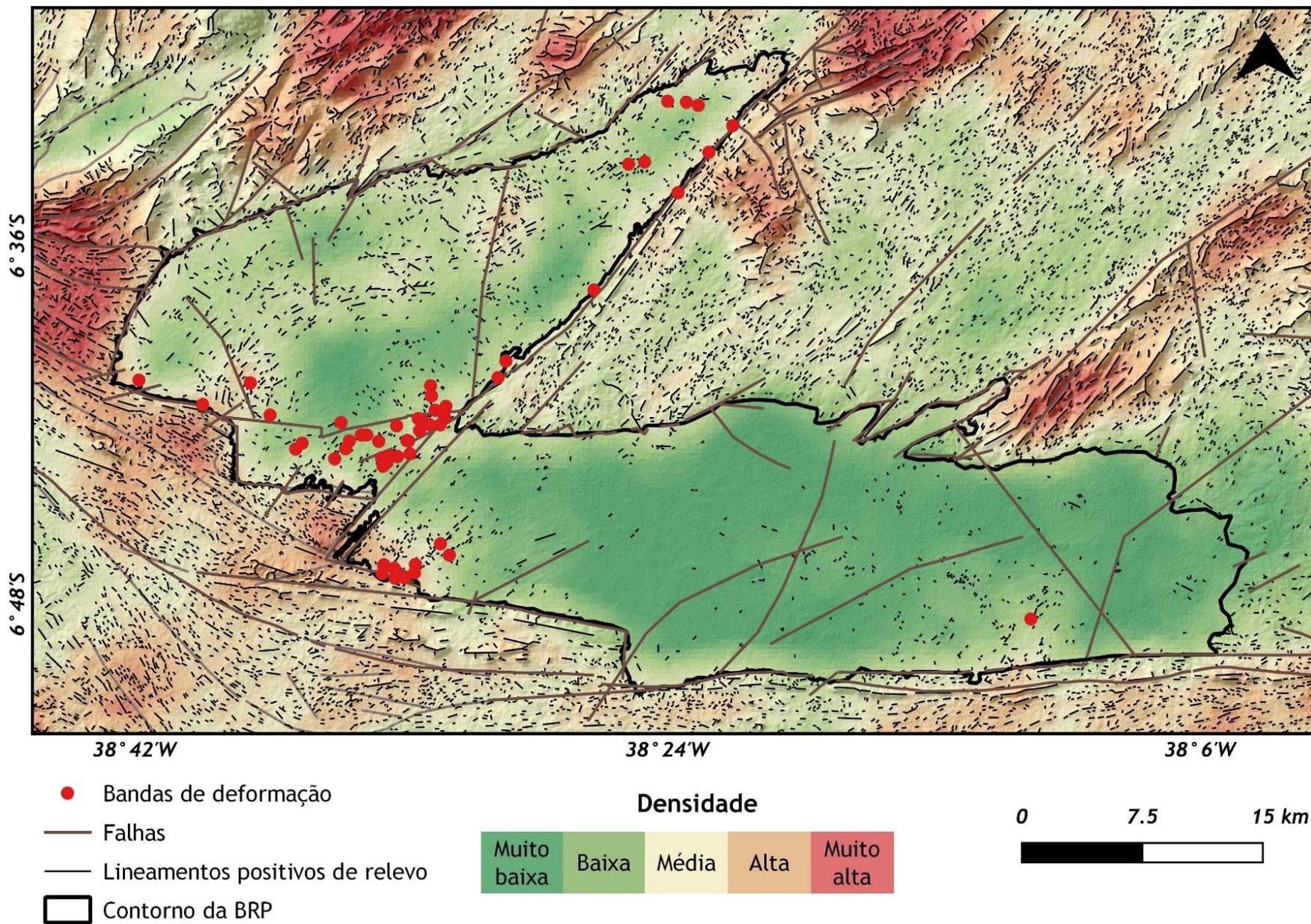


Figura 19 – Densidade de lineamentos positivos, principais falhas e ocorrências dos afloramentos que apresentam BDs.



Fonte: Elaborado pela autora.

Em termos regionais, pode-se obter a relação geomorfológica da área de estudos a partir dos dados encontrados pela tabela a seguir.

Tabela 3 – Correlação litologia/lineamentos positivos/feições de relevo. Na coloração vermelha, estão os domínios pertencentes ao embasamento; em marrom, à BRP.

Domínio	Litologias dominantes	Densidade de feições positivas	Formas de relevo
1	Complexo Jaguaretama e granitoides	Muito alta Média Alta	Cristas e Maciço do Pereiro
2	Ortognaisses, Complexo Caicó e granitoides	Baixa Média Alta Muito alta	Cristas, superfície de erosão e pequenos maciços
3	Granitoides e Complexo Caicó	Muito baixa Baixa Média Alta	Cristas e superfície de erosão
4	Ortognaisses e Complexo Caicó	Média Alta Muito alta	Cristas e vales encaixados
5	Antenor Navarro e Rio Piranhas	Baixa Muito baixa Média Alta	Superfície de erosão e pequenas cristas
6	Antenor Navarro	Média Baixa	Pequenas cristas e superfície de erosão
7	Sousa e Rio Piranhas	Muito baixa Baixa Média	Planície e pequenas cristas

Fonte: Elaborado pela autora.

5.1 Contexto litoestrutural do embasamento

No embasamento, a direção NE-SW é predominante na porção norte da BRP e gradua para E-W a sul da bacia. Tal comportamento coincide com o que se encontra nas principais falhas da região: a direção NE-SW também é presente tanto no sistema de falhas Portalegre quanto nas falhas secundárias e nas zonas de cisalhamento posicionadas a oeste do polígono analisado; já a preferência E-W representa o sistema de falhas Malta que, por sua vez, é condicionada pelo Lineamento Patos. Com relação à densidade de lineamentos, o comportamento geral do embasamento varia entre as categorias baixa e muito alta (Figura 19) e sua repercussão topográfica é sua elevação que se encontra acima de 320 metros (coloração marrom na Figura 20). Dada a complexidade da configuração do embasamento, quatro domínios litoestruturais foram demarcados para uma análise mais focalizada.

De forma geral, a porção a norte da BRP apresenta cristas orientadas em concordância com a Falha Portalegre, a qual está marcada por uma anomalia magnética positiva marcada por Castro *et al.* (2007) e se replica no alinhamento NE-SW de considerável continuidade. Essa região é também dotada de outras falhas de direção NE-SW, as quais também coincidem com os lineamentos de maior comprimento encontrados na porção norte da sub-bacia de Sousa. Vale destacar que essa região possui uma deformação menos considerável do que a região noroeste da bacia e isso fica perceptível na diminuição do comprimento desses lineamentos, que só retoma expressividade à nordeste da BRP.

A porção noroeste da BRP, onde está o domínio 1, é marcada por uma mancha de densidade de lineamentos positivos que oscila entre baixa e muito alta, a qual corresponde ao pico de maior elevação: o Maciço do Pereiro, relevo que possui altitude média de 750 m e cuja configuração se explica pela resistência litológica (suítes graníticas proterozoicas) aliada aos processos de soerguimento cretáceos e cenozoicos (GURGEL *et al.*, 2013).

Com relação ao domínio 2, litologicamente, a porção com baixa densidade de lineamentos positivos coincide com a porção isotrópica do Batólito Paraná (intrusão mais expressiva do domínio), enquanto as regiões de maior anisotropia do granitoide e da unidade indiferenciada do Complexo Caicó correspondem à zona de influência da Falha Portalegre, compreendendo a borda leste da sub-bacia de Brejo das Freiras (MEDEIROS *et al.*, 2008). Em termos estruturais, a região do batólito apresenta menor quantidade de falhas que condicionem o relevo a exibir cristas bem pronunciadas, o que fica claro se a densidade for analisada juntamente com o comprimento dos lineamentos: há uma dominância de lineamentos curtos em uma área de baixa densidade de feições positivas.

Já a porção a nordeste da BRP, domínio 3, apresenta um alinhamento contínuo de direção NE-SW, o qual é marcado por cristas estruturais modeladas nos ortognaisses paleoproterozoicos. Essa região apresenta uma falha NE-SW que pode ter influenciado a presença de lineamentos positivos de mesma direção dentro da sub-bacia de Sousa. As regiões de considerável anisotropia e que possuem repercussão positiva no relevo são resultantes do processo de endurecimento por deformação, processo também marcado nas regiões da BRP que apresentam bandas de deformação.

O embasamento posicionado a sul da BRP, domínio 4, apresenta uma continuidade expressiva de cristas de direção E-W que sofreram influência direta do sistema de falhas Malta e do Lineamento Patos, os quais correspondem às porções com lineamentos positivos mais compridos e que respondem pela borda sul das sub-bacia de Brejo das Freiras e Sousa e podem ser vistos nas anomalias magnéticas encontradas por Castro *et al.* (2007). Todas essas anomalias positivas do embasamento repercutem, no relevo, em cristas que apresentam altitudes médias situadas entre 450 m e 600 m, especialmente nos casos dos relevos mais relacionados com as falhas mestras Portalegre e Malta, onde as formas lineares adquiriram maior declividade e continuidade, podendo ser vistas nos traços mais longos do mapa de lineamentos positivos.

A oeste da BRP, observa-se o formato de “anzol” tanto do Maciço do Pereiro como das cristas mais expressivas do embasamento que estão próximas ao maciço. Essas morfologias parecem sair da direção NE-SW, migrar para ENE-WSW e, por fim, chegar à direção E-W. Na BRP, isso pode justificar o encaixe da sub-bacia de Brejo das Freiras, especialmente na porção em contato com a Falha Portalegre – nessa região, o *trend* das cristas é NE-SW; contudo, à medida que nos aproximamos da porção a oeste, percebe-se um comportamento mais parecido com o de um anfiteatro, similar àquele encontrado na direção do acamamento sedimentar da Formação Antenor Navarro. Ao observar a zona de deformação de *trend* E-W, pode-se observar que a BRP se posicionou nas partes do terreno que foram facilitadas pela Falha Malta. Mesmo a direção secundária de menor proporção no embasamento, NW-SE, apesar de ter menor expressividade, está restrita ao extremo leste do domínio 4, onde os lineamentos apontam uma transição de direção E-W para NW-SE.

5.2 Controles estruturais na BRP

A BRP, distribuída nos domínios 5, 6 e 7, possui densidade menos expressiva do que o embasamento, contudo as feições positivas estão concentradas em três principais áreas: borda oeste da sub-bacia de Brejo das Freiras; Horst de Santa Helena e extremo oeste da sub-bacia de Sousa; e região sudeste da sub-bacia de Sousa.

O domínio 5 representa a região da Sub-bacia de Brejo das Freiras, cuja mancha mais destacada corresponde a toda a borda oeste da bacia, apresentando altimetrias entre 275 m e 300 m. As cristas apresentam orientação predominante NE-SW e parecem concordar com borda oeste da sub-bacia; contudo, a orientação das cristas conversa, não com as direções de tensão, e sim com a direção do acamamento sedimentar da Formação Antenor Navarro. As regiões de arenitos mais resistentes concentram as cristas mais elevadas da BRP, as quais têm sua direção espelhada à borda oeste da bacia e se comportam como divisoras de águas das principais drenagens que estão situadas na área.

No domínio 6, região do Alto de Santa Helena e extremo oeste da sub-bacia de Sousa, há a mancha mais expressiva de feições positivas na BRP. Essa região coincide com a interceptação dos principais sistemas de falhas, sendo geomorfologicamente marcada por cristas NE-SW. Essas morfologias estão modeladas nos arenitos da Formação Antenor Navarro, os quais apresentam bandas de deformação. Na porção sul de Brejo das Freiras, estão as manchas de densidade de lineamentos positivos de relevo mais expressivas da BRP, onde as cristas apresentam direção geral NE-SW.

Por fim, o domínio 7 é o que apresenta a menor densidade de lineamentos; todavia, a região sudeste da sub-bacia de Sousa é a ocorrência mais destacada de lineamentos positivos na sub-bacia. Em virtude da grande concentração de depósitos sedimentares cenozoicos no domínio 7, a região apresenta baixa variação topográfica, sendo rompida pelas feições positivas com direções NE-SW e NW-SE.

Apesar de o *trend* E-W estar com maior ocorrência no embasamento e controlar o encaixe da BRP, há baixa ocorrência dessa direção dentro da bacia. A presença de direção E-W ocorre na região de transição das sub-bacia de Sousa e Brejo das Freiras, mas de forma pouco expressiva; nessas regiões, a direção principal é NE-SW. Especialmente no caso de Sousa, a direção predominante continua sendo NE-SW, além de uma secundária direção (NW-SE). Essa aparente contradição foi também percebida por Castro *et al.* (2007) nos dados gravimétricos e aerogeofísicos, sugerindo que há um controle da geometria interna na direção NE-SW. Ambas as direções estão localizadas na área correspondente a região sudeste da sub-bacia de Sousa e

se apresentam em associação, correspondendo aos pontos sutis de maior altimetria, destoando entre 10 m a 20 m, se comparados com seu entorno imediato.

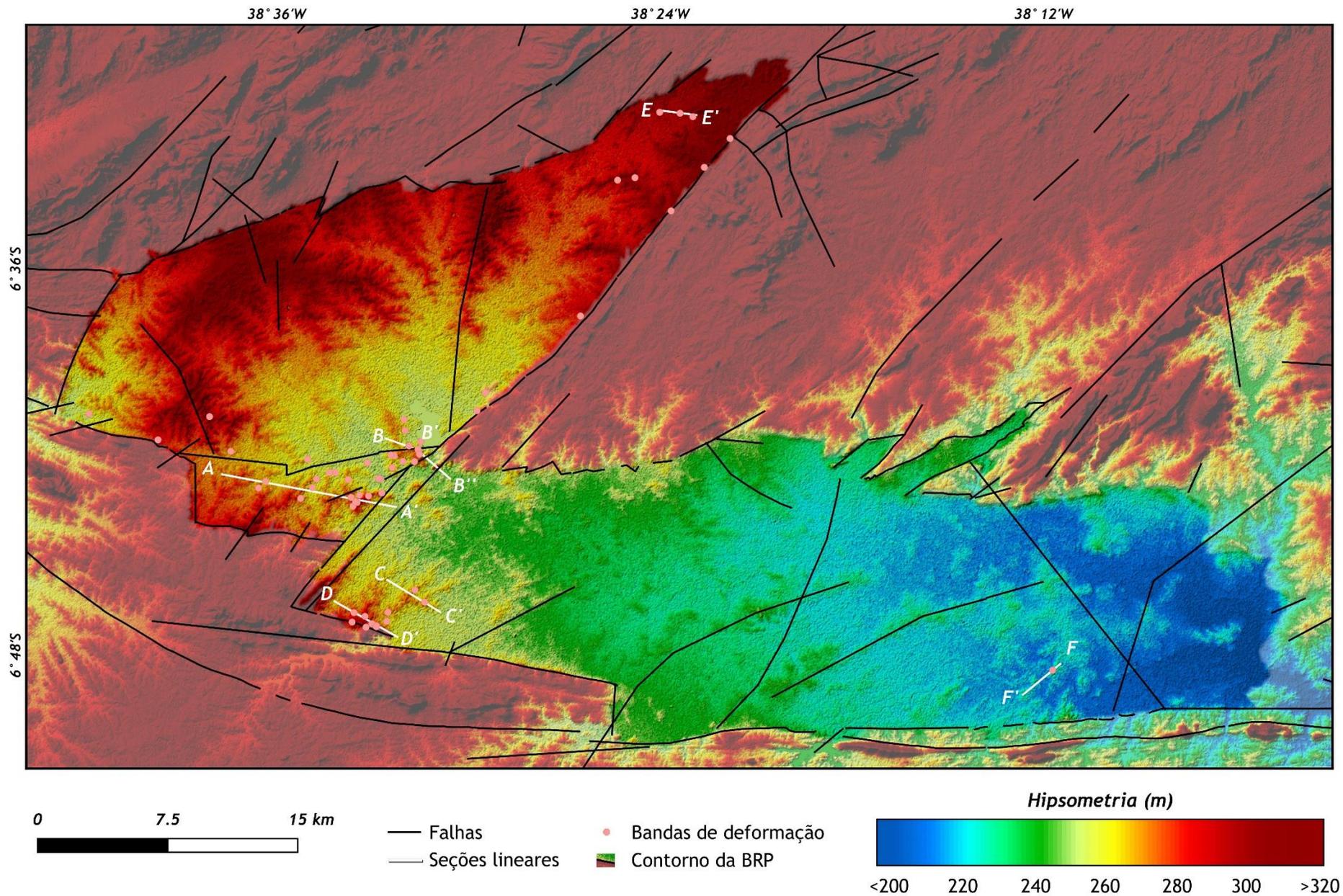
Embora os sistemas de falhas dominantes do contexto da BRP sejam NE-SW e E-W, o comportamento da área ganha complexidade à medida que se aproxima da região oeste de Portalegre, onde os lineamentos apresentam direções ENE-WSW até NW-SE, afetando também a BRP, especialmente o Alto de Santa Helena; nessa região, a transição entre o embasamento e a BRP é mais sutil, onde a mancha do embasamento adentra essa porção da bacia.

Em síntese, a densidade de lineamentos positivos varia entre as categorias muito baixa e média (Figura 19). Observa-se que as principais manchas de lineamentos na BRP estão atendendo a pelo menos um dos seguintes critérios: (i) proximidade dos sistemas de falhas Portalegre e Malta; (ii) presença de BDs; e (iii) presença de arenitos resistentes que sustentam relevos residuais.

O aspecto geral do relevo da BRP é de uma superfície sedimentar plana a suave ondulada e é afetada tanto por processos denudacionais quanto agradacionais, apesar de ter sido previamente considerada como unidade predominantemente agradacional (COSTA *et al.*, 2020). Pelo tratamento realizado na imagem ALOS (Figura 20), associado às visitas de campo, foi possível identificar a existência de três superfícies de erosão, marcadas nas colorações avermelhada (>305 m – 275 m), amarelada (274 m – 250 m) e verde (245 m – 225 m). Nas duas primeiras superfícies há maior ondulação do terreno, especialmente na transição entre o embasamento e a BRP, nas proximidades dos sistemas de falhas e na borda flexural da sub-bacia de Brejo das Freiras. Já os trechos da ALOS que estão nas cores azul claro e azul escuro correspondem aos principais setores agradacionais, casando com os depósitos quaternários (MEDEIROS *et al.*, 2008) e os cursos fluviais.

