

Artigo de Pesquisa

Condicionamento do relevo ao longo de zonas de falha com bandas de deformação na Bacia Sedimentar Rio do Peixe, Brasil

Conditioning of relief along fault zones with deformation bands in the Rio do Peixe Sedimentary Basin, Brazil

Ana Beatriz da Silva Barbosa¹, Rúbson Pinheiro Maia², Cayo César Cortez Pontes³, Francisco César Costa Nogueira⁴ e Francisco Hilário Rêgo Bezerra⁵

¹ Universidade Federal do Ceará, Departamento de Geografia, Fortaleza, Brasil. E-mail: beatrizanna1995@gmail.com
ORCID: <https://orcid.org/0000-0003-0796-4809>

² Universidade Federal do Ceará, Departamento de Geografia, Fortaleza, Brasil. E-mail: rubsonpinheiro@yahoo.com.br
ORCID: <https://orcid.org/0000-0002-1688-5187>

³ Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Departamento de Geologia, Natal, Brasil. E-mail: cayopontes@ufrn.edu.br
ORCID: <https://orcid.org/0000-0002-4514-8143>

⁴ Universidade Federal de Campina Grande, Departamento de Engenharia Mecânica, Campina Grande, Brasil. E-mail: aulascezar@gmail.com
ORCID: <https://orcid.org/0000-0002-0676-1201>

⁵ Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Departamento de Geologia, Natal, Brasil. E-mail: bezerrafh@geologia.ufrn.br
ORCID: <https://orcid.org/0000-0002-3512-5212>

Recebido: 26/05/2020; Aceito: 01/12/2020; Publicado: 10/04/2021

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 (BSRP), 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 (Portalegre e Malta), e estruturas deformando o arcabouço estrutural interno da bacia, sendo o trend NE-SW predominante tanto no embasamento quanto na BSRP. 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 à zona de dano interna e, com a diminuição da deformação, o acamamento sedimentar fica exposto. À medida que se afasta do núcleo da deformação, a topografia apresenta-se rebaixada e plana, favorecendo a presença de coberturas eluviais. Essas informações permitiram concluir que o relevo da BSRP, nos casos próximos das zonas de falha, apresenta condicionamento estrutural associado a episódios deformacionais que afetaram a permeabilidade e a resistência dos arenitos, levando, assim, à formação de cristas estruturais.

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

Abstract: This study analyzes the influence of faulted zones with deformation bands on the resistance of sedimentary rocks to differential weathering, having as case study the Rio do Peixe Sedimentary Basin (RPSB), located in northeast Brazil. The data

were obtained using remote sensing, fieldwork, analysis of resistance and topography, extraction of lineaments, 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), 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 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 damage zone and, with the reduction of the deformation, the sedimentary bedding is exposed. As it moves away from the deformation's core area, the topography is lowered and flat, favoring eluvial covers. This information allowed us to conclude that the relief of the RPSB, in cases close to the fault zones, presents structural conditioning associated with deformational episodes that affected the permeability and resistance of the sandstones, leading to the formation of structural ridges.

Keywords: Structural ridges; Deformation bands; Differential weathering; Exumation.

1. Introdução

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, revelada pelos altos e baixos topográficos presentes no relevo (LEEDER, 1997; MCCANN; SAINTOT, 2003; HOLFORD et al., 2009).

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). Todavia, influências tectônicas, como a reativação de falhas do embasamento, podem reconfigurar estruturalmente e texturalmente o arenito poroso, dando a ele um caráter mais resistente ao intemperismo diferencial. Assim, movimentações tectônicas ao longo de falhas se refletem em características lineares positivas, como cristas estruturais, denunciando a anisotropia regional (HEDDI; EASTAFF; PETCH, 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, ocasionando a cominuição de grãos e apresentando espessuras milimétrica a centimétrica e extensão que, em geral, não passa dos 100 m (AYDIN; JOHNSON, 2008; ZAKY, 2017; FOSSEN et al., 2007; 2010). Essas estruturas foram identificadas em arenitos nas regiões de Utah, Sinai e Provença (BALLAS et al., 2014; ZAKY, 2017; FOSSEN, 2017).

As BDs se diferem das fraturas por apresentarem diferentes mecanismos de deformação, como fluxo cataclástico, desagregação, alinhamento de minerais filossilicáticos ou cimentação (FOSSEN et al., 2007; FOSSEN, 2010; 2017). Em virtude da fricção, da compactação e da cominuição dos grãos, as BDs são coincidentes com as frações mais maciças 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 Tucano (RODRIGUES; SILVA, 2018), Paraná (STRUGALE et al., 2007; RODRIGUES; TRZASKOS; LOPES, 2015), Araripe (ARAÚJO NETTO; SILVA; SÁ, 2012) e Rio do Peixe (ARAÚJO et al., 2018; PONTES et al., 2019), receberam atenção nas duas últimas décadas; contudo, a repercussão geomorfológica em zonas de deformação e o papel das BDs no condicionamento estrutural do relevo é um problema ainda não investigado. 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, 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; BETARD; BEZERRA, 2016; ALVES et al., 2019; BEZERRA et al., 2020).

Dessa forma, o presente trabalho analisa a influência das bandas de deformação na resistência ao intemperismo de bacias sedimentares afetadas por deformação, trazendo como estudo de caso a Bacia Sedimentar 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 dois pontos específicos, nos quais fizemos imageamento por veículo aéreo não tripulado (VANT), processamento de ortomosaicos e elaboração de modelos digitais de elevação (MDE). Além disso, foram levantados dados estruturais, de resistência e características das bandas de deformação.

2. Área de estudo

A Bacia Sedimentar Rio do Peixe (BSRP) localiza-se na porção centro-sul do nordeste setentrional brasileiro (Figura 1A). A BSRP apresenta um relevo plano a suavemente ondulado, podendo apresentar locais com topografia mais acidentada, está circundada por rochas cristalinas modeladas em cristas, que apresentam uma variação de até 50 m na zona de borda da bacia, e possui amplitude altimétrica no interior da bacia de até 100 m.

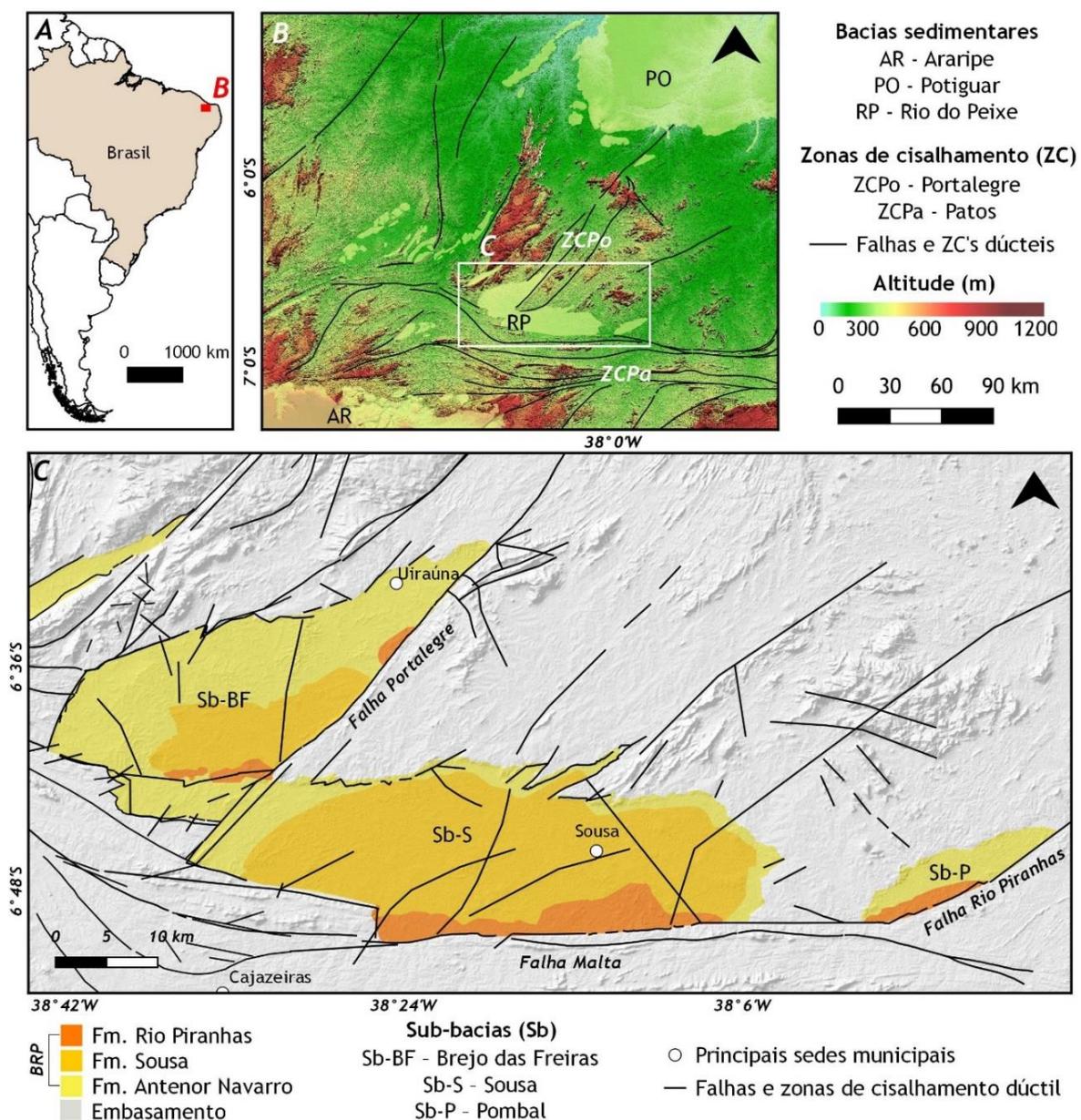


Figura 1. Localização da área de estudo e mapa geológico da BSRP. (A) Mapa de localização da área de estudo em relação à América do Sul; (B) Porção central do nordeste setentrional brasileiro, com as principais bacias sedimentares e indicação das principais zonas de cisalhamento; (C) Aspectos geológicos da BSRP, com a indicação das sub-bacias, unidades litológicas e estruturas tectônicas.