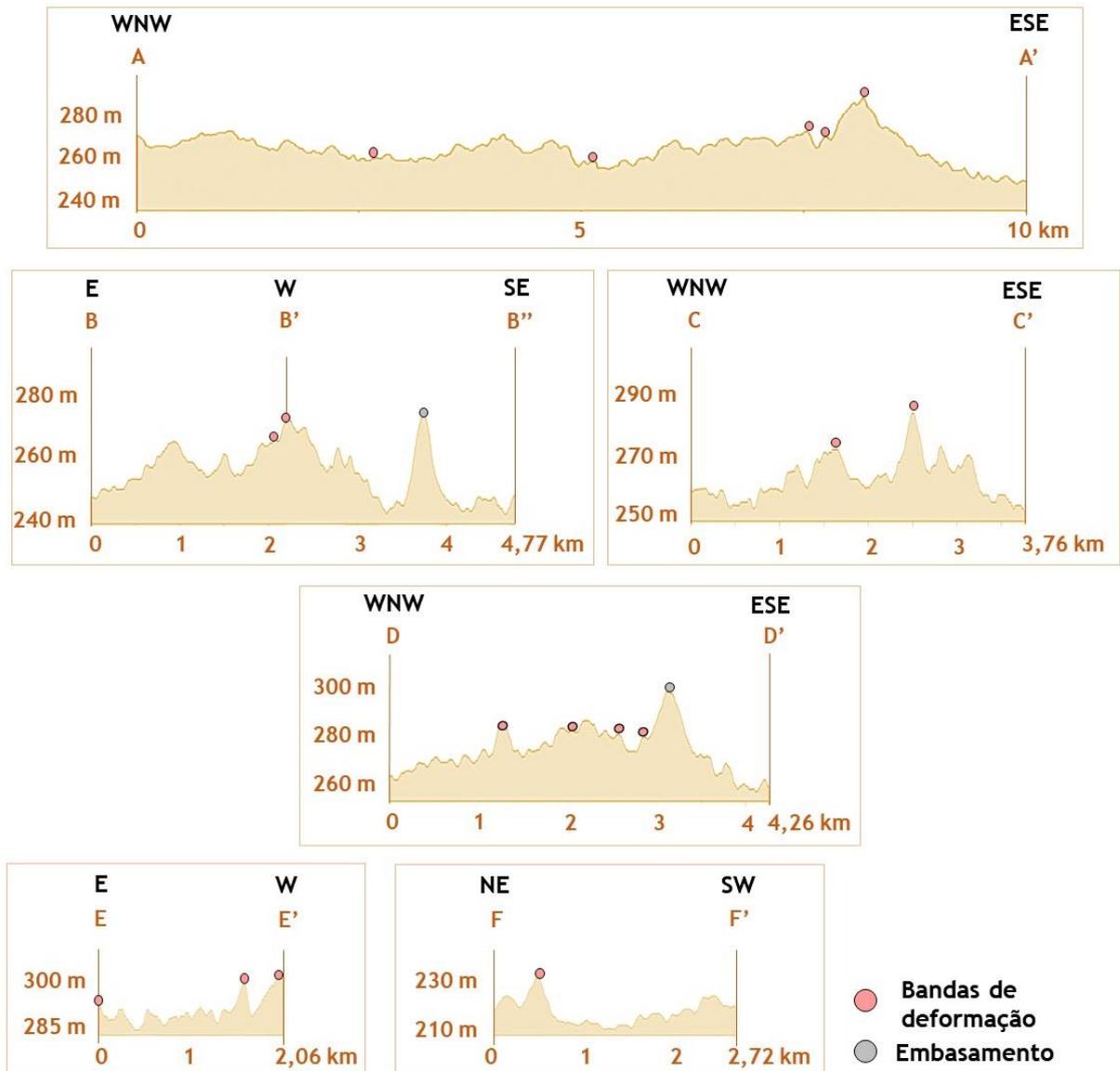
Entre as sub-bacias observadas, foi possível notar uma maior densidade de lineamentos positivos na sub-bacia de Brejo das Freiras. Na porção sul de Brejo das Freiras, especialmente no Alto de Santa Helena, nota-se um alinhamento mais expressivo das cristas, que se encontram em direção predominante NE-SW e que seus direcionamentos coincidem com as manchas de densidade alta que estão posicionadas no embasamento.

Figura 20 – Hipsometria e localização das seções lineares realizadas na BRP.



Fonte: Elaborado pela autora.

Figura 21 – Perfis topográficos na BRP (mostrados na figura 20) relacionando ocorrência de BDs e altitude.



Fonte: Elaborados pela autora.

Como pode ser visto na Figura 20, nem todas as regiões mais elevadas da BRP apresentam BDs, como é o caso da borda flexural da sub-bacia de Brejo das Freiras, contudo conclui-se que as regiões que possuem essas estruturas estão posicionadas como altos topográficos. Nos seis perfis realizados nas principais ocorrências de BDs, em geral, as maiores altimetrias encontradas são coincidentes com as BDs (Figura 21), com exceção de duas seções (B'-B''; D-D'), as quais possuem afloramentos do embasamento. Vale destacar que as ocorrências de bandas de deformação apresentadas nos mapas não correspondem a todas, mas à parte mais expressiva delas, identificadas nos trabalhos de campo e nos trabalhos de Pontes *et al.* (2019), Nicchio *et al.* (2018) e Araújo *et al.* (2018).

Entre as sub-bacias de Brejo das Freiras e Sousa, observa-se que seus limites coincidem com a confluência da Falha Portalegre com outras falhas; essa região é dotada de cristas NE-SW e BDs, que apresentam maior variação topográfica em relação ao entorno quase imediato (20 m a 30 m). Os lineamentos positivos de maior comprimento, dentro da BRP, são encontrados nessa área, os quais coincidem com uma série de afloramentos da Formação Antenor Navarro que apresentam BDs nas regiões próximas do contato das falhas. O topo desses afloramentos é, predominantemente, de arenitos grossos cortados por BDs do tipo *single* ou *cluster*; as porções que apresentam maior intensidade de deformação apresentam cristas de até 295 m, como pode ser observado na seção A-A' e no trecho B-B'.

Na porção central da sub-bacia de Sousa, há baixa densidade de lineamentos positivos e sua repercussão topográfica é de formas mais suaves com baixa variação (diferença de 40 m em uma linha reta de 25 km). Contudo, a região possui suas feições positivas com direções NE-SW e NW-SE, cujos relevos destoam do entorno entre 10 m e 30 m, especialmente nas porções mais elevadas, que apresentam afloramentos que evidenciam bandas de deformação, região marcada pela Formação Rio Piranhas (Figura 21, seção F-F'). Apesar de haver uma influência dos sistemas de falhas orientados E-W na sub-bacia de Sousa, é possível perceber que os lineamentos positivos encontrados na sub-bacia de Sousa não são concordantes com o sistema de falhas Malta, mas com as falhas NE-SW que cortam a região.

Analisando as rosetas de comparação entre o embasamento e a BRP, conclui-se que há semelhanças e discordâncias entre as direções apresentadas. Enquanto o embasamento apresenta feições com direções predominantes NE-SW e E-W, a Bacia Rio do Peixe possui predominância de uma delas, que é a NE-SW, o que atesta a importância dos sistemas de falhas Portalegre e de falhamentos secundários no condicionamento do relevo em escala regional. Além disso, a predominância de lineamentos NE-SW também indica a reativação das falhas em contexto pós-Brasiliano nos arenitos, o que fica perceptível nas regiões mais próximas dos núcleos de deformação que apresentam estruturas do tipo *single* ou *cluster*.

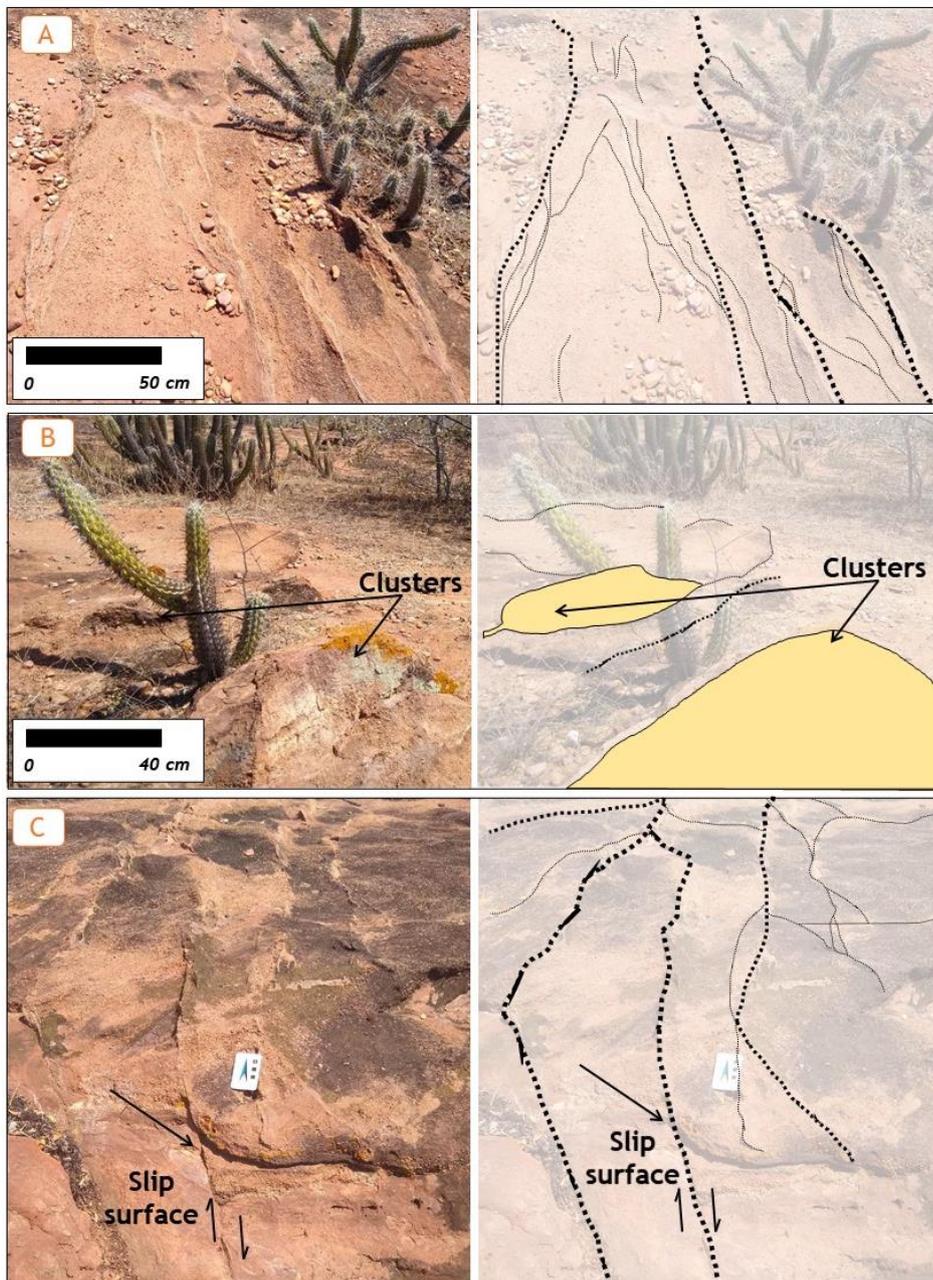
Em termos de relação entre fraturamento, litologia e relevo, é possível observar que, além do controle exercido pelas falhas, há uma relativa coincidência entre as porções dos complexos Caicó e Jaguaretama e o posicionamento da BRP, visto que são os terrenos mais rebaixados (com exceção das porções próximas aos sistemas de falhas, que estão como altos topográficos), diferindo-se das regiões com ortognaisses e granitoides, que são as mais íngremes do recorte analisado. Outro fato diz respeito à baixa densidade de feições positivas nos locais que individualizam as bacias de Icozinho (extremo oeste da área de estudos) e Pombal (leste do polígono).

6 ANÁLISE DAS BANDAS DE DEFORMAÇÃO NA BRP

6.1 Influência das BDs no intemperismo dos arenitos da BRP

Na BRP, as BDs ocorrem em arenitos conglomeráticos de extensão métrica, os quais respondem no relevo na forma de “nervuras” (Figura 22).

Figura 22 – Comportamento e principais ocorrências de BDs (linhas tracejadas pretas). A – Bandas de deformação do tipo *singles*; B – Bandas de deformação formando *clusters*; C – Detalhe de um plano estriado, caracterizando uma *slip surface*.



Fonte: Ana Beatriz da Silva Barbosa (2019). A espessura das linhas tracejadas indica o porte dessas estruturas.

Essas estruturas podem apresentar espessura milimétrica a centimétrica, ocorrendo de forma isolada (*singles*) (Figura 22A), ou em aglomerados (*clusters*), configurando-se como enclaves de maior resistência (Figura 22B). Com o avanço da deformação, esse aglomerado de bandas pode evoluir para uma *slip surface* (Figura 22C).

Em zonas não afetadas pela deformação, os arenitos têm suas estratificações sedimentares preservadas (Figura 23A) e apresentam uma estratificação sedimentar com ciclos de granocrescência descendente. Essa variação responde de forma diferenciada ao intemperismo: os estratos mais argilosos apresentam mais solubilidade em água do que os arenosos, além de serem mais sensíveis ao fraturamento, fazendo com que os primeiros sejam recuados em relação aos segundos. As porções em que há o afloramento das fácies argilosas estão no relevo como baixos topográficos, enquanto as fácies arenosas respondem positivamente no relevo.

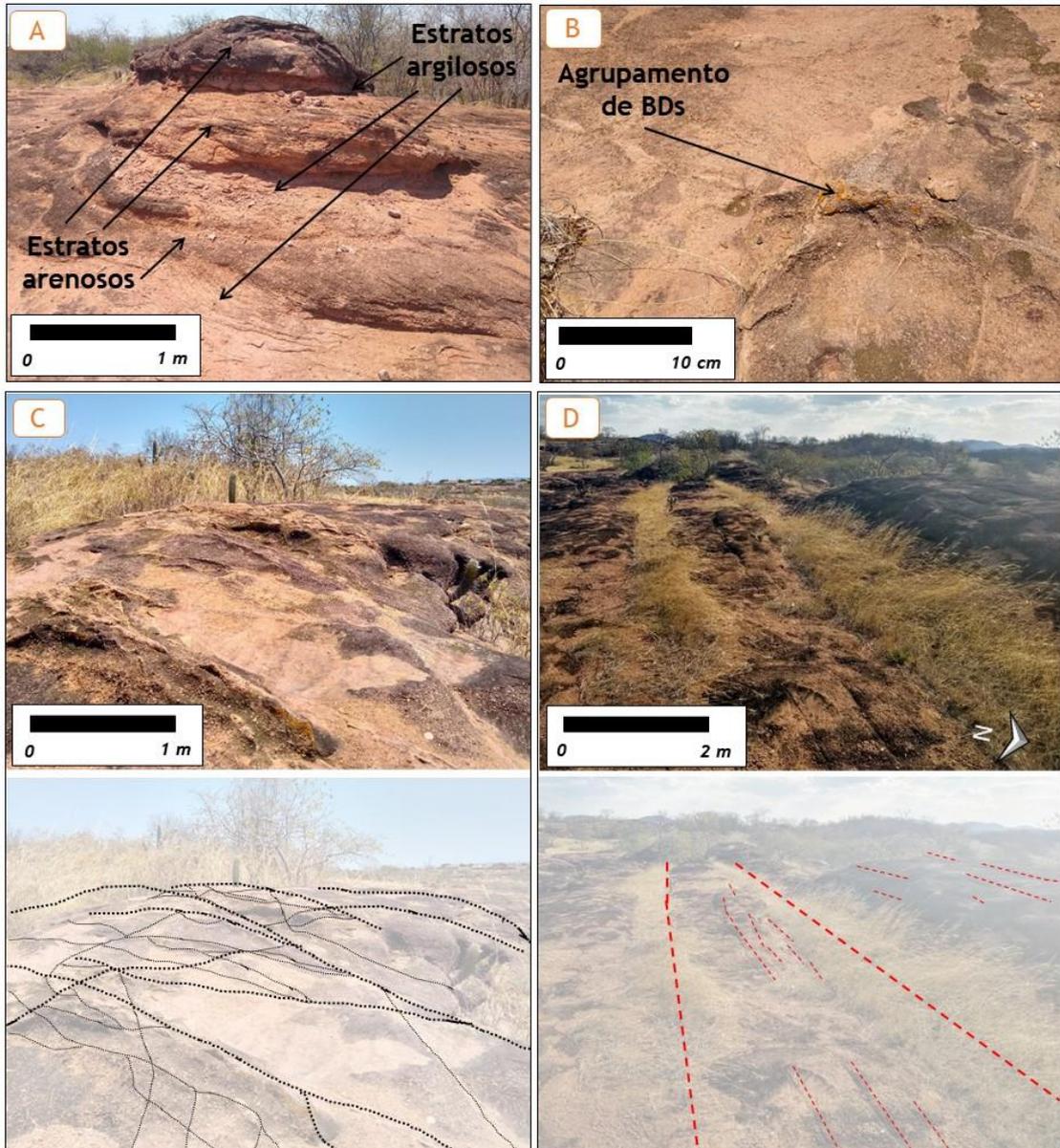
Por outro lado, nas rochas afetadas por deformação, foi constatado que a presença de BDs e, especialmente, a interceptação delas, forma as zonas de relevo mais proeminentes na região. Enquanto as estruturas *singles*, formadas no início da deformação, respondem de forma mais tímida nos afloramentos visitados (Figura 23B), no aglomerado de bandas (*cluster*), é possível notar a formação de grandes nódulos de resistência (Figura 23C).

Já as porções fraturadas são as mais afetadas pelo intemperismo: como a deformação diminuiu a resistência desses trechos, o desgaste é intensificado ao longo das fraturas, sendo pontos de partida para o alargamento desses baixos topográficos. Nessas áreas, é possível notar a presença de cobertura pedogenética (Figura 23D).

Em escala de afloramento, os estratos argilosos apresentam corredores de fraturas de direção NE-SW. As porções do embasamento em que há o afloramento das fácies argilosas estão no relevo como baixos topográficos, enquanto as fácies arenosas concentram as mais expressivas altitudes na área.

A variação topográfica dos afloramentos compostos por fácies arenosa, em comparação com fácies argilosa, varia entre 5 e 15 m; tal amplitude é similar ao comparar os arenitos deformados por estruturas do tipo *singles* (Figura 23B) com as zonas de *clusters* (Figura 23C). Ao analisar essa estratificação na zona deformada, a atividade das falhas nesse afloramento está impressa em corredores de fraturas de direção NE-SW que, nesse caso, atingem tanto as argilas quanto os estratos arenosos mais finos (Figura 23D).

Figura 23 – Aspectos geomorfológicos da deformação na BRP. A – Resistência diferencial dos sedimentos em uma região não deformada. B – Agrupamento de bandas em uma zona de dano simples. C – Associação de bandas de deformação em uma complexa zona de dano. D – Corredor de fratura em uma zona de dano complexa.



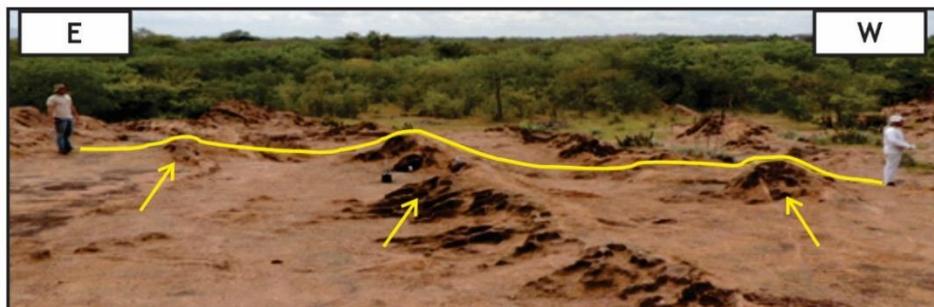
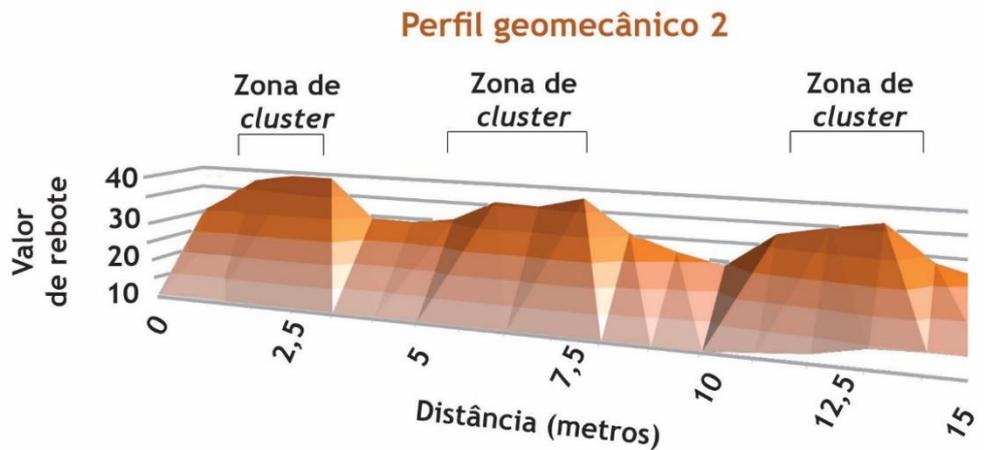
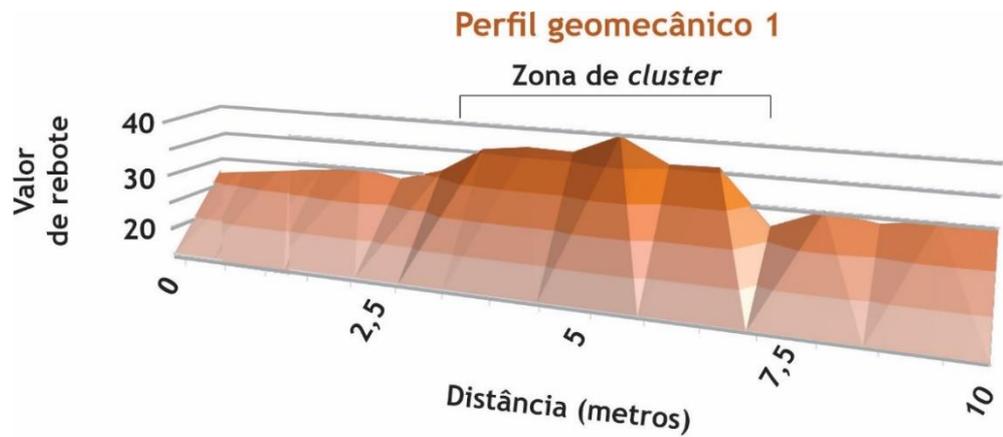
Fonte: Ana Beatriz da Silva Barbosa (2019). As linhas tracejadas pretas indicam as BDs principais, enquanto as linhas tracejadas vermelhas ilustram grandes fraturas no corredor. A espessura das linhas tracejadas indica o tamanho dessas estruturas.

6.2 Influência das BDs na resistência dos arenitos da BRP

Os resultados das 36 análises de resistência com Martelo de Schmidt realizadas em um dos afloramentos visitados indicam que as zonas que apresentam relevo positivo apresentam valores de rebote (VR) superior às zonas ao seu entorno. Enquanto o perfil 1 (Figura 24A) foi

realizado com 10 m de comprimento e 16 análises, o perfil 2 (Figura 24B) possui 15 m e 20 medidas de resistência.

Figura 24 – Perfis lineares e valores de rebote (VR) do Martelo de Schmidt.

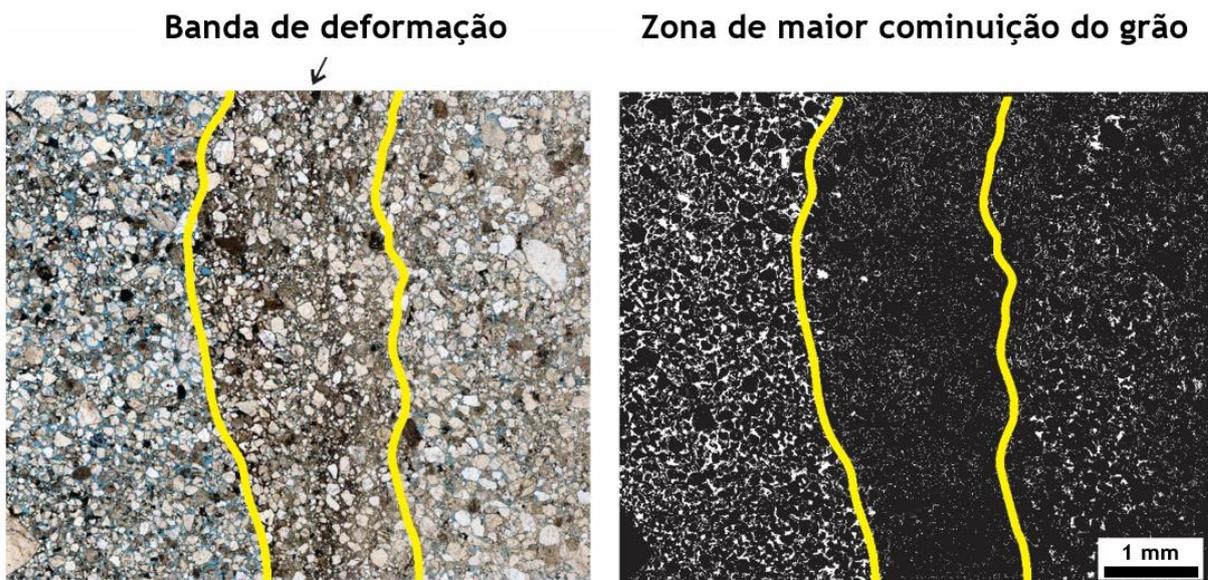


Fonte: Elaborado por Cayo César Cortez Pontes e Ana Beatriz da Silva Barbosa (2020).

Ambos os perfis possuem $VR > 35$ majoritariamente para as zonas de *cluster* nos afloramentos mais expressivos da seção linear B-B' (Figura 21), enquanto o entorno dos clusters possui $VR = 25$. Nota-se, portanto, um comportamento descontínuo nos trechos mais deformados: o relevo responde positivamente como nódulos dentro do próprio afloramento, correspondendo às áreas de deformação mais complexa. Esses dados evidenciam o comportamento heterogêneo das áreas de acordo com os níveis de deformação, ou seja, para além da existência de BDs como um critério para a existência dos altos marcados nos lineamentos positivos de relevo, os trechos mais deformados possuem maiores valores de resistência.

Analisando a variação da resistência em escala microscópica, a seção delgada (Figura 25) indica uma correlação entre BDs e a zona com valores de porosidade reduzida. A zona que circunda a BD apresenta porosidade = 9,45%, indicando maior quantidade de espaços vazios e de grãos maiores, mal selecionados e mais arredondados, com textura e estrutura similares ao arenito não deformado. No setor de maior cominuição do grão, com porosidade = 3,8%, observa-se que das extremidades para o centro há uma redução da porosidade, onde a porção marcada com seta na Figura 25 está com um material mais triturado, com grãos menores e uma matriz mais fina.

Figura 25 – Redução da porosidade devido à BD. A – Banda de deformação em escala microscópica (poros em azul); B – Imagem binarizada da Figura A com os grãos em preto e os poros em branco.



Fonte: Elaborado por Cayo César Cortez Pontes (2019).

6.3 Controle litoestrutural sobre o relevo

Os dados encontrados neste trabalho mostram que a área possui regiões específicas que atestam um controle da estrutura sobre o relevo. Enfocando mais especificamente na região mais deformada da BRP, percebe-se um padrão marcado por superfícies de erosão, rompido especialmente nas porções onde há o prolongamento da falha Portalegre em meio sedimentar e sua confluência com a Falha Malta. Essas regiões de maior deformação apresentam cristas com direção geral NE-SW e uma densidade expressiva de bandas de deformação com direções NE-SW e E-W, o que corrobora para uma variação, entre essas regiões e as mais dissecadas, no contexto da BRP, de até 60 m.

As observações dos afloramentos visitados e as análises de Araújo *et al.* (2020) permitiram notar que há uma forte relação entre a zona de dano das falhas, as ocorrências de BDs, a redução de porosidade e as feições positivas de relevo. Ao analisar o comportamento e a densidade das BDs, bem como os altos topográficos, é possível identificar a presença de três principais zonas: o protólito (*protolith*), a zona de dano externa (*outer zone*) e a zona de dano interna (*inner zone*) (Tabela 4).

Tabela 4 – Relação entre as zonas deformadas da BRP, densidade de BDs e comportamento do relevo.

Zonas	Protólito	Zona de dano externa	Zona de dano interna
Há BDS?	Não	Sim	Sim
Quais estruturas podem ser vistas?	–	<i>Singles.</i>	<i>Singles e clusters</i> , podendo ter interceptação de <i>clusters</i> .
Como varia a densidade de BDs?	–	2 BDs a cada 3 m até 10 BDs a cada 1 m.	50 BDs a cada 2 m até 50 BDs a cada 25 cm.
Qual o principal aspecto morfológico?	Região plana.	Região plana.	Região acidentada.
		Rochas aflorantes.	Trechos positivos nas zonas de interceptação de <i>clusters</i> .
	Ocorrência de solos rasos.	Ocorrências de solos rasos.	Pontuais ocorrências de solos rasos.

Fonte: Elaborado pela autora.

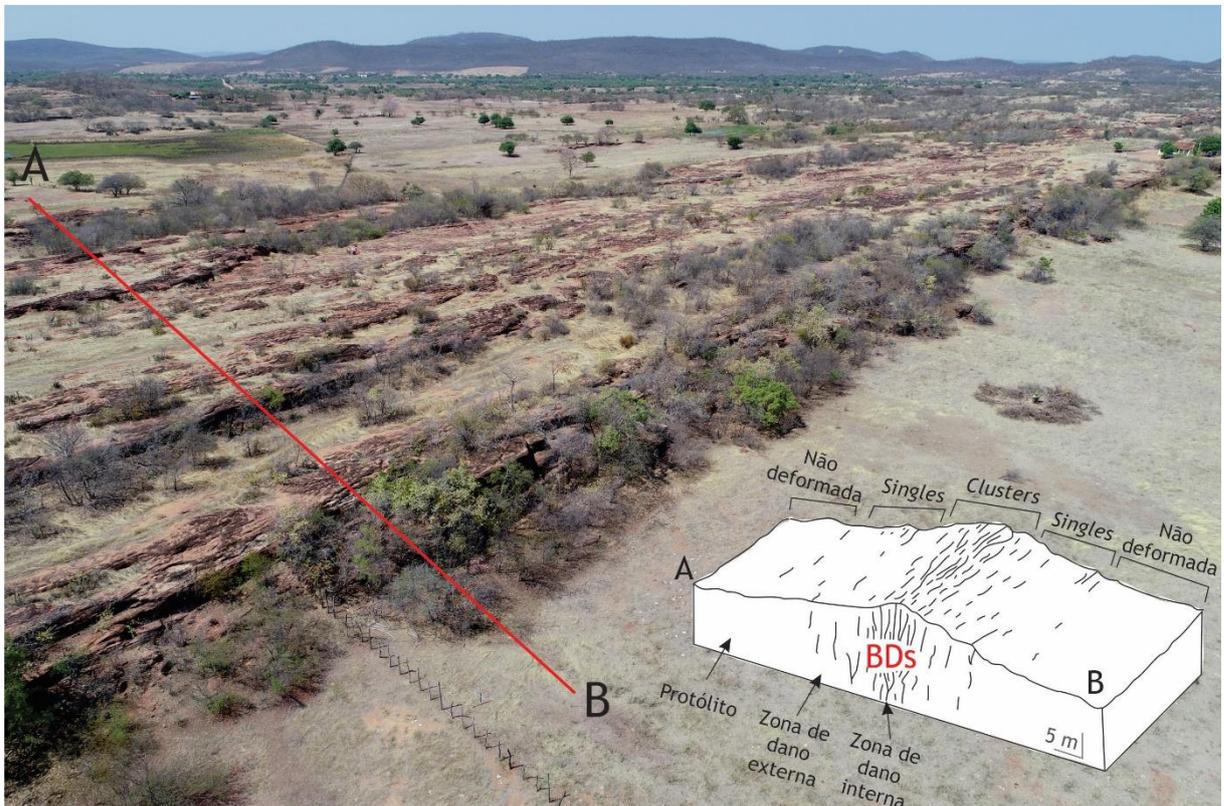
Enquanto o protólito está presente na região não deformada e com alta porosidade, estando associada às porções mais planas e rebaixadas, a zona de dano externa já apresenta um padrão de transição para um aspecto mais acidentado, com a presença de estruturas do tipo *single*, implicando na redução da porosidade do arenito e na formação de escarpas que limitam a região deformada em relação ao protólito. Com o aumento da complexidade da deformação, as estruturas do tipo *cluster* começam a aparecer gradativamente até chegar ao núcleo da falha, onde estão mais concentradas e a porosidade está consideravelmente baixa; esse domínio, zona de dano interna, corresponde aos pontos mais elevados dos afloramentos.

Nos locais analisados, a variação de topografia oscila entre 3 metros – nas zonas de deformação simples, onde há *singles* e afloramentos do tipo *nubbin* ou *boulders*, os quais não foram identificados por sensoriamento remoto, mas pelos trabalhos de campo – para 20 m e 30 m – nos casos em que há deformação mais complexa, decorrente da interceptação dos principais sistemas de falhas e da grande concentração de *clusters*).

Os trechos mais expressivos, em termos de deformação e relevo, foram identificados nos lineamentos positivos das zonas deformadas da BRP. Nessas regiões, traçando uma linha entre o núcleo da falha e o protólito, nota-se a seguinte dinâmica: as cristas correspondem à zona mais deformada e, à medida que se afasta da deformação, o acamamento sedimentar fica mais visível, as bandas reduzem drasticamente e a topografia fica mais rebaixada e plana, favorecendo a presença de coberturas eluviais (Figura 26). Nas zonas mais deformadas (*inner zone*), há cerca de três a cinco patamares, onde cada um deles apresenta uma variação de 5 a 10 m de extensão, enquanto nas porções mais afastadas há entre dois e três patamares onde há uma média de extensão de 50 m. Dependendo das particularidades de cada afloramento, esse comportamento do relevo se prolonga por 120 m a 240 m do núcleo da falha.

A depender da morfologia da crista, essas três zonas podem ser distribuídas em um relevo com comportamento escalonado ou abrupto entre as regiões mais ou menos deformadas; em outros casos, há uma estrutura de pequena *cuesta*, com *front* mais abrupto e reverso suave. Para uma análise mais detalhada da influência da deformação no relevo da BRP, foram escolhidos dois afloramentos bastante expressivos no mapa hipsométrico, denominados AF-1 e AF-2, os quais serão melhor descritos nos tópicos 6.3.1 e 6.3.2.

Figura 26 – Bloco diagrama ilustrando o comportamento geomorfológico dos arenitos de acordo com o grau de deformação com base nas classificações de Underhill e Woodcock (1987), Faulkner *et al.* (2010) e Araújo *et al.* (2018). A área apresentada é um trecho do afloramento AF-2.



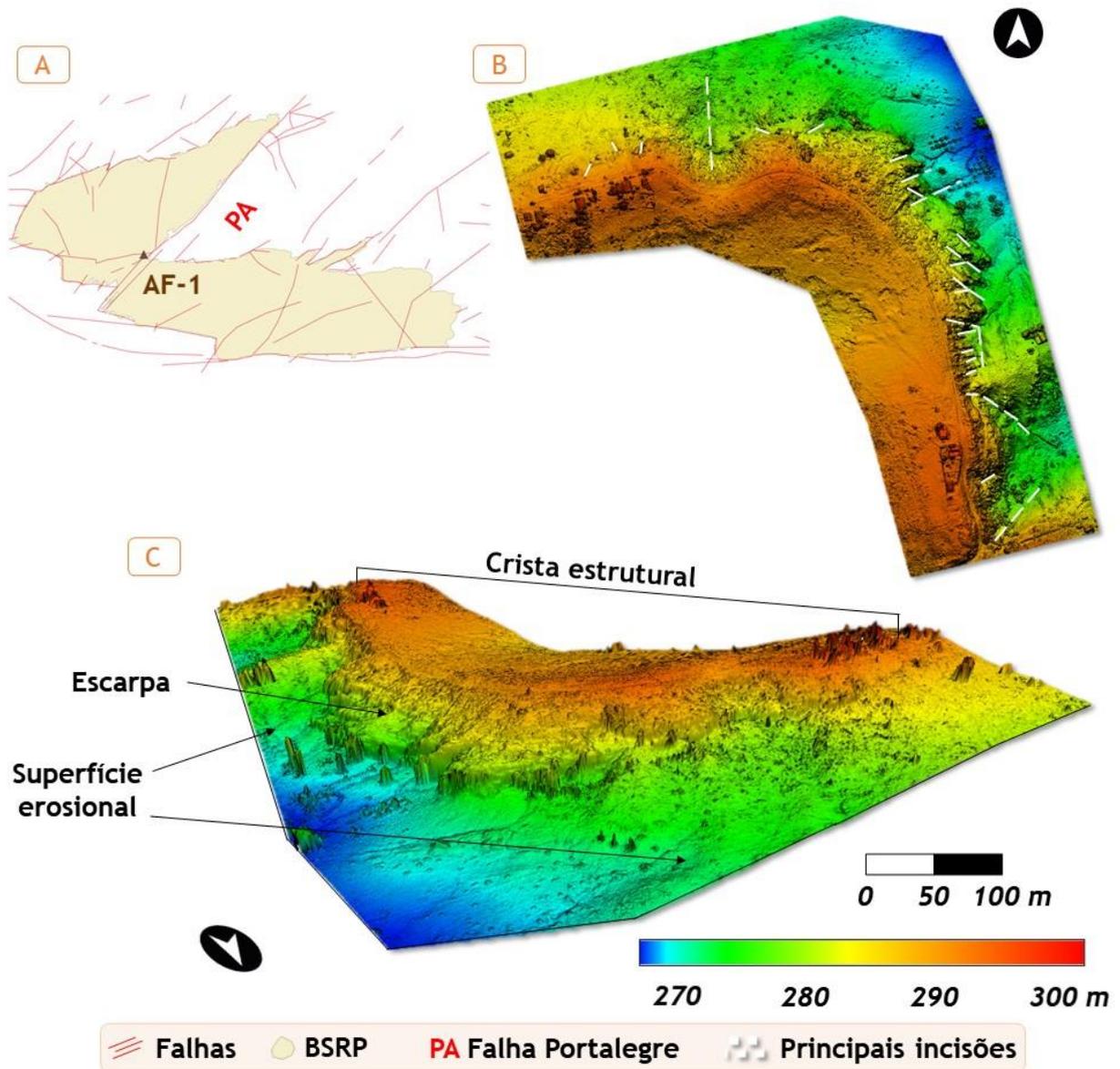
Fonte: Elaborado por Rúbson Pinheiro Maia (2020).

6.3.1 AF-1

O afloramento AF-1 está próximo da falha mestra Portalegre e de outras falhas secundárias, sendo uma das cristas mais expressivas dentro da sub-bacia de Brejo das Freiras, onde a amplitude topográfica entre o entorno imediato e a crista é de 28 metros (Figura 27C). Ela corresponde à elevação mais expressiva da seção B-B'-B'' e faz parte de um bloco arenítico mais resistente e que se encontra próximo ao contato com o embasamento.

A crista tem, inicialmente, orientação ENE-WSW e muda para a direção NNW-SSE (Figura 27A), diferindo-se do comportamento geral das cristas na BRP, cuja orientação principal é NE-SW, e se comporta como uma escarpa abrupta para NE e rampa com caimento suave para SW. As regiões de entalhe mais profundo correspondem às fraturas que cortam a crista e correspondem aos primeiros pontos de partida de entalhe da drenagem (Figura 27B).