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 é 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).

Do ponto de vista geológico, a bacia se encontra na porção setentrional da Província Borborema (Figura 1B), conjunto de terrenos alóctones que foram deformados durante a Orogenia Brasileira (750-540 Ma), evento caracterizado, entre outros fatores, pela estruturação de zonas de cisalhamento de direções gerais NE-SW e E-W (BRITO NEVES; SANTOS; VAN SCHUMUS, 2000). Essas descontinuidades dúcteis foram, posteriormente, reativadas em ambiente frágil, o que favoreceu o alojamento de bacias sedimentares no Cretáceo, como as bacias Araripe, Potiguar e Rio do Peixe (SÉNANT; POPOFF, 1991).

A BSRP 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; COBBOLD; SZATMARI, 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 (CASTRO; OLIVEIRA; CASTELO BRANCO, 2007). Entre as sub-bacias Sousa e Brejo das Freiras, situa-se o Horst de Santa Helena, rampa oblíqua normal sinistral que conecta os dois semi-grábens (NOGUEIRA et al., 2015).

A BSRP é preenchida por depósitos siliciclásticos do Grupo Rio do Peixe, constituído pelas formações Antenor Navarro, Sousa e Rio Piranhas (Figura 1C) (BRAUN, 1969; MABESOONE; CAMPANHA, 1974). 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, 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 às falhas de borda da BSRP.

A bacia apresenta bandas de deformação cataclástica e filossilicática, concentradas principalmente nos depósitos pertencentes à 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 BSRP (ARAÚJO et al., 2018).

3. Materiais e Métodos

O conjunto de métodos adotados para a pesquisa envolveu o processamento e interpretação de produtos de sensoriamento remoto em multiescala, ambos integrados a dados geológicos de campo. 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). As análises foram possíveis por meio dos softwares ArcGIS 10.3, QGIS 3.6.6 e Global Mapper 18, utilizando o Sistema de Referência de Coordenadas SIRGAS 2000 e EPSG 4674.

Os dados raster foram manipulados no Global Mapper 18, pelo qual foi possível aplicar o sombreado das imagens ALOS PALSAR RTC de acordo com a seleção das iluminações horizontal e vertical que mostrassem as feições lineares com maior evidência. 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 (315°/135°, 45°/225°, 0°/180° e 90°/270°).

Para a extração de lineamentos, optou-se por fazer o procedimento manual para coletar as feições positivas. A extração dos dados se deu em duas escalas de visão (1:20.000 e 1:150.000) para permitir maior conformidade com a configuração regional e evitar possíveis equívocos com a vetorização. O processo também separou o embasamento da BSRP, visto que a proporção de lineamentos no primeiro ambiente é diferente do segundo.

A partir dos dados levantados, foram elaboradas rosetas com as direções dos lineamentos positivos presentes tanto no embasamento quanto na BSRP por meio do complemento Line Direction Histogram (QGIS). Em seguida, foi calculada a densidade linear dos lineamentos da área como um todo, na ferramenta Line Density (ArcGIS), que produz um dado matricial resultante do cálculo do comprimento das feições lineares levantadas. O produto obtido é um raster com classificação em cinco categorias de intervalos iguais: muito baixa, baixa, intermediária, alta e muito alta.

Foi, ainda, realizada uma composição colorida das imagens ALOS de 10 em 10 metros, a fim de destacar a hipsometria da bacia. A partir da junção desses dados, foram elaboradas seis seções lineares (Tabela 1), enfocando nas regiões mais elevadas e/ou com maior ocorrência de BDs, a partir dos dados de Araújo et al. (2018), Nicchio et al. (2018), Pontes et al. (2019), bem como dos trabalhos de campo.

Tabela 1. Descrição das seções lineares realizadas a partir dos dados de sensoriamento remoto e ocorrências de BDs.

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

Com base nas informações mais representativas, trabalhos de campo foram realizados para identificar e analisar as BDs e o comportamento geomorfológico impostos por essas estruturas ao relevo. Dois perfis de resistência à compressão uniaxial foram realizados em um dos afloramentos visitados com intuito de observar variações no valor de rebote em zonas que apresentavam relevo positivo (clusters) e em zonas mais rebaixadas. Essas análises de resistência foram realizadas em campo por meio de testes não destrutivos, utilizando o Martelo de Schmidt. 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 à penetração (ou dureza) do material e, a partir de relações empíricas, é possível estimar propriedades como grau de intemperismo, resistência à compressão, taxa de penetração etc. Por isso, o martelo de Schmidt é utilizado de forma prática para a obtenção de dados de resistência de arenitos, como a resistência à compressão uniaxial (UCS) (ROBINSON; WILLIAMS, 1994; YOUNG; WRAY, 2015).