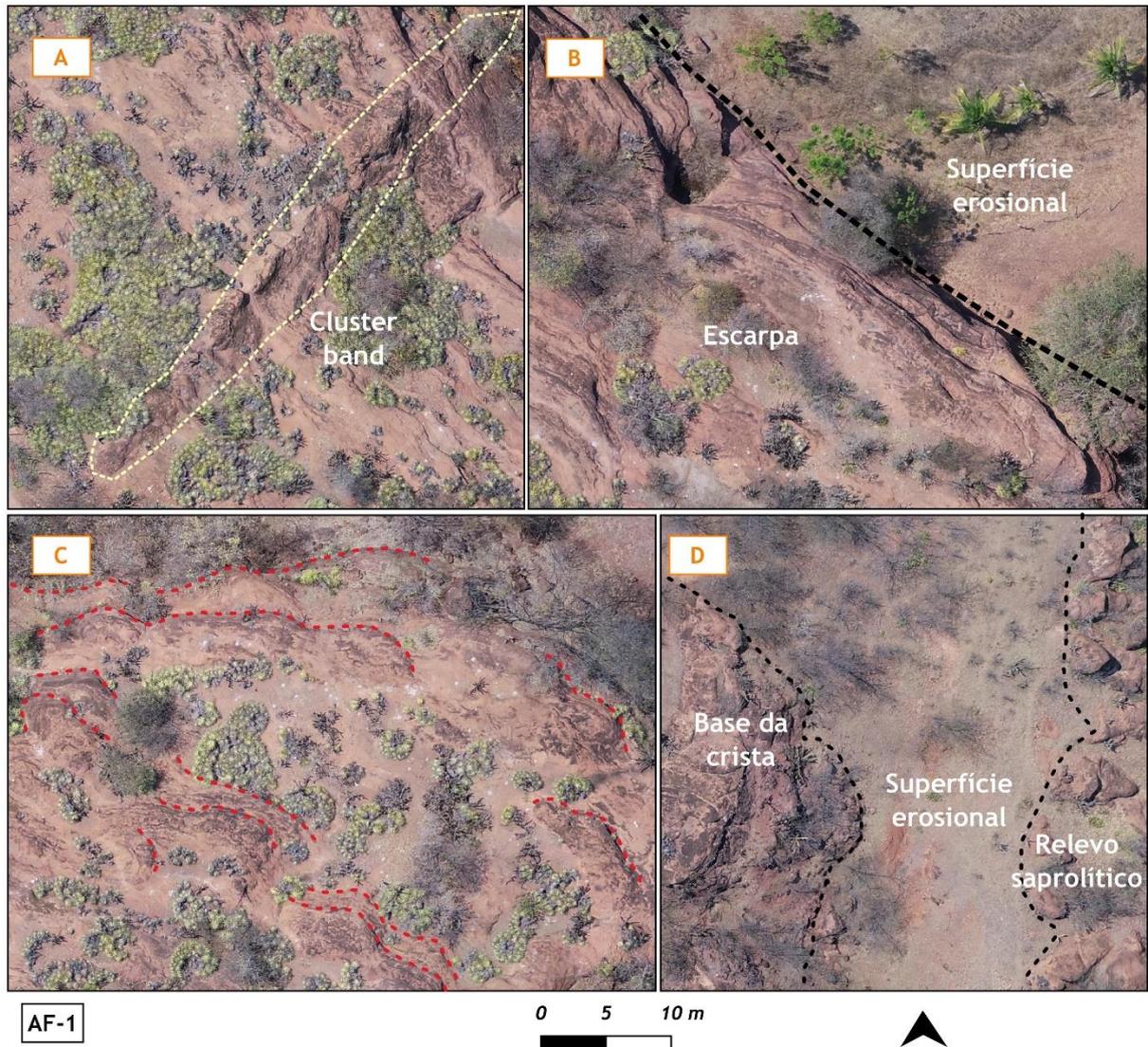
Figura 27 – AF-1. A – Localização do afloramento em relação à BRP; B – Visão vertical de AF-1, com ênfase em hipsometria e principais incisões; C – Visão oblíqua de AF-1, destacando elevação e principais morfologias.



Fonte: Elaborado pela autora.

AF-1 apresenta acamamento sedimentar bem marcado, em que os estratos argilosos estão recebendo vegetação, enquanto os arenosos estão aflorantes e saltando como leves feições positivas de relevo (Figura 28A). Essa resistência desigual pode ser vista no comportamento da escarpa (Figura 28B), ora avançando, ora recuando, com degraus sutis no cotovelo da crista, ponto mais abrupto (Figura 28C).

Figura 28 – Principais morfologias do afloramento AF-1. A – Ocorrência de cluster na escarpa; B – Visão da escarpa e da superfície de erosão (limite marcado em linha tracejada preta); C – Comportamento do acamamento sedimentar do arenito (linhas tracejadas vermelhas), com ocorrência de vegetação no estrato argiloso; D – Relevo saprolítico na superfície de erosão no entorno imediato a nordeste de AF-1.



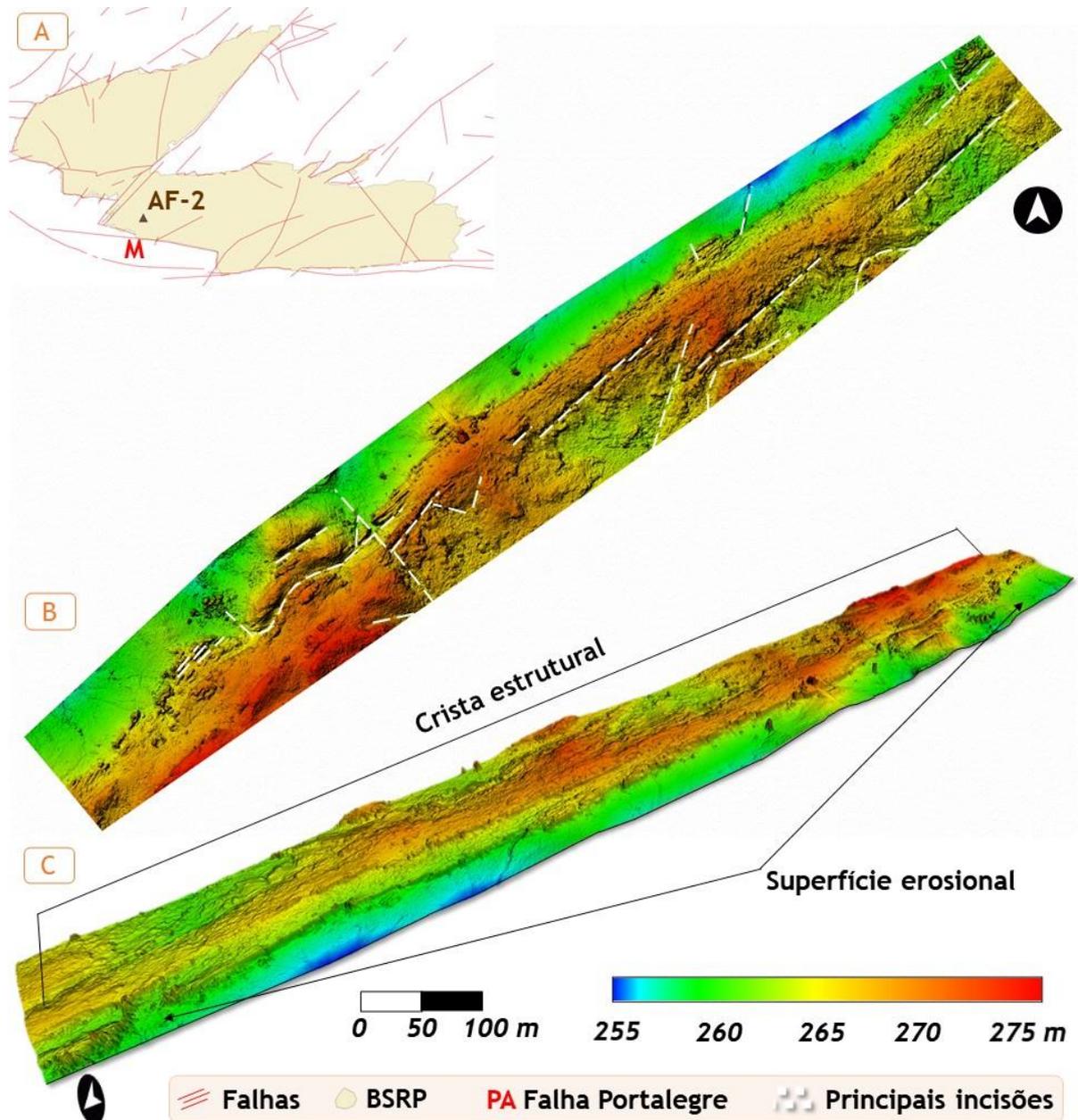
Fonte: Elaborado pela autora.

Na vertente mais abrupta, há trechos com resistência mais destacada: esses enclaves mais resistentes se devem às ocorrências de *clusters* com espessura máxima de 1,481 m (Figura 28A). O entorno imediato dessa crista é composto por um relevo plano com pontuais casos de afloramentos rochosos (Figura 28D). Em termos de ordem de resistência, em AF-1, a ordem, da maior para a menor, será dada por: *clusters*, estratos arenosos e estratos argilosos.

6.3.2 AF-2

O afloramento AF-2 corresponde à ocorrência mais pronunciada que se encontra na seção C-C' (Figura 21), cuja amplitude topográfica em relação ao entorno imediato é de 20 m, em média (Figura 29). Está localizado no extremo sudoeste da sub-bacia de Sousa (Figura 29A) e é caracterizado por uma crista de orientação NE-SW, a qual se encontra próxima ao contato com a Falha Malta e o embasamento.

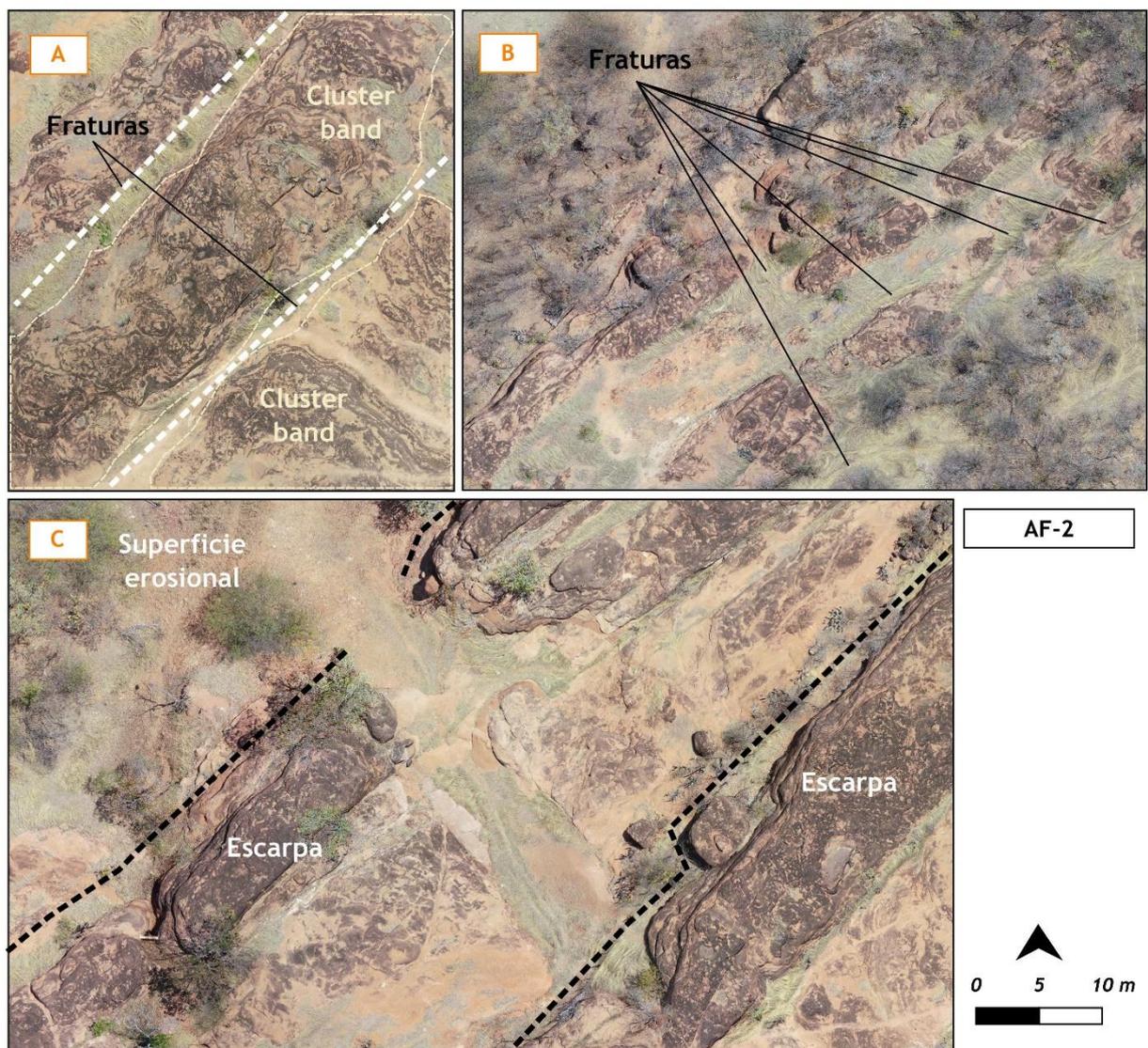
Figura 29 – AF-2. A – Localização do afloramento em relação à BRP; B – Visão vertical de AF-2, com ênfase em hipsometria e principais incisões; C – Visão oblíqua de AF-2, destacando elevação e principais morfologias.



Fonte: Elaborado pela autora.

Essa região é marcada por associações de bandas de deformação, as quais correspondem aos domos mais elevados da crista. Além dessas estruturas, a crista apresenta corredores de fraturas e falhas (incluindo aquelas com brechas), cuja repercussão no relevo se demonstra nas regiões de entalhe mais profundo (Figura 30C), com direções NE-SW, NNE-SSW e, em menor expressividade, NW-SE.

Figura 30 – Principais morfologias no afloramento AF-2. A – Ocorrência de *clusters* na porção mais deformada do afloramento; B – Relevo saprolítico e fraturas na superfície de erosão na região nordeste de AF-2; C – Visão de escarpas abruptas (linhas tracejadas pretas) e superfície erosional, com ênfase para a principal incisão no afloramento



Fonte: Elaborado pela autora.

Na zona deformada, percebe-se que há uma intercalação de fraturas e associações de bandas de deformação (Figura 30A). À medida que a deformação perde intensidade, o relevo

vai gradativamente sendo rebaixado, como se percebe na porção sudeste da crista, onde há variação suave, de 5,5 m de altitude em uma distância média de 70 m; já a região noroeste apresenta uma amplitude média de 10 m de altitude em uma distância de 70 m. Diferentemente de AF-1, essa crista apresenta um comportamento mais disruptivo, com escapas mais bem pronunciadas. O entorno imediato apresenta uma superfície aplainada rompida por pontuais ocorrências de relevos saprolíticos com ocorrências mais expressivas de fraturas (Figura 30B).

Vale ressaltar que, apesar da proximidade da falha Malta (E-W), as estruturas e a crista são de direção predominante NE-SW, o que demonstra o papel desse *trend* na conformação estrutural do relevo da região.

7 DISCUSSÃO

7.1 Análise dos lineamentos positivos de relevo: feições de deformação rúptil?

O estudo da influência estrutural no relevo comumente utiliza lineamentos, feições mapeáveis, retilíneas ou levemente curvas que identificam os setores de maior ou menor resistência na crosta, com base na configuração estrutural das foliações, juntas ou fraturas, falhas e dobras (O'LEARY *et al.*, 1976; JORDAN; SCHOTT, 2005). Lineamentos são bons produtos para análise de descontinuidades de uma área em termos de sensoriamento remoto, já que nem sempre existem riqueza de informações geológicas sobre afloramentos (MELO; ROSSETTI, 2015); além disso, baixos e altos topográficos podem ser representados por lineamentos (JACQUES *et al.*, 2010; MAIA; BEZERRA, 2014).

Sabe-se que há uma relação intrínseca com os lineamentos estruturais identificados e a existência de zonas de falha, pois falhamentos podem originar zonas fraturadas como respostas à tensão rúptil, sendo identificadas por sensoriamento remoto (VENEZIANI, 1987; MAIA; BEZERRA, 2014; FOSSEN, 2017). Esses traços podem favorecer a caracterização morfoestrutural do relevo estudado e possibilitar a identificação de eventos tectônicos antigos e recentes (CORRÊA; FONSECA, 2010).

Na área de estudo, a utilização da imagem ALOS PALSAR RTC colorida e sombreada em oito testes de iluminação apresentou resultado positivo neste trabalho, uma vez que a complexidade estrutural a qual se encontra a BRP e entorno necessitava de uma análise mais fiel à realidade, apresentando o *trend* NE-SW como dominante. Além disso, o uso da imagem de radar se deu pela ausência de influência de elementos humanos na imagem, como é comum ocorrer em imagens de satélite; esse mesmo aspecto foi citado em trabalhos anteriores (JACQUES *et al.*, 2010; MELO; ROSSETTI, 2015; ANDRADES FILHO; ROSSETTI, 2012).

Para o entendimento do relevo da BRP, os lineamentos foram extraídos considerando apenas as feições positivas. Sabendo que os lineamentos negativos são a expressão rúptil das principais direções de fraturamento, é comum deduzir que a maior densidade de lineamentos positivos traz o sentido contrário, ou seja, denuncia os enclaves de maior resistência (lineamentos dúcteis) e as principais direções às quais as feições estão submetidas (AMARO, 1998; BOURNE; TWIDALE, 2007). Além disso, o comprimento dos lineamentos positivos possibilita a relação deles com os principais altos topográficos que, neste caso, são marcados por cristas estruturais e maciços cristalinos, formas de relevo em que há um

controle estrutural denunciado pela continuidade das feições lineares. Já os lineamentos negativos mais longos exprimem as mais profundas dissecações e geralmente estão próximos dos altos topográficos, enquanto as linhas mais curtas costumam estar nas regiões mais baixas e de intenso arrasamento do relevo; nesses casos, as altas densidades de lineamentos negativos curtos indicam a grande quantidade de planos de fraqueza nas rochas, o que facilita a ação do intemperismo.

A diferenciação entre os regimes dúctil e rúptil reside no comportamento da rocha frente à deformação: enquanto o primeiro está relacionado a um comportamento mais elástico do material rochoso, o segundo é a marca da deformação na crosta superior e, portanto, em profundidades menores (FOSSSEN, 2017). Considerando que parcela significativa do nordeste setentrional brasileiro apresenta rochas cristalinas, que estavam em subsuperfície há milhões de anos atrás (ARTHAUD, 2007), representando, assim, zonas que estavam sob regime dúctil, as zonas de falha foram reativadas em vários níveis crustais, acarretando deformações nos campos dúctil e rúptil, processos potenciais para a formação de lineamentos estruturais (MAIA; BEZERRA, 2014).

As bandas de deformação, estruturas existentes em zonas de deformação rúptil em rochas sedimentares porosas, afetam o transporte de fluidos, como águas subterrâneas e petróleo, bem como as propriedades mecânicas das rochas, aspectos que podem dificultar a ação do intemperismo, uma vez que apresentam elevada resistência e baixas porosidade e permeabilidade (FOSSSEN *et al.*, 2007; FOSSSEN; BALE, 2007; PONTES *et al.*, 2019). Portanto, apesar da resposta topográfica das bandas de deformação na BRP ser positiva, podendo inicialmente ser encarada como lineamento dúctil, o processo deformacional que a justifica ocorreu em baixas profundidades (1,5 km e 3 km), indicando a reativação das zonas de cisalhamento existentes em regime rúptil.