O índice de dureza da superfície é dado pelo valor de rebote (VR), sendo utilizado neste trabalho, cuja metodologia foi a utilizada pela Sociedade Americana de Testes e Materiais (ASTM, 2001). Também foi realizada descrição petrográfica em microescala para observar, em uma escala microscópica, o comportamento da porosidade dos arenitos com e sem bandas de deformação.

Para as análises geomorfológicas mais específicas, selecionamos duas cristas que apresentassem repercussão topográfica significativa e realizamos coletas de dados das BDs presentes, como direção, frequência, espessura, resistência e resposta morfológica na paisagem. Sendo assim, utilizamos o drone Phantom 4 Pro, equipamento que apresenta uma câmera com resolução de 21 MP. 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.

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: (1) calibração das câmeras; (2) alinhamento das fotografias a partir dos pontos homólogos; (3) formação da nuvem de pontos, com a identificação das coordenadas x, y e z; (4) 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); (5) geração de um modelo digital de superfície; e (6) produção de um ortomosaico.

4. Resultados

Os resultados apontaram para a formação de zonas de resistência mecânica à erosão especificamente ao longo de zonas de falha com presença de BDs. Isso foi possível constatar em diferentes escalas de manifestação que serão apresentadas nos subtópicos a seguir.

4.1. Análise dos lineamentos positivos de relevo

Os lineamentos positivos encontrados somaram 11.689, sendo 1.667 (14,3%) na BSRP e 10.022 (85,7%) no embasamento (Figura 2). Quanto às direções, o comportamento das feições do embasamento apresenta uma direção principal (NE-SW) e uma secundária (E-W), enquanto a BSRP 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.

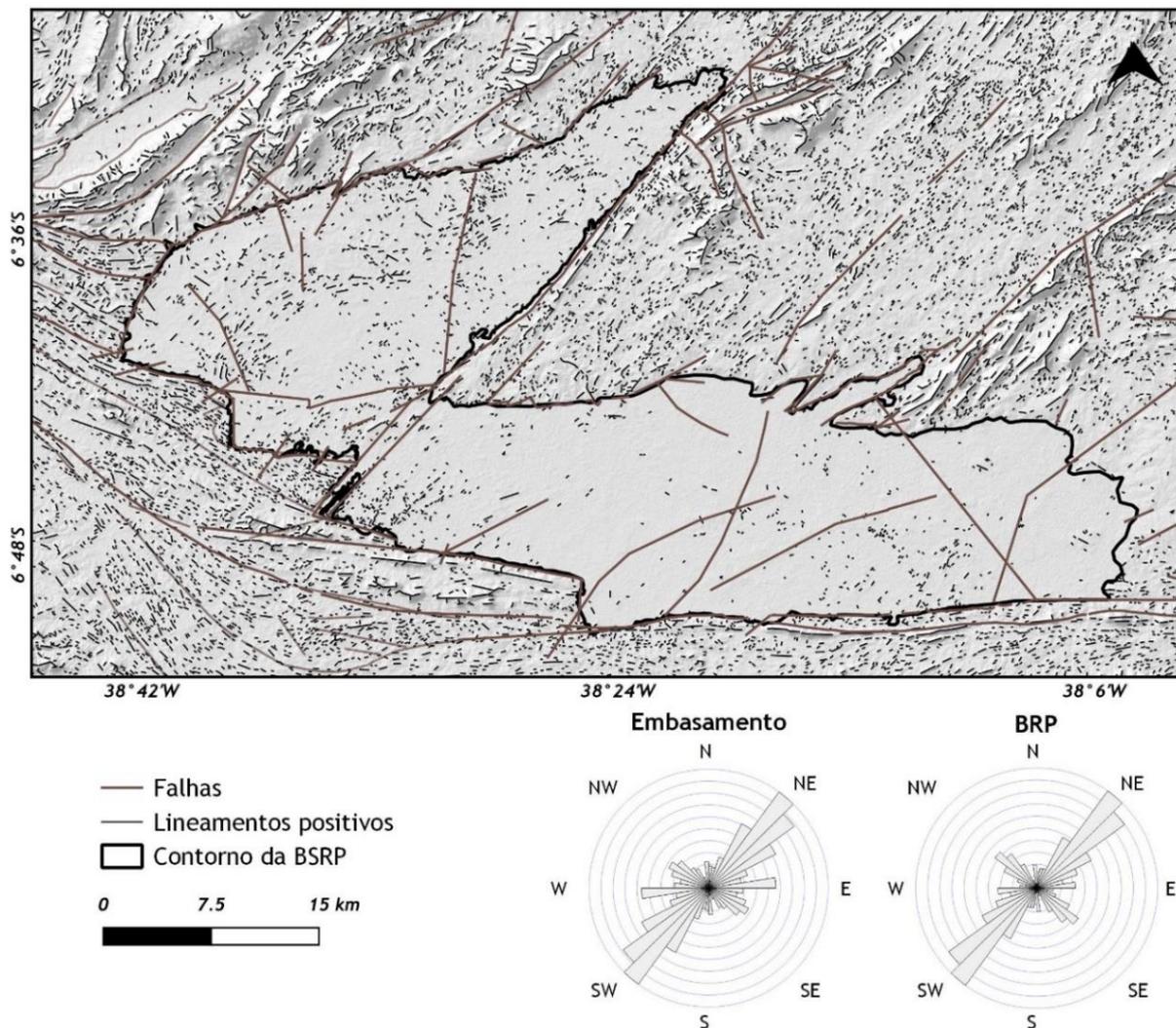


Figura 2. Distribuição de lineamentos positivos e diagramas de roseta do embasamento e da BSRP.

No embasamento, a direção NE-SW é predominante na porção norte da BSRP 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 o trend 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 baixa e muito alta (Figura 3).

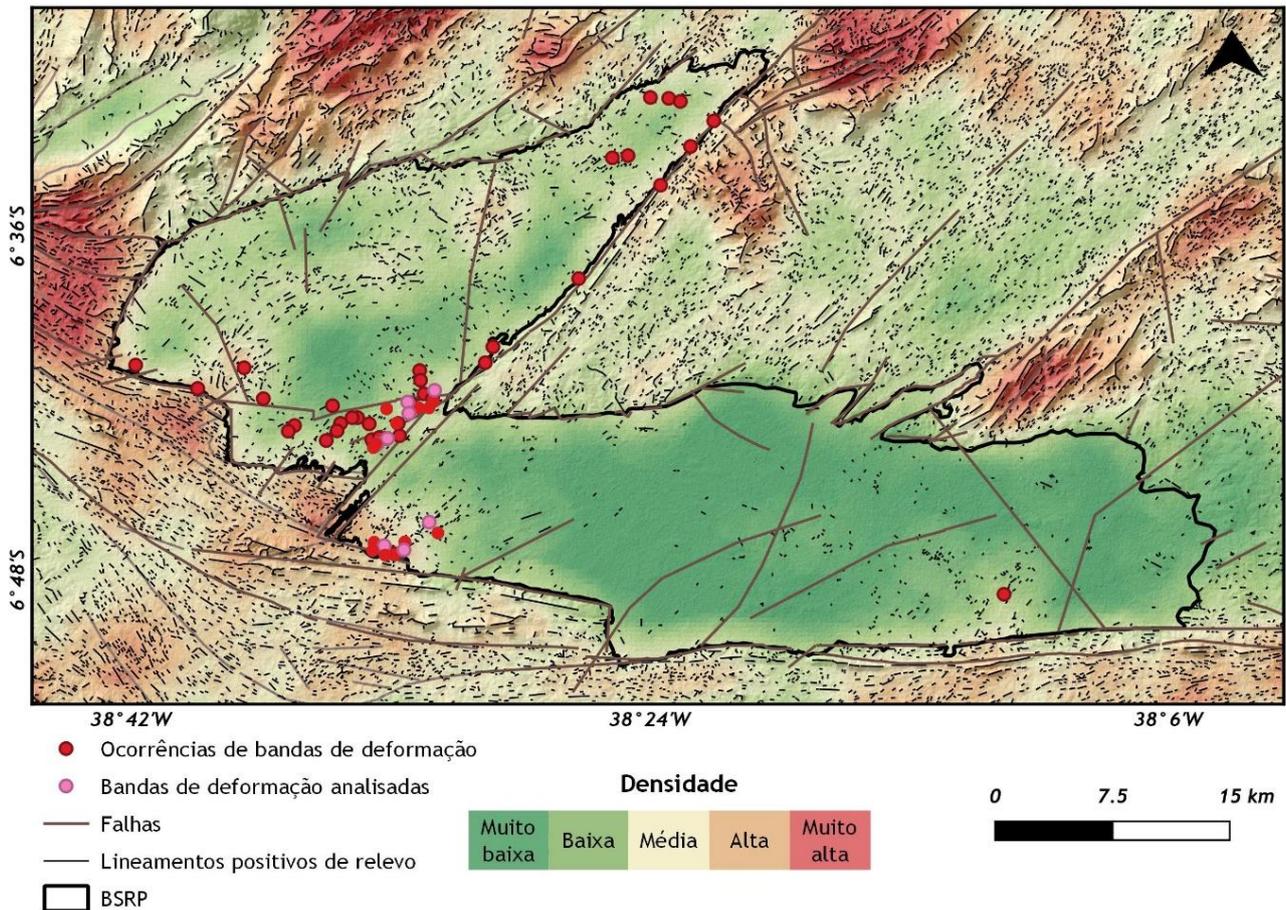


Figura 3. Densidade de lineamentos positivos, principais falhas e ocorrências dos afloramentos que apresentam BDs.

Embora os sistemas de falhas dominantes do contexto da BSRP sejam NE-SW e E-W, o comportamento da área ganha complexidade à medida que se aproxima da região oeste da Falha Portalegre, onde os lineamentos apresentam direções ENE-WSW até NW-SE, afetando também a BSRP, especialmente o Horst de Santa Helena, região onde há transição sutil entre o embasamento e a bacia.