Na área de estudo, a influência do *trend* NE-SW encontrado nos lineamentos positivos pode responder pelo comportamento dos altos do embasamento que estão modelados em rochas proterozoicas e brasilianas. Contudo, a existência de lineamentos de mesma direção dentro da BRP também denuncia a influência dessa direção em episódios geológicos mais recentes, como os estágios sin-rifte e pós-rifte mencionados por Nogueira *et al.* (2015). A partir dos resultados encontrados, o que se percebe é que, para além da configuração das falhas, que foram originadas em regime rúptil e ocasionaram a deformação da BRP, essas discontinuidades exerceram papel fundamental na conformação de alguns dos altos presentes dentro da bacia, especialmente na região do Alto de Santa Helena, onde há expressividade de cristas NE-SW

que estão próximas à Falha Portalegre, decorrentes do controle estrutural dado pela presença de bandas de deformação (ARAÚJO *et al.*, 2018; PONTES *et al.*, 2019).

Sendo assim, uma vez que a resposta morfológica dessas estruturas é positiva, o método de análise das estruturas rúpteis na BRP por meio dos lineamentos positivos para encontrar os padrões de relevo, e não os negativos, demonstrou ser bastante eficiente. O aspecto direcionado das cristas apareceu como um elemento visível para a identificação de estruturas que nem sempre estão nos dados de sísmica, dadas as limitações de resolução.

O procedimento adotado é inédito e vai de encontro à premissa comumente utilizada, a qual nomeava feições negativas como rúpteis e positivas como dúcteis (STRIEDER; AMARO, 1997; AMARO, 1998; CUNHA, 2004), demonstrando que litologias sedimentares, especialmente as porosas, podem apresentar resposta geomorfológica positiva aos processos de deformação rúptil marcados por zonas de falha com bandas de deformação (*deformation bands faults zone*). Vale destacar que as cristas e os maciços correspondentes ao contexto encaixante da BRP continuam enquadrando-se como lineamentos dúcteis.

7.2 Influência da estrutura e do grau de deformação na resistência diferencial dos arenitos da BRP

A Província Borborema é marcada por terrenos anisotrópicos e zonas de cisalhamento brasileiras capazes de atingir níveis profundos da crosta e que foram reativadas, em regime rúptil, ao longo do Cretáceo e do Cenozoico (DE CASTRO *et al.*, 2007; NOGUEIRA *et al.*, 2015). Esse contexto que subsidiou a formação da BRP: localizada no encontro dos *trends* NE-SW e E-W, a bacia tem sua formação atrelada aos esforços distensivos, que foram responsáveis pelo afinamento crustal, ocasionando a subsidência do bloco a oeste da Zona de Cisalhamento Portalegre e posterior deposição de sedimentos, processo ocorrido em 140 Ma (FRANÇOLIN *et al.*, 1994; NÓBREGA *et al.*, 2005).

A distribuição espacial e a variação temporal do estresse e da deformação são elementos-chave na compreensão da evolução de uma bacia sedimentar (TUNCAY *et al.*, 2000). Na BRP, as regiões de influência mais direta da deformação apresentam topografia mais acidentada e alinhamento coincidente com o *trend* regional, fatos que se explicam pela redução da porosidade dos arenitos afetados pelo regime rúptil possivelmente ocorrido antes da litificação completa da Formação Antenor Navarro, coincidindo com trabalhos anteriores (FRANÇOLIN *et al.*, 1994; ARAÚJO *et al.*, 2018; NICCHIO *et al.*, 2018). Contexto similar

pode ser verificado nos arenitos juro-cretáceos da Bacia do Tucano, onde as bandas de deformação apresentam estrutura interna do tipo S-C, feições identificadas por Nicchio *et al.* (2018); nessa área, os lineamentos evidenciam uma resistência à erosão diferencial e a maior densidade de bandas está ligada à presença de falhas (RODRIGUES; SILVA, 2018).

A porosidade, a quantidade e o tipo de material de ligação, bem como a composição dos grãos, são fatores que respondem diretamente pela resistência à compressão dos arenitos (ROBINSON; WILLIAMS, 1994). A resistência do relevo da BRP está vinculada às alterações estruturais nas propriedades mecânicas dos arenitos deformados, resultantes do processo de endurecimento por deformação, alterando a reologia da rocha e tornando-a mais difícil de ser deformada. Em alguns relevos positivos modelados em arenitos no noroeste da Austrália, Young (1988) constatou que altos valores de resistência à compressão justificariam a sua dificuldade frente à erosão, ainda que esses litotipos apresentassem fraca consolidação (MIGÓN *et al.*, 2017).

A repercussão da deformação nas propriedades mecânicas dos arenitos pode ser entendida a partir dos dados de Resistência à Compressão Uniaxial (UCS), módulo de incompressibilidade e módulo de Young. Arenitos de alta resistência foram atribuídos a valores de UCS entre 20 MPa e 60 MPa, ao passo que os de resistência média possuem valores de UCS entre 6 e 20 MPa (YOUNG; WRAY, 2015). Analisando os valores de UCS na BRP, Pontes *et al.* (2019) identificaram que, nas regiões mais deformadas (52,4 MPa), esses valores são, em média, três vezes maiores do que a zona de dano (16,3 MPa) que, por sua vez, é ainda mais resistente do que a região não deformada (10MPa).

Ao comparar três ambientes, Pontes *et al.* (2019) também concluíram que os módulos de incompressibilidade são inferiores nos arenitos não deformados, aumentando nas regiões entre BDs e sendo superiores nas BDs, ainda que a razão de Poisson seja relativamente baixa nas regiões entre BDs e nas BDs (0,204 a 0,199, respectivamente). Esses valores coincidem com as constatações encontradas nos dois perfis de resistência realizados neste trabalho (Figura 24), cujos valores superiores estão presentes nas zonas de maior deformação, cuja repercussão topográfica desse afloramento é positiva.

A situação apresentada é mais presente nas zonas de influência direta da deformação, que apresentam maior densidade de BDs e, ao se distanciar do núcleo da falha, a frequência e porte das estruturas sofre redução considerável (SCHUELLER *et al.*, 2013); a zona de dano da BRP é de aproximadamente 84 m, contemplando as zonas de dano de primeira e segunda ordens (ARAÚJO *et al.*, 2018).

Com base nessas informações, é possível deduzir que, quanto menor for o distanciamento entre as BDs e a frequência delas, maior será a resistência do arenito à deformação e, conseqüentemente, ao intemperismo (Figura 26). Esse aspecto é evidenciado pelo comportamento gradativo do relevo, onde as regiões mais deformadas são mais elevadas e acidentadas, enquanto as superfícies de erosão são típicas nas áreas não deformadas, cuja variação topográfica é marcada pela presença de escarpas, como se percebe nos afloramentos AF-1 e AF-2.

O papel da estrutura fica evidente nas manchas de densidade alta que estão no embasamento e que adentram a BRP como densidade média, assim como no fato de que dois dos três critérios apresentados para a presença expressiva de lineamentos dizem respeito à estrutura – proximidade dos sistemas de falhas Portalegre e Malta e presença de BDs (Figura 19). Portanto, percebe-se uma clara relação entre lineamentos positivos da BRP, sistemas de falhas e ocorrências de BDs, expressando diretamente nas altimetrias mais expressivas das seções lineares realizadas e denunciando, assim, uma forte influência estrutural nas cristas da BRP.

Os elementos estruturais identificados mostram que a presença de descontinuidades estruturais microscópicas afeta as propriedades mecânicas das rochas, fortalecendo-as e tornando-as mais resistentes ao intemperismo diferencial, o qual é responsável por modelar relevos saprolíticos e cristas estruturais presentes na BRP. Nota-se que elementos microscópicos interferem no contexto morfológico da BRP em termos mais regionais, favorecendo a metodologia utilizada por este trabalho, pautada na aproximação entre o contexto regional, a escala de afloramento e a visão microscópica da rocha.

7.3 Aspectos litológicos: o micro interfere no macro?

No nordeste brasileiro, considerável parcela das áreas sedimentares são oriundas do processo neocomiano de breakup do Pangeia, ocasionando a formação de extensas áreas de riftes que, posteriormente, foram abortados; nessa situação, destacam-se as bacias Potiguar Araripe, Potiguar, Recôncavo, Tucano e Jatobá, bem como as bacias interiores Icó, Iguatu e, em especial, Rio do Peixe (SÉNANT; POPOFF, 1991). Essas áreas foram o ambiente propício para a deposição de sedimentos de origem fluvial a marinho raso e, nos casos das bacias Rio do Peixe e Tucano, há evidências de intervenção tectônica tanto no estágio deposicional como em

momentos antes da diagênese completa (RODRIGUES; SILVA, 2018; FRANÇOLIN *et al.*, 1994).

Ainda que as bacias oriundas da separação da Gondwana tenham sedimentos típicos de ambientes em comum, é importante ressaltar que as repercussões topográficas das regiões são completamente diferentes uma da outra: enquanto o Araripe chega a altimetrias na casa dos 1.000 metros, as superfícies mais elevadas da Bacia Potiguar atingem cerca de 300 m, sobretudo nas porções que sofreram inversão de relevo (MARQUES *et al.*, 2014; NOGUEIRA *et al.*, 2015; PEULVAST; BÉTARD, 2015; BEZERRA *et al.*, 2020), e a BRP apresenta cristas que chegam a 295 m. Esses exemplos demonstram que a genérica diferenciação da litologia, por si só, não é capaz de responder à problemática geomorfológica que se levanta em regiões sedimentares afetadas por processos tectônicos. Sendo assim, fatores estruturais e tectônicos podem trazer respostas a essa diversidade de formas de relevo encontradas em ambientes sedimentares.

As variáveis clima, tectônica e estrutura trazem repercussão na litologia e em seu comportamento perante o intemperismo da BRP e, conseqüentemente, ao relevo, visto que as regiões mais próximas dos falhamentos mais complexos estão apresentando redução da porosidade e maior resistência à erosão; por outro lado, as porções da rocha que não apresentam deformação encontram-se menos coesas e, portanto, mais susceptíveis ao intemperismo. Em arenitos, sabe-se que diferenças estruturais e mineralógicas relativamente sutis podem ter uma influência significativa no intemperismo dessas rochas (WARKE *et al.*, 2006; YOUNG; WRAY, 2015).

Considerando os fatores apontados e os dados encontrados neste trabalho, observa-se que a presença de bandas de deformação apresenta grande influência no condicionamento litoestrutural da BRP. No caso dos arenitos da BRP, a correlação topografia/BDs demonstra que a resistência vai crescendo à medida que a deformação ganha intensidade e a rocha adquire anisotropia. Isso se dá porque as propriedades mecânicas dos arenitos deformados variam de acordo com a densidade das estruturas de deformação (ZAKY, 2017; ARAÚJO *et al.*, 2018; PONTES *et al.*, 2019).

Além disso, a coesão litológica tem impacto direto no intemperismo diferencial dessas áreas, visto que a redução dos espaços vazios da rocha dificulta a infiltração de água e deixa à superfície as faciologias dos minerais que mais apresentarem resistência (UNDERHILL; WOODCOCK, 1987). Esse comportamento fica mais expressivo nas porções dos afloramentos visitados em que há interceptação de estruturas do tipo *cluster*, onde os

valores de porosidade são consideravelmente inferiores ao protólito; já no caso dos corredores de fraturas, observou-se que a presença dessas discontinuidades favoreceu o intemperismo.

A resistência diferencial promovida pelas BDs se deve ao seu mecanismo de deformação presente nas bandas de cisalhamento, pautado no fluxo cataclástico (FOSSSEN *et al.*, 2007) e fazendo delas um elemento importante na conformação de cristas estruturais na BRP. Redes de bandas de deformação de cisalhamento apresentam grandes reduções de permeabilidade em relação ao protólito e são comuns em torno de falhas normais que são ativadas em regime extensional (SAILLET; WIBBERLEY, 2013; BALLAS *et al.*, 2014).

Em bandas cataclásticas, tipo mais comum de BD encontrada na BRP, há uma considerável redução de porosidade nas BDs (PONTES *et al.*, 2019). Com o avanço do processo de catáclase, decorrente do estresse tectônico, os grãos das rochas porosas são reduzidos e o material fino decorrente da trituração passa a acomodar todos os espaços vazios da rocha possíveis, resultando na estruturação de zonas compactadas, deformadas e endurecidas (UNDERHILL; WOODCOCK, 1987; FOSSSEN, 2017; RODRIGUES; SILVA, 2018).

Os valores de rebote adquiridos aqui corroboram com o que foi descrito na área por Pontes *et al.* (2019), onde as regiões mais deformadas pelas falhas modelam grandes nódulos e constituem zonas mais resistentes ao intemperismo. A análise da seção delgada (Figura 25) indica que essa maior resistência se deve ao fato de as BDs gerarem maior compactação (FOSSSEN, 2017), preenchendo os poros e, posteriormente, dificultando o processo de intemperismo.

Os macroporos são o principal tipo de espaço perdido ao longo da deformação, seguidos dos microporos, que reduzem drasticamente (FOWLES; BURLEY, 1994). Esse contexto é possível porque as bandas de deformação são formadas por processos mecânicos que ocasionam a formação de minerais de argila (autigênese), a rotação e a trituração dos grãos, que passam a preencher os poros presentes nos arenitos (FOSSSEN, 2017; ZAKY, 2017), em profundidades superiores a 1 km (FOSSSEN, 2010), formando as bandas cataclásticas. Esse caso específico de banda causa endurecimento por deformação, conferindo às rochas uma maior coesão (AYDIN; JOHNSON, 1978; UNDERHILL; WOODCOCK, 1987; SCHUELLER *et al.*, 2013).

Ao relacionar litologia e relevo na BRP, vale destacar que as ocorrências de BDs coincidem com a presença das formações Rio Piranhas e Antenor Navarro, o que torna possível a correlação entre o tipo de arenito e sua resposta aos processos de deformação dútil. Em geral, arenitos grossos a conglomeráticos costumam apresentar porosidade superiores a 10%, cujo

valor pode ser reduzido se tais regiões forem afetadas por bandas de deformação (FOSSEN; BALE, 2007; FOSSEN, 2017).

Na área de estudo, há uma redução de porosidade de 75% entre os arenitos não deformados e os deformados; olhando mais especificamente, a porosidade cai, de 10% nas regiões não deformadas, para 8% nas áreas de *single bands* e 2,5% nas porções que possuem *cluster bands*, uma vez que a deformação ganha complexidade (PONTES *et al.*, 2019). A seção delgada apresentada também corrobora com essa informação (Figura 25).

Na BRP, a mineralogia não muda tão expressivamente entre os trechos sem e com deformação, mas o diferencial entre as duas áreas é a quantidade de argila, que é inferior no setor mais deformado, ou seja, dentro das zonas de falha, os minerais de argila do arenito deformado estão ausentes ou estão presentes em quantidades significativamente inferiores àquelas no arenito não deformado (MACIEL *et al.*, 2018; NICCHIO *et al.*, 2018). O processo de redução no tamanho dos grãos pelo aumento de intensidade da deformação afeta principalmente os grãos de K-feldspato e plagioclásio, enquanto os grãos de quartzo são menos afetados pelo processo de deformação (ARAÚJO *et al.*, 2018). A deformação nos arenitos da BRP fez com que eles se comportem como uma barreira a quaisquer mudanças químicas de desgaste do feldspato, uma vez que os grãos foram reduzidos por causa do desenvolvimento de cisalhamento, processo possível por causa da proximidade dessas áreas com a zona de falha (NICCHIO *et al.*, 2018).

A demarcação do relevo em protólito, zona de deformação externa e zona de deformação interna apresentada por este trabalho foi pautada na caracterização de uma zona de falha, realizada por Underhill e Woodcock (1987) para demonstrar o comportamento dos grãos. Enquanto o protólito fora marcado por grãos arredondados e alta porosidade, a zona de dano externa possui compactação, quebra de alguns grãos e moderada porosidade, e a zona de dano interna apresenta fraturamento expressivo dos grãos e baixa porosidade.

Essa classificação foi ampliada anteriormente para três áreas deformadas na BRP por Araújo *et al.* (2018), os quais afirmaram que as BDs ocorrem em arenitos com grãos mal selecionados e conglomerados finos, cuja configuração é alterada pelo grau de deformação: inicialmente formam-se zonas cataclásticas de baixa intensidade, onde há pouca organização interna dos grãos e preservação do tamanho original deles; posteriormente, as litologias passam a apresentar planos de cominuição e cisalhamento subparalelo, marcando a zona cataclástica de intensidade moderada.

Esses aspectos tornam possível a aproximação realizada por este trabalho e demonstram como os elementos internos de uma rocha podem ter impacto direto na

conformação do relevo, cujas zonas de deformação mais expressiva foram identificadas em sensoriamento remoto e, em campo observou-se o caráter gradativo do relevo acompanhando o grau de deformação.

7.4 Intemperismo diferencial: clima e tectônica na evolução da BRP

Analisando o comportamento da BRP por uma visão de sobrevoo, pode-se observar uma evolução bastante complexa. O encaixe atual da BRP se dá ao longo de quatro importantes grábens – Icozinho, Brejo das Freiras, Sousa e Pombal –, permitindo deduzir que os estágios erosivos que aconteceram após a deposição da bacia permitiram a individualização da bacia nessas subdivisões, bem como a identificação de uma área mais expressiva outrora ocupada pelas deposições (SILVA, 2009), as quais foram removidas pelos processos erosivos que ocorreram desde o Cretáceo.

Observando as densidades de lineamentos positivos (Figura 19), bem como as litologias dominantes (graníticas ou metaplutônicas), os trechos do embasamento que estão posicionados entre Brejo das Freiras e Icozinho, bem como em Sousa e Pombal, são mais baixos e a resposta topográfica é pequena, quando comparada com outros pontos que circundam a bacia. Especialmente no segundo caso (Sousa e Pombal), essas informações nos permitem presumir que a separação dessas sub-bacias é relativamente recente, visto que o gradiente topográfico entre BRP e embasamento é quase inexpressivo. Além disso, o plutonismo que se encontra entre Sousa e Pombal pertence ao mesmo episódio que originou o granitoide do Maciço do Pereiro, o que poderia significar uma elevada resistência à erosão e uma topografia mais pronunciada caso a exumação desse corpo granítico fosse mais antiga.

A hipótese sugerida se alicerça na análise do próprio encaixe atual da BRP, que se encontra posicionado próximo aos principais sistemas de falhas. A exumação do embasamento ocorreu nos locais onde não haviam discordâncias estruturais consideráveis e foi mais expressiva nas litologias cristalinas menos resistentes, ficando as sequelas do processo erosivo marcadas nas cristas e nos maciços. No caso do Maciço do Pereiro, relevo mais elevado da área estudada, a existência de grábens foi descrita por Gurgel (2012), sendo dois deles – Icozinho e Rio Nazaré – pertencentes às fases extensionais que ocorreram no Cretáceo e preenchidos por sedimentos da Formação Antenor Navarro (MEDEIROS *et al.*, 2008).

Desde o fim do Cretáceo, quando houve a definitiva separação da Gondwana, o relevo da Província Borborema foi afetado por dois eventos de epirogênese (OLIVEIRA, 2008).