Na BSRP, a densidade de lineamentos positivos varia entre muito baixa e média (Figura 3). As regiões que apresentam densidade muito baixa estão situadas nos depósitos cenozoicos e, em virtude da dinâmica agradacional e da distância relativa dos principais planos de falhas, não apresentaram feições positivas de relevo. Por outro lado, as principais manchas de lineamentos na BSRP 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 mais resistentes.

Entre as sub-bacias observadas, há maior densidade de lineamentos positivos em Brejo das Freiras. Na porção sul de Brejo das Freiras, especialmente no Horst de Santa Helena, há um alinhamento mais expressivo das cristas de direção predominante NE-SW e a coincidência dessas com as manchas de densidade alta do embasamento.

Nos seis perfis topográficos realizados, as maiores altimetrias encontradas são coincidentes com as BDs (Figura 4), com exceção de duas seções (B'-B''; D-D'), as quais possuem afloramentos do embasamento (Figura 5), compondo a borda flexural da sub-bacia de Brejo das Freiras.

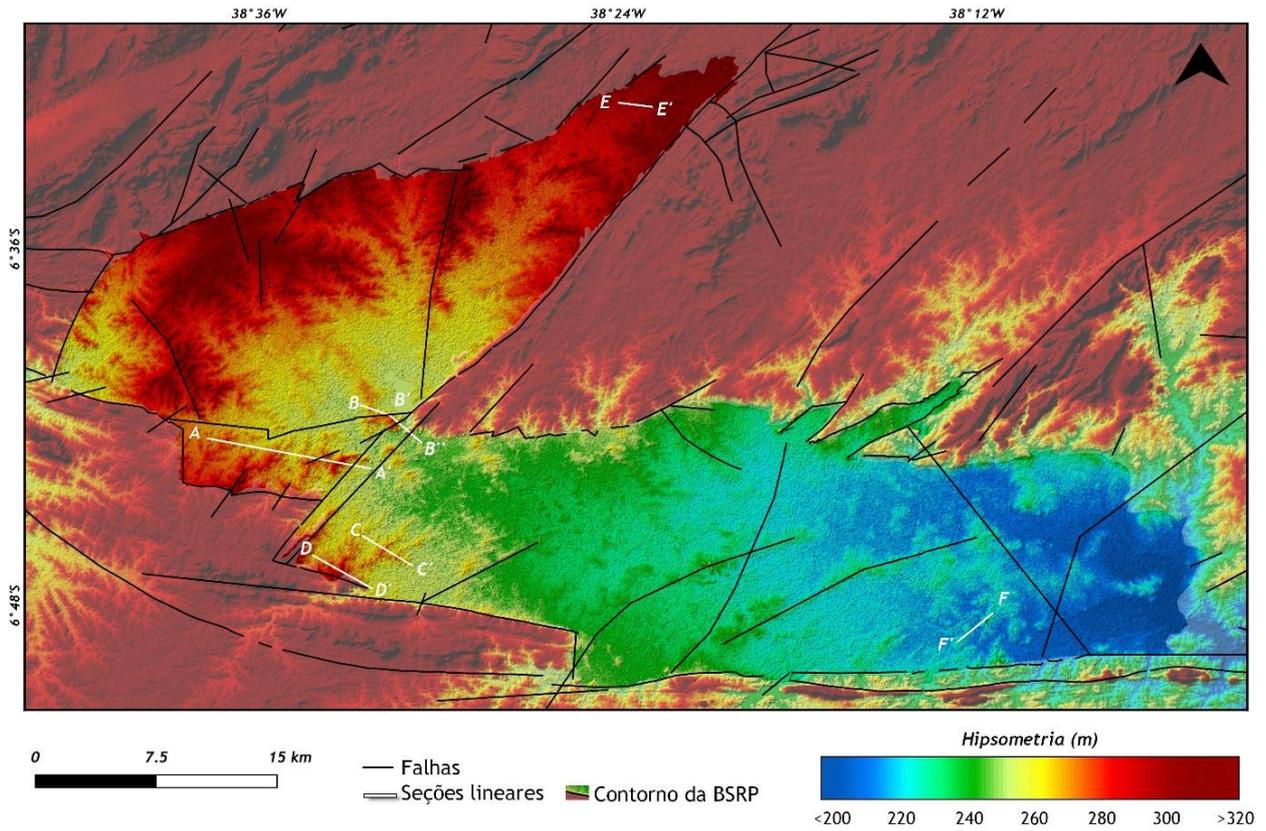


Figura 4. Hipsometria e localização das seções lineares realizadas na BSRP.

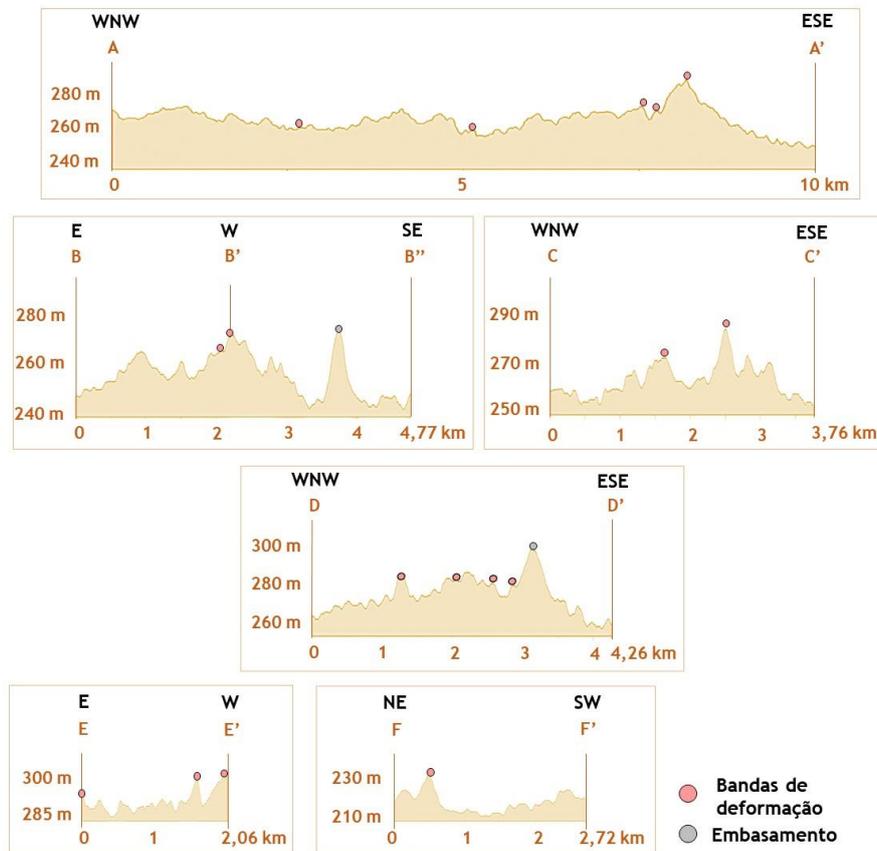


Figura 5. Perfis topográficos na BSRP (mostrados na Figura 4) relacionando ocorrência de BDs e altitude.

Entre as sub-bacias de Brejo das Freiras e Sousa, observa-se a confluência da Falha Portalegre com outras descontinuidades, tendo como repercussão a presença de cristas NE-SW e BDs, cuja variação topográfica em relação ao entorno quase imediato é a mais expressiva na BSRP (20 m-30 m). Essa área também apresenta os lineamentos positivos de maior comprimento, os quais coincidem com afloramentos da Formação Antenor Navarro. As BDs ocorrem isoladas, como singles, ou aglomeradas com um maior índice de deformação, como clusters; as porções que apresentam maior intensidade de deformação apresentam cristas de até 295 m (A-A'; B-B').

Na porção central da sub-bacia de Sousa, há baixa densidade de lineamentos positivos, tendo como resposta topográfica a presença de formas mais suaves com baixa variação (40m em uma linha reta de 25 km). Contudo, a região possui feições positivas NE-SW e NW-SE que destoam do entorno entre 10 m e 30 m, especialmente nas porções mais elevadas, que apresentam BDs nos arenitos da Formação Rio Piranhas (F-F'). Apesar de haver uma influência dos sistemas de falhas orientados segundo a direção E-W, na sub-bacia de Sousa, percebe-se que os lineamentos positivos encontrados na sub-bacia de Sousa não são concordantes com a Falha Malta, mas com as falhas de direção NE-SW.

4.2. Influência das BDs no intemperismo dos arenitos da BSRP

Na BSRP, as BDs ocorrem em arenitos conglomeráticos de extensão métrica, os quais correspondem no relevo na forma de "nervuras". Essas estruturas podem apresentar espessura milimétrica a centimétrica, ocorrendo de forma isolada (singles) (Figura 6A), ou em aglomerados (clusters), configurando-se como enclaves de maior resistência (Figura 6B). Com o avanço da deformação, esse aglomerado de bandas pode evoluir para uma superfície de deslizamento (slip surface) (Figura 6C).