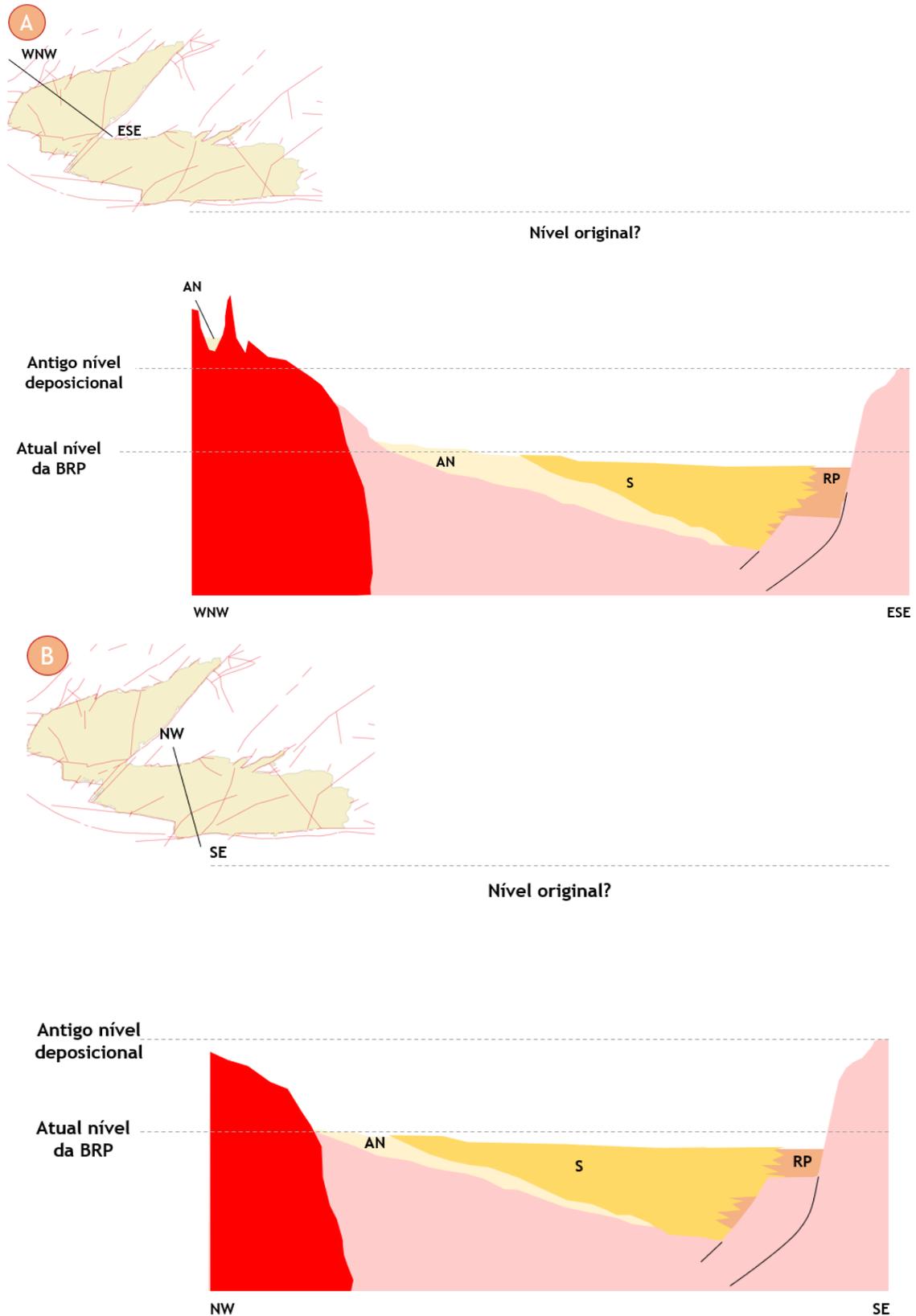
A história termal aponta para um soerguimento inicial da PB entre 100 Ma e 90 Ma, o qual pode responder pelo primeiro pulso de alçamento topográfico na região, afetando, inclusive, o Araripe (MORAIS NETO *et al.*, 2006; MORAIS NETO *et al.*, 2009) e seria o *input* perfeito para a mudança do regime agradacional para erosivo na BRP, embora não se possa descartar a oscilação de eventos eustáticos anteriores.

Tensões horizontais decorrentes da atividade nas cadeias dos Andes e Mesoatlântica ocorreram ao longo do Cenozoico, respondendo por processos de inversão tectônica, as quais afetaram a BRP (NOGUEIRA *et al.*, 2015), o que ocasionou o rebaixamento do nível de base e favoreceu o alçamento do substrato arenítico. Isso pode ser causa da história tectônica recente da Falha Portalegre (NÓBREGA *et al.*, 2005), evidenciada pelo colapso do bloco a Oeste no Terciário (45 Ma), alterando a dinâmica erosional especialmente na sub-bacia de Brejo das Freiras, cuja borda flexural encontra-se mais elevada do que a zona de contato com a falha.

O desequilíbrio do sistema litosfera-manto astenosférico da porção da Província Borborema situada a norte do Lineamento Patos pode ser atribuído aos episódios cenozoicos, como é o caso do magmatismo acompanhado por *underplating* crustal (OLIVEIRA, 2008). Esse soerguimento deve ter ocorrido posteriormente à deposição e consolidação dos sedimentos da Formação Serra dos Martins (idade mínima \approx 20 Ma), levando esses sedimentos para cotas que atualmente oscilam entre 750 m e 920 m e refletindo o soerguimento rápido ocorrido ao fim do Terciário e a subsequente erosão acentuada na área de estudos (NÓBREGA *et al.*, 2005).

A ocorrência dessa cobertura sedimentar em outras localidades pode presumir que a planície fluvial de baixa energia, sistema deposicional caracterizado pela Formação Serra dos Martins, esteve presente em uma área considerável dos estados do Rio Grande do Norte e da Paraíba. Com isso, é provável que cerca de algumas centenas de metros de estratos sedimentares tenham sido erodidos, permitindo, assim, a progressiva exumação das BDs presentes na BRP, a espelho do contexto erosivo que afetou os maciços de Portalegre e Martins (norte da BRP), Teixeira (sudeste da BRP) e Pereiro (oeste da BRP) (OLIVEIRA, 2008; MAIA *et al.*, 2016). No caso do terceiro maciço, onde há dois grábens que foram preenchidos por sedimentos da Formação Antenor Navarro, o soerguimento recente fica comprovado pelo pouco entrincheiramento dos sedimentos da bacia pela drenagem, bem como pela altimetria atual da área dos grábens cretáceos – 400 m (GURGEL, 2012).

Figura 31 – Perfis topográficos da BRP (trechos Icozinho-Brejo das Freiras e Sousa), destacando litologia e possíveis níveis de erosão decorrentes dos dois principais pulsos de soerguimento. Formações: AN – Antenor Navarro; S – Sousa; RP – Rio Piranhas.



Fonte: Elaborado com base nas seções lineares de DE CASTRO *et al.* (2007) e SILVA (2009).

Assim, os sedimentos foram removidos até que o embasamento que hoje circunda a BRP estivesse exposto, deixando apenas os depocentros da bacia como sendo o atual desenho (Figura 31). Vale destacar o fato de que, mesmo a área tendo sido soerguida, e a BRP estar atualmente mais baixa do que o seu entorno, isso não confere à bacia um comportamento de ambiente agradacional em sua totalidade (exceto no caso da sub-bacia de Sousa, onde há quantidade considerável de depósitos cenozoicos).

Todavia, a existência dos depósitos quaternários parece também indicar que a região recentemente vivenciou um aumento no nível de base, o que diminuiu o potencial erosivo da Bacia Hidrográfica do Rio Piranhas, outrora mais agressivo, e permitiu a sedimentação justamente onde atualmente estão os cursos fluviais. Essa associação pode ser verificada nas sub-bacias de Icozinho, Brejo das Freiras, Sousa e Pombal.

Os contextos apresentados são indispensáveis para a ação do intemperismo, pois é o processo que tem influência nos passos subsequentes de modelagem das morfologias: uma vez que as estruturas geológicas possuem resistências diferenciadas, bem como *inputs* tectônicos, haverá diferentes respostas nas formas de relevo (LUIPIA-PALMIERI, 2004). Contudo, apesar dos aspectos estruturais e litológicos serem fundamentais para a configuração do substrato rochoso, o clima, por meio da presença de água no sistema, exerce o trabalho de desgaste, formação do solo (BIGARELLA, 2007) e consequente exumação das morfologias, caracterizando as grandes zonas de saprólito (LAUFENBERG; BREMER, 2003). Esse desgaste em subsuperfície, ocorrido tanto no manto de alteração quanto na porção mais superficial do perfil, caracteriza o Duplo Aplainamento, intercalado com o Aplainamento por Mudanças Climáticas, componentes cruciais para a modelagem (MILLOT, 1977; MILLOT, 1983; SALGADO, 2007).

Processos químicos que afetam os arenitos em superfície ou em subsuperfície podem responder pela variedade de formas de relevo (ROBINSON; WILLIAMS, 1994). O comportamento geomorfológico da BRP varia entre ocorrências de cristas – onde a deformação é mais expressiva – e afloramentos – em zonas de deformação simples –, os quais têm o substrato rochoso bastante exposto e modelam as formas saprolíticas. Em estágios de maior umidade, a presença da água nas rochas pode ser facilitada pelo grau de porosidade, facilitando a alteração química e o aprofundamento vertical da camada pedogenética; contudo, esse contexto é rompido na transição para uma fase com menor ou nenhuma pluviosidade, quando o material alterado é removido e as sequelas do processo dissecativo são os detritos decorrentes do intemperismo químico nas regiões tropicais submetidas a um contexto mais úmido (MILLOT, 1977; MILLOT, 1983; VITTE, 2005; THOMAS, 2011). Em trabalhos realizados na

Grã-Bretanha, notou-se que arenitos saturados com água podem ter sua resistência reduzida em 30%, ou até mesmo 60% (ROBINSON; WILLIAMS, 1994), o que pode facilitar o desgaste de arenitos com resistência média – UCS 6 a 20 MPa (YOUNG; WRAY, 2015), onde se encaixam os arenitos não deformados e os da zona de dano da BRP (PONTES *et al.*, 2019).

Em regiões sem mudanças climáticas radicais, de clima semiárido e com o regime de chuvas concentrado, como é o caso do nordeste brasileiro, o incipiente manto de alteração formado é levado pelos processos de erosão laminar, uma vez que as formações vegetacionais são arbustivas e herbáceas. Apesar disso, a Região Nordeste esteve exposta a períodos sutilmente mais úmidos durante o Cenozoico (MELO; MAREGNO, 2008), o que já é suficiente para a intensificação dos processos erosivos, especialmente na transição de regime úmido para seco.

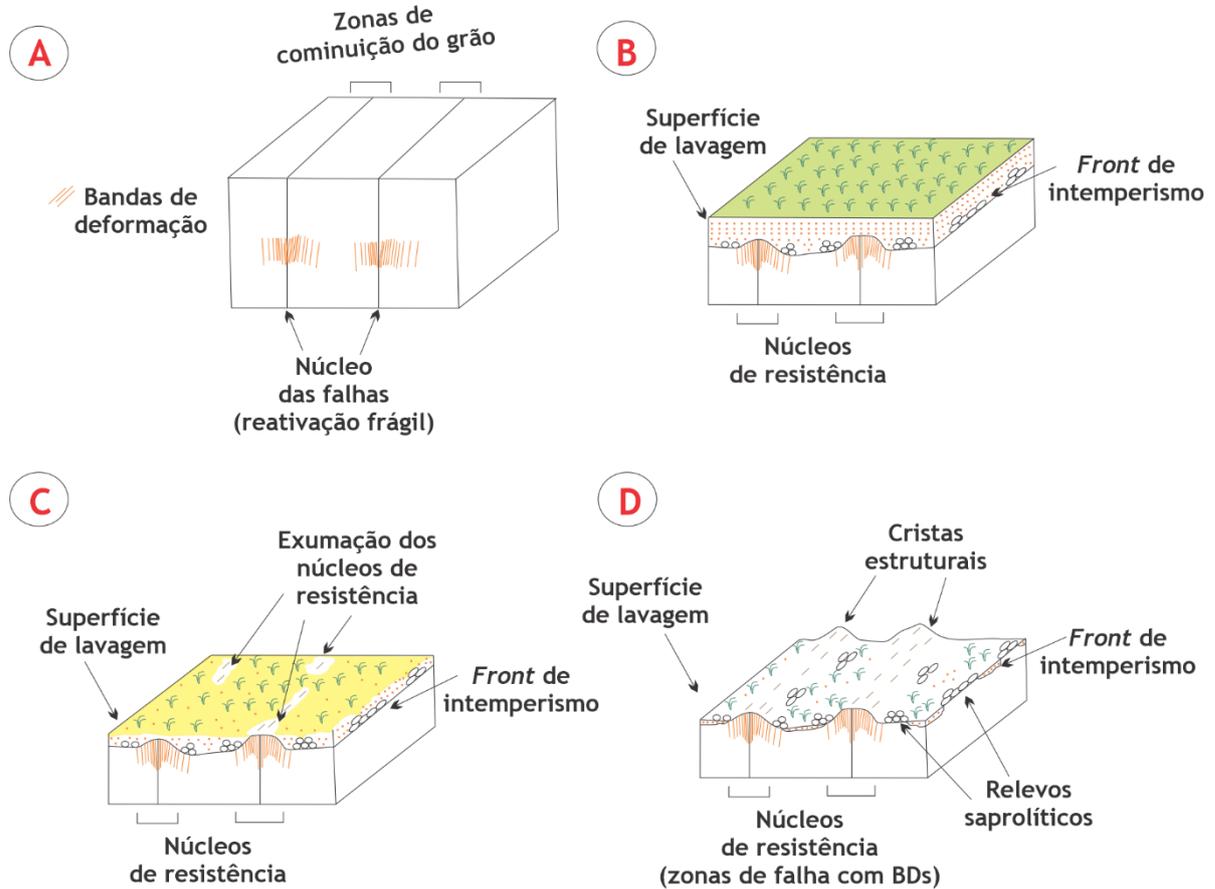
A rocha inicialmente alterada perde sua resistência à compressão e à tração, dando maior espaço para uma ação intempérica mais agressiva (YOUNG; WRAY, 2015). As rochas exumadas pela lavagem e posterior remoção da incipiente pedogênese são submetidas a um novo processo de alterações geoquímicas. Tal dinâmica parece caber na dinâmica geomorfológica da área de estudo, com exceção dos extremos climáticos (*El Niño*, *La Niña*, VCAN mais intensos ou enfraquecimento dos ventos alísios), os quais podem alterar o grau dos processos denudacionais descritos, uma vez que as condições climáticas pretéritas eram similares às atuais em regiões próximas à BRP (GURGEL, 2012). A isso, soma-se os efeitos dos ciclos de obliquidade e a variação do eixo da Terra, incidindo nas oscilações de temperatura e nos níveis eustáticos.

Nesse contexto, as porções com maior coesão litológica na área de estudo, ou seja, aquelas que apresentam BDs, são exumadas à superfície como cristas estruturais ou afloramentos que se constituem enquanto altos topográficos sendo os mais visíveis notáveis em sensoriamento remoto. Rochas expostas à superfície dificultam o intemperismo, visto que dificultam a concentração de água (BREMER, 1993), processo reforçado quando existem nódulos com porosidade reduzida, como é o caso dos *clusters* de BDs presentes na BRP.

O modelo de exumação das BDs pode ser aludido ao processo similar de exposição episódica dos *inselbergs* e de outros relevos que também se enquadram como saprolíticos (Figura 32); contudo, dado o contexto particular da BRP, os enclaves de resistência coincidem com as zonas de falhas, ao contrário das massas rochosas cristalinas que são controladas pelo fraturamento, cuja densidade responde pelas porções mais baixas (TWIDALE, 2001). O grau de resistência da rocha, no caso analisado, é fortemente influenciado pela distribuição e densidade das bandas de deformação, trazendo impacto direto na conformação das cristas

estruturais presentes, uma vez que essas regiões de maior resistência estão situadas nas zonas deformadas e apresentam BDs.

Figura 32 – Modelo evolutivo de exumação das BDs na BRP.



Fonte: Elaborado pela autora.

Portanto, a reativação das falhas presentes na área, durante o Cretáceo, foi fundamental para a estruturação das bandas de deformação nos arenitos, as quais correspondem às zonas de maior cominuição dos grãos (Figura 32A). Essas bandas foram originadas em baixa profundidade, sendo exumadas com os processos denudacionais, subsidiados pelo intemperismo químico (Figura 32B), favorecendo a formação de cobertura pedogenética. Além disso, há que se destacar que a mudança nos teores de umidade, especialmente nas transições Pleistoceno/Holoceno e ao fim do Holoceno Médio permitiram as transições entre regimes mais úmidos e mais secos, o que intensificou ainda mais a degradação da BRP e deixou apenas os remanescentes de uma bacia de abrangência consideravelmente maior do que a atual.

Contudo, os episódios de soerguimento apresentados anteriormente rebaixaram o nível de base da área, induzindo a dissecação das porções menos resistentes e individualizando as superfícies de maior resistência, sendo propiciadas pela formação de solos e pela degradação

dos arenitos, os quais, com o passar do tempo, facilitaram a exposição desses nódulos de resistência à superfície (Figura 32C). Uma vez estruturadas, essas regiões mais resistentes à erosão foram cada vez mais destacadas no relevo até atingirem a configuração atual (Figura 32D). Recentemente, o aumento do nível de base favoreceu a deposição de sedimentos nos trechos mais rebaixados da BRP, os quais foram deixados pelos atuais cursos fluviais.

Dessa forma, conclui-se que a configuração geomorfológica da BRP e entorno é resultante da combinação dos fatores climáticos (oscilação entre períodos chuvosos e secos), tectônicos (pulsos de soerguimento e ajuste dos blocos), litológicos (porosidade, permeabilidade e resistência) e estruturais (presença e densidade de BDs). As cristas estruturais e relevos saprolíticos presentes na área deformada da BRP representam a exumação das zonas de dano das falhas brasilianas reativadas durante a formação e consolidação das bacias interiores cretáceas do nordeste brasileiro.

8 CONCLUSÕES

Este trabalho analisou a influência das bandas de deformação na resistência ao intemperismo diferencial de bacias sedimentares afetadas por deformação, tendo como estudo de caso a Bacia Rio do Peixe (BRP), nordeste do Brasil. O procedimento metodológico adotou três níveis de análise dos fenômenos – contexto regional, escala de afloramento e a visão microscópica da rocha –, os quais permitiram observar uma relação entre os elementos microscópicos identificados e sua resposta no contexto morfológico da BRP em termos mais regionais. Analisando os efeitos da estrutura, da tectônica, da litologia e do clima nas zonas de falhas com bandas de deformação na BRP, foi possível obter as conclusões a seguir.

Os lineamentos positivos de relevo do embasamento apresentam uma direção principal (NE-SW) e uma secundária (E-W), enquanto a BRP é dominada por uma direção principal (NE-SW) e duas secundárias (E-W e, em menor expressividade, NW-SE). Esses dados mostram que BRP está localizada na confluência dos principais *trends* de deformação brasileira (NE-SW e E-W), cujas discontinuidades de mesma direção foram reativadas em episódios geológicos mais recentes, como a separação do Pangeia e os estágios sin-rifte e pós-rifte que foram estudados por trabalhos anteriores (SÉNANT; POPOFF, 1991; FRANÇOLIN *et al.*, 1994; NOGUEIRA *et al.*, 2015 e outros).

Analisando os lineamentos, as litologias e as principais falhas, conclui-se que o comportamento do embasamento adjacente à BRP tem implicação direta e indireta no formato atual do encaixe da bacia. Os ortognaisses correspondem às áreas de densidades média a muito alta e maiores comprimento de lineamentos, compreendendo cristas bastante expressivas na porção norte, diferentemente dos granitoides, cuja densidade de lineamentos só é mais expressiva nas localidades próximas a falhas, enquanto grande parte da área granítica possui as menores densidades e comprimentos de feições positivas. Já o embasamento metamórfico tem sua densidade oscilando entre média e alta, tendo suas direções como sendo as que mais coincidem com as falhas regionais.

Além disso, os dados de lineamentos positivos evidenciaram a predominância da direção NE-SW nas feições de relevo no embasamento e na BRP, a qual se deve à influência da falha Portalegre. Na BRP, a extração manual de lineamentos positivos se demonstrou eficaz na identificação de padrões de cristas decorrentes da influência das BDs, expressões de deformação dútil, procedimento que contradiz à clássica relação entre deformação dútil e lineamentos negativos. A correlação entre lineamentos positivos e ocorrências de BDs

permitiram concluir que nem todas as regiões elevadas na BRP se devem à presença de BDs, mas as ocorrências de BDs conferem ao relevo uma resistência ao intemperismo diferencial.

Os altos topográficos, nos perfis analisados, estão diretamente ligados às ocorrências de BDs, as quais estão localizadas próximas aos principais sistemas de falhas da região (falhas Portalegre e Malta). A confluência dessas falhas deu, ao relevo, as condições necessárias para apresentar a mais pronunciada densidade de estruturas positivas na região da BRP, entre as sub-bacias de Brejo das Freiras e Sousa e em porção significativa do Alto de Santa Helena.

Nas regiões visitadas, há uma relação entre a presença de relevos saprolíticos, cristas e as zonas de falha com bandas de deformação, visto que a redução de porosidade dos arenitos forneceu resistência ao intemperismo químico e permitiu salientar os núcleos maciços. Além disso, os trabalhos de campo também permitiram observar que estratos de um mesmo arenito podem responder de forma diferenciada ao desgaste, sendo os arenosos mais resistentes do que os argilosos, evidenciando que a genérica diferenciação de unidades litológicas, por si só, não é capaz de responder aos diferentes padrões presentes nos afloramentos.

Zonas de deformação mais simples costumam apresentar menor quantidade de BDs, as quais modelam *boulders* e *nubbins*. A variação da deformação fica evidente no padrão do relevo após às cristas, onde as regiões mais elevadas correspondem à forte presença de bandas de deformação na zona de dano das falhas e, com a diminuição da frequência de BDs, o acamamento sedimentar fica mais visível, e a topografia fica mais rebaixada e plana. Os locais mais deformados apresentam variação entre as cristas e o entorno imediato de até 30 metros.

Percebe-se uma relação entre a presença de BDs, o aumento de coesão litológica e o relevo da BRP, o que nos leva a concluir que o tipo de deformação que afetou os arenitos da BRP deu repercussão positiva ao relevo. Essa deformação ocasionou uma alteração nas propriedades mecânicas e foi elemento-chave na resistência ao intemperismo diferencial, modelando cristas estruturais orientadas segundo o *trend* predominante na BRP (NE-SW).

A partir da interação dos elementos estruturais, litológicos, correlacionados com os tectônicos e climáticos, conclui-se que a exumação das cristas é recente. Os dois principais pulsos de soerguimento, aliados com as variações climáticas cenozoicas, foram suficientes para modificar o nível de base e induzir a dissecação da área como um todo e permitir a exposição do embasamento que atualmente circunda a BRP, bem como, posteriormente, a exumação das regiões de maior resistência, as quais se tornaram cada vez mais individualizadas e hoje correspondem aos relevos saprolíticos e cristas estruturais. Portanto, o relevo das BDs aparece como um indicador crucial para a localização de zonas de falhas em arenitos porosos e indica

um controle litoestrutural que fora utilizado ativamente pelo clima como forma de expor as superfícies mais resistentes da BRP, uma das bacias interiores cretáceas do nordeste setentrional brasileiro.

REFERÊNCIAS

- ALVARES, C. A.; STAPE, J. L.; SENTELHAS, P. C.; GONÇALVES, J. L. M.; SPAROVEK, G. V. Köppen's climate classification map for Brazil. **Meteorologische Zeitschrift**, Stuttgart, v. 22, n. 6, p. 711-728, 2013.
- ALVES, F. C.; ROSSETTI, D. F.; VALERIANO, M. M.; ANDRADES FILHO, C. O. Neotectonics in the South American passive margin: Evidence of Late Quaternary uplifting in the northern Paraíba Basin (NE Brazil). **Geomorphology**, Amsterdam, v. 325, p. 1-16, 2019.
- AMARO, V. E. **Análise conjunta de dados geológicos, geofísicos e de sensoriamento remoto do setor extremo nordeste da Província Borborema, nordeste do Brasil, com ênfase nas zonas de cisalhamento dúcteis neoproterozoicas**. Tese (Doutorado em Geociências) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1998.
- ARAÚJO, R. E. B.; BEZERRA, F. H. R.; NOGUEIRA, F. C. C.; BALSAMO, F.; CARVALHO, B. R. B. M.; SOUZA, J. A. B.; SANGLARDE, J. C. D.; DE CASTRO, D. L.; MELO, A. C. C. Basement control on fault formation and deformation band damage zone evolution in the Rio do Peixe Basin, Brazil. **Tectonophysics**, Amsterdam, v. 745, p. 117-131, 2018.
- ARAÚJO NETTO; J. M.; SILVA, F. C. A. da; SÁ, E. F. J. de. Caracterização meso e microscópica de bandas de deformação em arenitos porosos: um exemplo nas tectonossequências Paleozoica, Pré- e Sin-rifte da Bacia do Araripe, Nordeste do Brasil. **Geologia USP, Série Científica**, São Paulo, v.12, n.1, p.3-9, 2012.
- ARTHAUD, M.H. **Evolução neoproterozoica do Grupo Ceará (Domínio Ceará Central, NE Brasil): da sedimentação à colisão continental brasileira**. Tese (Doutorado em Geociências) – Instituto de Geociências da Universidade de Brasília, Brasília, 2007.
- ASEEV, A. A.; BAHEMINA, N. V.; RUBINA, E. A. Russian platform. In: EMBLETON, C. (Ed.). **Geomorphology of Europe**. Londres: Macmillan Education UK, 1983 p. 78-91.
- ASSUMPÇÃO, M. The regional intraplate stress field in South America. **Journal of Geophysical Research**, [S.I.], v. 97, n.B8, p. 11889-11903, 1992.
- AYDIN A. Small faults formed as deformation bands in sandstone. **Pure and Applied Geophysics**, [S.I.], v. 116, p. 913–930, 1978.
- AYDIN, A.; JOHNSON, A.M. Development of faults as zones of deformation bands and as slip surfaces in sandstone. **Pure and Applied Geophysics**, [S.I.], v. 116, p. 931–942, 2008.
- AYDIN, A. BASU, A. The Schmidt hammer in rock material characterization. **Engineering Geology**, [S.I.], v. 81, 2005, p. 1–14.
- BALLAS, G.; SOLIVA, R.; BENEDICTO, A.; SIZUN, J. P. Control of tectonic setting and large-scale faults on the basin-scale distribution of deformation bands in porous sandstone (Provence, France). **Marine and Petroleum Geology**, [S.I.], v. 55, 2014, p. 142-159.

BARBOSA, A. B. S.; MAIA, R. P. Geomorfologia dos maciços costeiros da Região Metropolitana de Fortaleza, Ceará. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, São Paulo, v.19, n.3, p.617-633, 2018.

BEZERRA, F. H.; DE CASTRO, D. L.; MAIA, R. P.; SOUSA, M. O. L.; MOURA-LIMA, E. N.; ROSSETI, D. F.; BERTOTTI, G.; SOUZA, Z. S.; NOGUEIRA, F. C. C. Postrift stress field inversion in the Potiguar Basin, Brazil – Implications for petroleum systems and evolution of the equatorial margin of South America. **Marine and Petroleum Geology**, [S.I.], v. 111, p. 88-104, 2020.

BEZERRA, F. H. R.; ROSSETTI, D. F.; OLIVEIRA, R. G.; MEDEIROS, W. E.; BRITO NEVES, B. B.; BALSAMO, F.; NOGUEIRA, F. C. C.; DANTAS, E. L.; ANDRADES FILHO, C.; GÓES, A. M. Neotectonic reactivation of shear zones and implications for faulting style and geometry in the continental margin of NE Brazil. **Tectonophysics**, Amsterdam, v. 614, p. 78-90, 2014.

BEZERRA, F. H. R.; NASCIMENTO, A. F. do; FERREIRA, J. M.; NOGUEIRA, F. C. C.; FUCK, R.A.; BRITO NEVES, B. B., SOUSA, M. O. L. Review of active faults in the Borborema Province, Intraplate South America – Integration of seismological and paleoseismological data. **Tectonophysics**, Amsterdam, v. 510, p. 269–290, 2011.

BIGARELLA, J.J.; BECKER, R.D.; SANTOS, G.F. dos. **Estrutura e origem das paisagens tropicais e subtropicais**. 2. ed. v. 3. Florianópolis: UFSC, 2007.

BORELLI, L.; PERRI, F.; CRITELLI, S.; GULLÀ, G. Characterization of granitoid and gneissic weathering profiles of the Mucone River basin (Calabria, southern Italy). **Catena**, [S.I.], v. 113, p. 325-340, 2014.

BOURNE, J.; TWIDALE, C. R. **Crustal Structures and Mineral Deposits: E.S.T. O'Driscoll's Contribution to Mineral Exploration**. Austrália: Rosenberg Publishing, 2007.

BRAUN, O. P. G. **Geologia da Bacia do Rio do Peixe, Nordeste do Brasil, Relatório de Prospecção**. Ministério de Minas e Energia, Departamento Nacional de Produção Mineral (DNPM), 4º Distrito do Nordeste, Natal, 1969.

BREMER, H. Divergent erosion. In: GOUDIE, A. S. (Org.). **Encyclopedia of geomorphology**. Londres: Taylor & Francis, 2006. p. 265-266.

BREMER, H. Etchplanation, review and comments of Budel's model. **Zeitschrift für Geomorphologie**, Stuttgart, v. 92, p. 189–200, 1993.

BRITO NEVES, B. B.; SANTOS, E. J.; VAN SCHMUS, W. R. Tectonic history of the Borborema Province, northeastern Brazil. In: CORDANI, U. G.; MILANI, E. J.; THOMAZ FILHO, A.; CAMPOS, D. A. (org.). **Tectonic Evolution of South America**. Rio de Janeiro: 31 International Geological Congress, 2000, p. 151-182.

CAMPELO, R. C. **Análise de terrenos na porção setentrional da Província Borborema, NE do Brasil: integração de dados geológicos e gravimétricos**. Dissertação (Mestrado) Curso de Pós-Graduação em Geofísica e Geodinâmica, Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Natal, 1999.

CHRISTOFOLETTI, A. **Modelagem de sistemas ambientais**. São Paulo: Edgard Blücher, 1999.

CLAUDINO-SALES, V. C.; PEULVAST, J. P. Evolução morfoestrutural do relevo da margem continental da do Estado do Ceará, nordeste do Brasil. **Revista Caminhos da Geografia**, Uberlândia, v.7, n. 20, 2007.

CLAUDINO-SALES, V. C. **Les littoraux du Ceará – Evolution géomorphologique de la zona côtière de l’Etat du Ceará, Nord-est du Brasil**. Tese (Doutorado) – Université Paris–Sorbonne IV, 2002.

CORRÊA, A. C. de B.; TAVARES, B. de A. C.; MONTEIRO, K. de A.; CAVALCANTI, L. C. de S.; LIRA, D. R. Megageomorfologia e morfoestrutura do Planalto da Borborema. **Revista do Instituto Geológico**, São Paulo, v. 31, n. 1/2, p. 35-52, 2010.

CORRÊA, A. C. de B.; FONSÊCA, D. N. Lineamentos de drenagem e de relevo como subsídio para a caracterização morfoestrutural e reativações neotectônicas da área da Bacia do Rio Preto, Serra do Espinhaço Meridional – MG. **Revista de Geografia**, Recife: UFPE – DCG/NAPA, v. Especial VIII SINAGEO, n. 1, 2010.

COSTA, L. R. F da; MAIA, R. P.; BARRETO, L. L.; CLAUDINO-SALES, V. C. de. Geomorfologia do nordeste setentrional brasileiro: uma proposta de classificação. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, São Paulo, v. 21, n. 1, p.185-208, 2020.

CUNHA, F. S. D. S. **Condicionamento estrutural das zonas de cisalhamento da região de Forquilha, Domínio Ceará Central: uma abordagem integrada de sensoriamento remoto e geologia estrutural**. 2004. 174 p. Tese (Doutorado em Geofísica e Geodinâmica) - Centro de Ciências Exatas e da Terra, Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Natal, 2004.

DE CASTRO, D. L.; OLIVEIRA, D. C.; CASTELO BRANCO, R. M. G. On the tectonics of the Neocomian Rio do Peixe rift basin, NE Brazil: lessons from gravity, magnetic and radiometric data. **Journal of South American Earth Sciences**, [S.I.], v. 24, p. 184–202, 2007.

DILL, H. G.; WEBER, B.; BOTZ, R. Metalliferous duricrusts (“orecretes”) – markers of weathering: A mineralogical and climatic-geomorphological approach to supergene Pb-Zn-Cu-Sb-P mineralization on different parent materials. **Journal of Mineralogy and Geochemistry**, Stuttgart, v. 190, n. 2, p. 123-195, 2013.

DOUGLAS, I. Global Megageomorphology. *In*: HAYDEN, R. S. **NASA Conference Publication**, 2312, 1985, p. 10-15.

DVORKIN, J.; BREVIK, I. Diagnosing high-porosity sandstones: Strength and permeability from porosity and velocity. **Geophysics**, [S.I.], v. 64, n. 3, p. 795-799, 1999.

EGGLETON, R. A. Mineralogy maketh mountains: granitic landscapes shaped by dissolution. **Geomorphology**, Amsterdam, v. 285, p. 363-373, 2017.

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**, [S.I.], v. 32, n. 11, p. 1557-1575, 2010.

FERNANDES, M. L. S. Minerais formadores de rochas. In: SGARBI, G. N. C. (Org.). **Petrografia macroscópica das rochas ígneas, sedimentares e metamórficas**. Belo Horizonte: Editora UFMG, 2012. p. 73-181.

FERREIRA, A. G.; MELLO, N. G. S. Principais sistemas atmosféricos atuantes sobre a Região Nordeste do Brasil e a influência dos oceanos Pacífico e Atlântico no clima da região. **Revista Brasileira de Climatologia**, Recife, v. 1, n. 1, p. 15-28, 2005.

FOSSSEN, H. **Geologia Estrutural**. Tradução de Fábio R. D. de Andrade. 2. ed. São Paulo: Oficina de Textos, 2017.

FOSSSEN, H. Deformation bands formed during soft-sediment deformation: observations from SE Utah. **Marine and Petroleum Geology**, [S.I.], v. 27, p. 215-222, 2010.

FOSSSEN, H.; SCHULTZ, R. A.; SHIPTON, Z. K.; MAIR, K. Deformation bands in sandstone: a review. **Journal of the Geological Society**, [S.I.], v. 164, p. 755-769, 2007.

FOSSSEN, H.; BALE, A. Deformation bands and their influence on fluid flow. **American Association Petroleum Geology Bulletin**, [S.I.], v. 91, n. 2, p. 1685-1700, 2007.

FOWLES, J.; BURLEY, S. Textural and permeability characteristics of faulted, high porosity sandstones. **Marine and Petroleum Geology**, [S.I.], v. 11, n. 5, p. 608-623, 1994.

FRANCISCO, P.R.M.; SANTOS, D. **Climatologia do Estado da Paraíba**. Campina Grande: EDUFPG, 2017.

FRANÇOLIN, J. B. L.; COBBOLD, P. R.; SZATMARI, P. Faulting in the Early Cretaceous Rio do Peixe basin (NE Brazil) and its significance for the opening of the Atlantic. **Journal of Structural Geology**, [S.I.], v. 16, p. 647-661, 1994.

FRANÇOLIN, J. B. L.; SZATMARI, P. Mecanismo de rifteamento da porção oriental da margem norte brasileira. **Revista de Geociências**, São Paulo, v. 17, n. 2, p. 196-207, 1987.

GROTZINGER, J.; JORDAN, T. H. **Para Entender a Terra**. Tradução de Iuri Durquia Abreu. 6. ed. Porto Alegre: Bookman, 2013.

GURGEL, S. P. de P. BEZERRA, F. H. R.; CORRÊA, A. C. B.; MARQUES, F. O.; MAIA, R. P. Cenozoic uplift and erosion of structural landforms in NE Brazil. **Geomorphology**, Amsterdam, v. 186, p. 68-84, 2013.

GURGEL, S. P. de P. **Evolução Morfotectônica no Maciço Estrutural Pereiro, Província Borborema**. 2012, 204f. Tese (Doutorado) Curso de Doutorado em Geodinâmica e Geofísica, Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Natal, 2012.

HAYLOCK, M. R.; PETERSON, T. C.; ALVES, L. M.; AMBRIZZI, T.; ANUNCIÇÃO, Y. M.T .; BAEZ, J.; BARROS, V. R.; MERLATO, M. A.; BIDEGAIN, M.; CORONEL, G.; CORRADI, V.; GARCIA, V. J.; GRIMM, A. M.; KAROLY, D.; MARENGO, J. A.;

MARINO, M. B.; MONCUNILL, D. F.; NECHET, D.; QUINTANA, J.; REBELLO, E.; RUSTICUCCI, M.; SANTOS, J. L.; TREBEJO, I.; VICENT, L. A. Trends in total and extreme South American rainfall in 1960–2000 and links with sea surface temperature. **Journal of Climate**, [S.I.], v.19, p.1490–1512, 2006.

HEDDI, M.; EASTAFF, D. J.; PETCH, J. Relationships between tectonic and geomorphological linear features in the Guadix-Baza, Southern Spain. **Earth Surface Processes and Landforms**, [S.I.], v. 24, p. 931-942, 1999.

JACQUES, P. D.; MACHADO, R.; NUMMER, A. R. Lineamentos estruturais na borda leste da Bacia do Paraná em Santa Catarina: análise multiescala com base em imagens LANDSAT e SRTM. **Pesquisas em Geociências**, Porto Alegre, v. 37, n. 2, p. 117-131, 2010.

JORDAN, G. Morphometric analysis and tectonic interpretation of digital terrain data: a case study. **Earth Surface Processes and Landforms**, [S.I.], v. 28, p. 807-822, 2003.

JORDAN, G.; SCHOTT, B. Application of wavelet analysis to the study of spatial pattern of morphotectonic lineaments in digital terrain models. A case of study. **Remote Sensing of Environment**, [S.I.], v. 94, p. 31-38. 2005.

HOLFORD, S. P.; TURNER, J. P.; GREEN, P. F.; HILLIS, R. R. Signature of cryptic sedimentary basin inversion revealed by shale compaction data in the Irish Sea, western British Isles. **Tectonics**, [S.I.], v. 28, p. 1-22, 2009.

LAUFENBERG, M.; BREMER, H. Verwitterung und Morphogenese im Dekkan – eine Prozessanalyse. **Relief Boden Palaeoklima**, Stuttgart, v.18, 2003.

LEEDER, M. R. Sedimentary basins: tectonic recorders of sediment discharge from drainage catchments. **Earth Surface Processes and Landforms**, [S.I.], v. 22, p. 229-237, 1997.

LIMA, M. da G. **História do intemperismo na Província Borborema Oriental, Nordeste do Brasil: implicações paleoclimáticas e tectônicas**. Tese (Doutorado) Curso de Pós-Graduação em Geodinâmica e Geofísica, Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Natal, 2008.

LIU, Z.; HARRISON, S.P.; KUTZBACH, J.; OTTO-BLIESNER, B. Global monsoons in the mid-Holocene and oceanic feedback. **Climate Dynamics**, [S.I.], v. 22, n. 2, p. 157-182. 2004.

LUPIA-PALMIERI, E. Erosion. In: GOUDIE, A. S. (Org.). **Encyclopedia of geomorphology**. Londres: Taylor & Francis, 2006. p. 331-336.

MABESOONE, J. M.; CAMPANHA, V. A. Caracterização estratigráfica dos grupos Rio do Peixe e Iguatu. **Estudos Sedimentológicos**, [S.I.], v. 3, 1974, p. 22–41.

MACIEL, I. B.; DETTORI, A.; BALSAMO, F.; BEZERRA, F. H. R.; VIEIRA, M. M.; NOGUEIRA, F. C. C.; SAVIOLI-MARIANI, E.; SOUSA, J. A. B. Structural Control on Clay Mineral Authigenesis in Faulted Arkosic Sandstone of the Rio do Peixe Basin, Brazil. **Minerals**, [S.I.], v. 4, n. 408, p.1-17, 2018.

MAIA, R. P.; BÉTARD, F.; BEZERRA, F. H. R. Geomorfologia dos maciços de Portalegre e Martins – NE do Brasil: Inversão do relevo em análise. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, São Paulo, v. 17, n. 2, p.274–285, 2016.

MAIA, R. P.; NASCIMENTO, M. A. L. Relevos graníticos do nordeste brasileiro. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, São Paulo, v. 19, n. 2, p. 373-389, 2018.

MAIA, R. P.; BEZERRA, F. H. R. **Tópicos de Geomorfologia Estrutural: Nordeste brasileiro**. Fortaleza: Edições UFC, 2014.

MELO, M. L. D. de; MARENGO, J. A. Simulações do clima do Holoceno Médio na América do Sul com o modelo de circulação geral da atmosfera do CPTEC. **Revista Brasileira de Meteorologia**, Curitiba, v. 23, n. 2, 191-205, 2008.

MARQUES, F. O.; NOGUEIRA, F. C. C.; BEZERRA, F. H. R.; DE CASTRO, D. L. The Araripe Basin in NE Brazil: an intracontinental graben inverted to a high-standing horst. **Tectonophysics**, Amsterdam, v. 630, p. 251-264, 2014.

MATOS, R. M. D. The northeast Brazilian rift system. **Tectonics**, [S.I.], v. 11, n. 2, p. 766-791, 1992.

MCCANN, T.; SAINTOT, A. Tracing tectonic deformation using the sedimentary record: an overview. **Geological Society**, London, Special Publications, v. 208, p. 1-28, 2003.

MEDEIROS, V. C. (Org.) **Geologia e Recursos Minerais da Folha Sousa SB.24-X-A. Escala 1:250.000**. Estados da Paraíba, Rio Grande do Norte e Ceará. Recife: CPRM – Serviço Geológico do Brasil, 2008.

MELO, M. S. de; ROSSETTI, D. de F. Lineamentos morfoestruturais com base em derivações de Modelo Digital de Elevação (MDE-SRTM – Shuttle Radar Topography Mission) na Depressão do Piraí, Estado do Paraná, Sul do Brasil. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, São Paulo, v.16, n.1, p.37-48, 2015.

MIGOÑ, P; DUSZYŃSKI, F.; GOUDIE, A. Rock cities and ruiniform relief: Forms – processes – terminology. **Earth Science Reviews**, [S.I.], v. 171, p. 78-104, 2017.

MILLOT, G. Géochimie de la surface et formes du relief. **Société Géologie Bulletin**, Paris, v. 30, n. 4, p. 229-233, 1977.

MILLOT, G. Planation of continents by intertropical weathering and pedogenetic processes. *In: International Seminar on Lateritisation Processes*, 2., 1982, São Paulo. Anais. Organização e edição de A. J. Melfi e A. Carvalho. São Paulo: IUGS; UNESCO; IGCP; IAGC, 1983. p.53-63.

MORAIS NETO, J. M.; HEGARTY, K. A.; KARNER, G. D.; ALKMIM, F. F. Timing and mechanisms for the generation and modification of the anomalous topography of the Borborema Province, northeastern Brazil. **Marine and Petroleum Geology**, [S.I.], v. 26, n. 7, p. 1070-1086, 2009.

MORAIS NETO, J. M. de; HEGARTY, K.; KARNER, G. D. Abordagem preliminar sobre paleotemperatura e evolução do relevo da Bacia do Araripe, Nordeste do Brasil, a partir de traços de fissão em apatita. **Boletim de Geociências da Petrobras**, Rio de Janeiro, v. 14, n. 1, p. 113-119, 2006.

NEVES, S. P.; VAUCHEZ, A.; ARCHANJO, C. J. Shear zone–controlled magma emplacement or magma assisted nucleation of shear zones? Insights from northeastern Brasil. **Tectonophysics**, Amsterdam, v. 262, p. 349–364, 1995.

NICCHIO, M. A.; NOGUEIRA, F. C. C.; BALSAMO, F.; SOUZA, J. A. B.; CARVALHO, B. R. B. M.; BEZERRA, F. H. R. Development of cataclastic foliation in deformation bands in feldspar-rich conglomerates of the Rio do Peixe Basin, NE Brazil. **Journal of Structural Geology**, v. 107, p.132–141, 2018.

NÓBREGA, M. A.; SÁ, J. M.; BEZERRA, F. H. R.; HADLER NETO, J. C.; IUNES, P. J.; OLIVEIRA, S. G.; SAENZ, C. A. T. The use of apatite fission track thermochronology to constrain fault movements and sedimentary basin evolution in northeastern Brazil. **Radiation Measurements**, Amsterdam, v. 39, p. 627-633, 2005.

NOGUEIRA, F. C.C.; MARQUES, F. O.; BEZERRA, F. H. R.; DE CASTRO, D. L.; FUCK, R. A. Cretaceous intracontinental rifting and post-rift inversion in NE Brazil: insights from the Rio do Peixe Basin. **Tectonophysics**, Amsterdam, v. 644-645, p. 92-107, 2015.

OKUBO, C. H.; SCHULTZ, R. A.; CHAN, M. A.; KOMATSU, G.; High-Resolution Imaging Science Experiment (HiRISE) Team. Deformation band clusters on Mars and implications for subsurface fluid flow. **Geological Society of America Bulletin**, Colorado, v. 121, n. 3-4, p. 474-482, 2009.

O'LEARY, D. W.; FRIEDMAN, J. D.; POHN, H. A. Lineament, linear, lineation: some proposed new standards for old terms. **Geological Society of America Bulletin**, Colorado, v. 87, p. 1463-1469, 1976.

OLIVEIRA, R. G. de; MEDEIROS, W. E. Evidences of buried loads in the base of the crust of Borborema Plateau (NE Brazil) from Bouguer admittance estimates. **Journal of South American Earth Sciences**, [S.I.], v. 37, p. 60-76, 2012.

OLIVEIRA, R. G. de. **Arcabouço geofísico, isostasia e causas do magmatismo cenozoico da Província Borborema e de sua margem continental (Nordeste do Brasil)**. Tese (Doutorado) Curso de Pós-Graduação em Geodinâmica e Geofísica, Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Natal, 2008.

OLIVERA, D. B. de; MORENO, R. da S.; MIRANDA, D. J. de; RIBEIRO, C. da S.; SEOANE, J. C. S.; MELO, C. L. Elaboração de um mapa de lineamento estrutural e densidade de lineamento através de imagem SRTM, em uma área ao norte do rio Doce, ES. **XIV Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto**. Natal, RN.

PAIN, C. F.; CLARKE, J. D. A.; THOMAS, M. Inversion of relief on Mars. **Icarus**, [S.I.], v. 190, n. 2, p. 478-491, 2007.

PAIN, C. F.; OLLIER, C. D. Inversion of relief – a component of landscapes evolution. **Geomorphology**, Amsterdam, v. 12, p. 151-165, 1995.

PENCK, W. **Die morphologische analyse**. Ein kapitel der physikalischen geologie. Stuttgart: J. Engelhorn's Nachf, 1924.

PEULVAST, J. P.; BÉTARD, F. A history of basin inversion, scarp retreat and shallow denudation: The Araripe basin as a keystone for understanding long-term landscapes evolution in NE Brazil. **Geomorphology**, Amsterdam, v. 233, p. 20-40, 2015.

PONTES, C. C. C.; NOGUEIRA, F. C. C.; BEZERRA, F. H. R.; BALZAMO, F.; MIRANDA, T. S.; NICCHIO, M. A.; SOUZA, J. A. B.; CARVALHO, B. R. B. M. Petrophysical properties of deformation bands in high porous sandstones across fault zones in the Rio do Peixe Basin, Brazil. **International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences**, [S.I.], v. 114, p. 153-163, 2019.

PONTES, C. C. C. **Propriedades físicas de arenitos afetados por bandas de deformação nos diferentes elementos arquiteturais de uma zona de falha**. Dissertação (Mestrado) Curso de Pós-Graduação em Exploração Petrolífera e Mineral, Universidade Federal de Campina Grande, Campina Grande, 2017.

ROBINSON, D. A.; WILLIAMS, R. B. G. Sandstone weathering and landforms in Britain and Europe. *In*: ROBINSON, D. A.; WILLIAMS, R. B. G. **Rock evolution and landform evolution**. Londres: Wiley and Sons, 1994. p. 371-391.

RODRIGUES, L. O.; SOUZA, W. M.; COSTA, V. S. O.; PEREIRA, M. L. T. Influência dos eventos de El Niño e La Niña no regime de precipitação do Agreste de Pernambuco. **Revista Brasileira de Geografia Física**, Climatologia, Recife, v.10, n.6, p.1995-2009, 2017.

RODRIGUES, R. de S.; SILVA, F. C. A. Deformation bands and associated structures in the Tucano Basin, NE Brazil: a multiscale analysis. **Marine and Petroleum Geology**, [S.I.], v. 98, p. 202-213, 2018.

RODRIGUES, M. C. N. de L.; TRZASKOS, B.; LOPES, A. P. Influence of deformation bands on sandstone porosity: A case study using three-dimensional microtomography. **Journal of Structural Geology**, [S.I.], v.72, p.96-110, 2015.

SÁ, J. M.; SOUSA, L. C. de; LEGRAND, J. M.; GALINDO, A. C.; MAIA, H. N.; FILLIPI, R. R. U-Pb and Sm-Nd data of the Rhyacian and Statherian Orthogneisses from Rio Piranhas-Seridó and Jaguaribeano Terranes, Borborema Province, Northeast of Brazil. **Geologia USP Série científica**, São Paulo, v. 14, n. 3, p. 9-110, 2014.

SAADI, A. Modelos morfogenéticos e tectônica global: reflexões conciliatórias. **Geonomos**, Belo Horizonte, n. 6, v. 2, p. 55-63, 1998.

SALGADO-LABOURIOU, M. L. **História Ecológica da Terra**. São Paulo: Edgard Blucher, 1994.

- SANTOS, E. J.; BRITO NEVES, B. B. Província Borborema. In: ALMEIDA, F. F. M.; HASUI, Y. (Coord.). **O Pré-Cambriano do Brasil**. São Paulo: Edgard Blücher Ltda, 1985, p. 123-160.
- SAILLET, E.; WIBBERLEY, C.A.J. Permeability and flow impact of faults and deformation bands in high-porosity sand reservoirs: Southeast Basin, France, analog. **American Association Petroleum Geology Bulletin**, [S.I.], v. 97, n. 3, p. 437-464, 2013.
- SAPARI, N. J.; ZABIDI, H. Determination of strength variation in jointed anisotropic rocks behavior using UCS and Brazilian Tensile test. **Materials Today: proceedings**, [S.I.], v. 17, n. 3, p. 905-911, 2019.
- SCHUELLER, S.; BRAATHEN, A.; FOSSEN, H.; TVERANGER, J. Spatial distribution of deformation bands in damage zones of extensional faults in porous sandstones: statistical analysis of field data. **Journal of Structural Geology**, v. 52, p. 148-162, 2013.
- SCHWARZ, T. Ferricrete formation and relief inversion: an example from Central Sudan. **Catena**, [S.I.], v. 21, n. 2-3, p. 257-268, 1994.
- SELBY, M. J. **Hillslope materials and processes**. 2. ed. Oxford: Oxford University Press, 1993.
- SÉNANT, J.; POPOFF, M. Early Cretaceous extension in northeast Brazil related to the South Atlantic opening. **Tectonophysics**, Amsterdam, v. 198, p. 35-46, 1991.
- SGARBI, G. N. C. A dinâmica terrestre e as rochas. In: SGARBI, G. N. C. (Org.). **Petrografia macroscópica das rochas ígneas, sedimentares e metamórficas**. Belo Horizonte: Editora UFMG, 2012a. p.11-72.
- SGARBI, G. N. C. Rochas sedimentares. In: SGARBI, G. N. C. (Org.). **Petrografia macroscópica das rochas ígneas, sedimentares e metamórficas**. Belo Horizonte: Editora UFMG, 2012b. p. 495-592.
- SILVA, A. N. **Arquitetura, litofácies e evolução tectono-estratigráfica da Bacia do Rio do Peixe, Nordeste do Brasil**. Dissertação (Mestrado) Curso de Pós-Graduação em Geodinâmica e Geofísica, Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Natal, 2009.
- SOUZA, Z. S. de; KALSBECK, F.; DENG, X. D.; FREI, R.; KOKFELT, T. F.; DANTAS, E. L.; LI, J. W.; PIMENTEL, M. M.; GALINDO, A. C. Generation of continental crust in the northern part of the of the Borborema Province, northeastern Brazil, from Archaean to Neoproterozoic. **Journal of South American Earth Sciences**, [S.I.], v. 68, p. 68-96, 2016.
- SOLIVA, R.; BALLAS, G.; FOSSEN, H.; PHILIT, S. Tectonic regime controls clustering of deformation bands in porous sandstone. **The Geological Society of America**, [S.I.], v. 44, n. 6, p. 423-426, 2016.
- SOLUM, J.G.; BRANDENBURG, J.P.; NARUK, S.J.; KOSTENKO, O.V.; WILKINS, S.J.; SCHULTZ, R.A. Characterization of deformation bands associated with normal and reverse stress states in the Navajo Sandstone, Utah. **American Association Petroleum Geology Bulletin**, [S.I.], v. 94, n. 9, p.1453-1475, 2010.

STRIEDER, A. J.; AMARO, V. E. Structural patterns removed from remotely sensed lineaments. **Revista da Escola de Engenharia da UFRGS**, Porto Alegre, v. 25, n. 4, p. 109-117, 1997.

STRUGALE, M.; ROSTIROLLA, S.P.; MANCINI, F.; PORTELA FILHO, C.V.; FERREIRA, F.J.F.; FREITAS, R.C. de. Structural framework and Mesozoic–Cenozoic evolution of Ponta Grossa Arch, Paraná Basin, southern Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, [S.I.], v.24, p.203–227, 2007.

SUN, W. C.; ANDRADE, J. E.; RUDNICKI, J. W.; EICHHUBL, P. Connecting microstructural attributes and permeability from 3D tomographic images of in situ shear-enhanced compaction bands using multiscale computations. **Solid Earth**, v. 38, n. 10, 2011.

THOMAS, M. F. Sources of geomorphological diversity in the tropics. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, São Paulo, v. 12, n. 3, p. 47-60, 2011.

TIRÉN, S. **Lineament interpretation: short review and methodology** (SSM - 2010-33). Suécia, 2010.

TUCKER, M. E. **Rochas sedimentares: guia geológico de campo**. Tradução de Rualdo Menegat. 4. ed. Porto Alegre: Bookman, 2014.

TUNCAY, K.; PARK, A.; ORTOLEVA, P. Sedimentary basin deformation: an incremental stress approach. **Tectonophysics**, Amsterdam, v. 323, p. 77-104, 2000.

TWIDALE, C. R.; BOURNE, J. A. Episodic exposure of inselbergs. **Geological Society of America Bulletin**, Colorado, v. 86, n. 1, p. 473-1481, 1975.

UNDERHILL, J. R.; WOODCOCK, N. H. Faulting mechanisms in high-porosity sandstones; New Red Sandstone, Arran, Scotland. *In*: JONES, M. E.; PRESTON, R. M. F. (Eds). **Deformation of Sediments and Sedimentary Rocks**. Geological Society Special Publication, n. 29, p. 91-105, 1987.

UTIDA, G.; CRUZ, F. W.; SANTOS, R. V.; SAWAKUCHI, A. O.; WANG, H.; PESSEDA, L. C. R.; NOVELLO, V. F.; VUILLE, M.; STRAUSS, A. M.; BORELLA, A. C.; STRÍKIS, N. M.; GUEDES, C. C. F.; ANDRADE, F. R. D.; ZHANG, H.; CHENG, H.; EDWARDS, R. L. Climate changes in Northeastern Brazil from deglacial to Meghalayan periods and related environmental impacts. **Quaternary Science Reviews**, [S.I.], v. 250, p.1-16, 2020.

VASCONCELOS, D. L. MARQUES, F. O.; NOGUEIRA, F. C. C.; PEREZ, Y. A. R.; BEZERRA, F. H. R.; STOHLER, R.; SOUZA, J. A. B. Tectonic inversion assessed by integration of geological and geophysical data: The intracontinental Rio do Peixe Basin, NE Brazil. **Basin Research**, [S.I.], 2020.

VAUCHEZ, A.; NEVES, S. P.; CABY, R.; CORSINI, M.; EGYDIO-SILVA, M.; ARTHAUD, M.; AMARO, V.E. The Borborema shear zone system, NE Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, [S.I.], v. 8, n. 3-4, p. 247-266, 1995.

VENEZIANI, P. **Análise de movimentos de tectônica rúptil e rúptil-dúctil através da Interpretação de produtos de sensores remotos na região do Espinhaço Meridional (MG): uma correlação com processos evolutivos**. 186f. Tese (Doutorado em Geologia) – Universidade de São Paulo, São Paulo, 1987.

VETTORETTI, G.; PELTIER, W. R.; MCFARLANE, N. A. Simulations of Mid-Holocene Using an Atmospheric General Circulation Model. **Journal of Climate**, [S.I.], v. 11, n. 10, p. 2607-2627, 1998.

VITTE, A. C. Da ciência da morfologia à geomorfologia geográfica: uma contribuição à história do pensamento geográfico. **Mercator**, Fortaleza, v. 7, n. 13, p. 113-120, 2008.

VITTE, A. C. Etchplanação dinâmica e episódica nos trópicos quentes e úmidos. **Revista do Departamento de Geografia da USP**, São Paulo, n. 16, p. 105-118, 2005.

WATERS, R. S. Differential weathering and erosion on Oldlands. **The Geographical Journal**, [S.I.], v. 123, n. 4, p. 503–509, 1957.

WARKE; P. A.; MCKINLEY, J.; SMITH, B. J. Variable weathering response in sandstone: factors controlling decay sequences. **Earth Surface Processes and Landforms**, [S.I.], v. 31, p. 715–735, 2006.

YILMAZ, I.; SENDIR, H. Correlation of Schmidt hardness with unconfined compressive strength and Young's modulus in gypsum from Sivas (Turkey). **Engineering Geology**, [S.I.], v. 66, n. 3-4, p. 211-219, 2002.

YOUNG, R. W.; WRAY, R. A. L. Rock control in sandstone geomorphology: a tribute to Eiju Yatsu with some Australian examples. **Zeitschrift für Geomorphologie**, Stuttgart, v. 59, n. 1, p. 3-17, 2015.

YOUNG, R. W. Quartz etching and sandstone karst: examples from the east Kimberleys, northwestern Australia. **Zeitschrift für Geomorphologie**, Stuttgart, v. 32, e. 4, p. 409-423, 1988.

YUSOF, N. Q. A. M.; ZABIDI, H. Correlation of mineralogical and textural characteristics with engineering properties of granitic rock from Hulu Langat, Selangor. **Procedia Chemistry**, [S.I.], v. 19, p. 975-980, 2016.

ZAKY, K. S. Deformation Bands in Normal Fault Damage Zones, Southwestern Sinai, Suez Rift, Egypt. **Geotectonics**, [S.I.], v. 51, n. 2, p. 176-191, 2017.