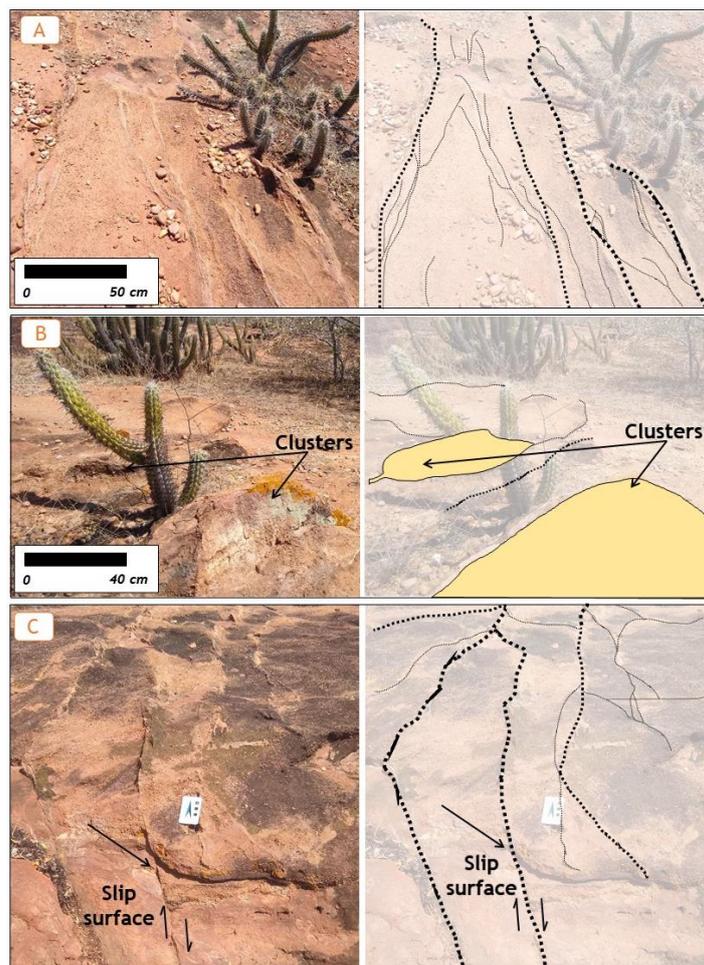


Figura 6. Comportamento e principais ocorrências de BDs (linhas tracejadas pretas). A espessura das linhas tracejadas indica o porte das estruturas. (A) Bandas de deformação do tipo singles; (B) Bandas de deformação formando clusters; (C) Detalhe de um plano estriado, caracterizando uma slip surface.

Em zonas não afetadas pela deformação, os arenitos têm suas estratificações sedimentares preservadas (Figura 7A) e apresentam uma estratificação sedimentar do tipo granocrescente 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 (Figura 7A), 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 intersecção 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 7B), no aglomerado de bandas (cluster), é possível notar a formação de grandes nódulos de resistência (Figura 7C).

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 7D).

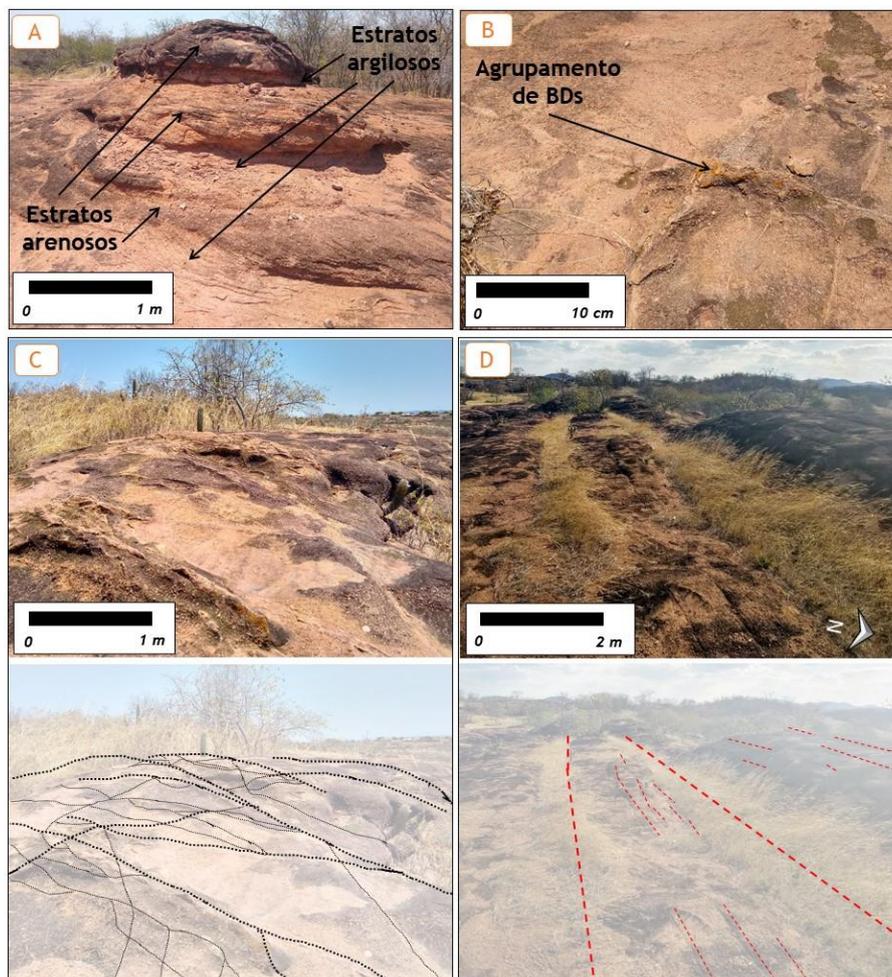
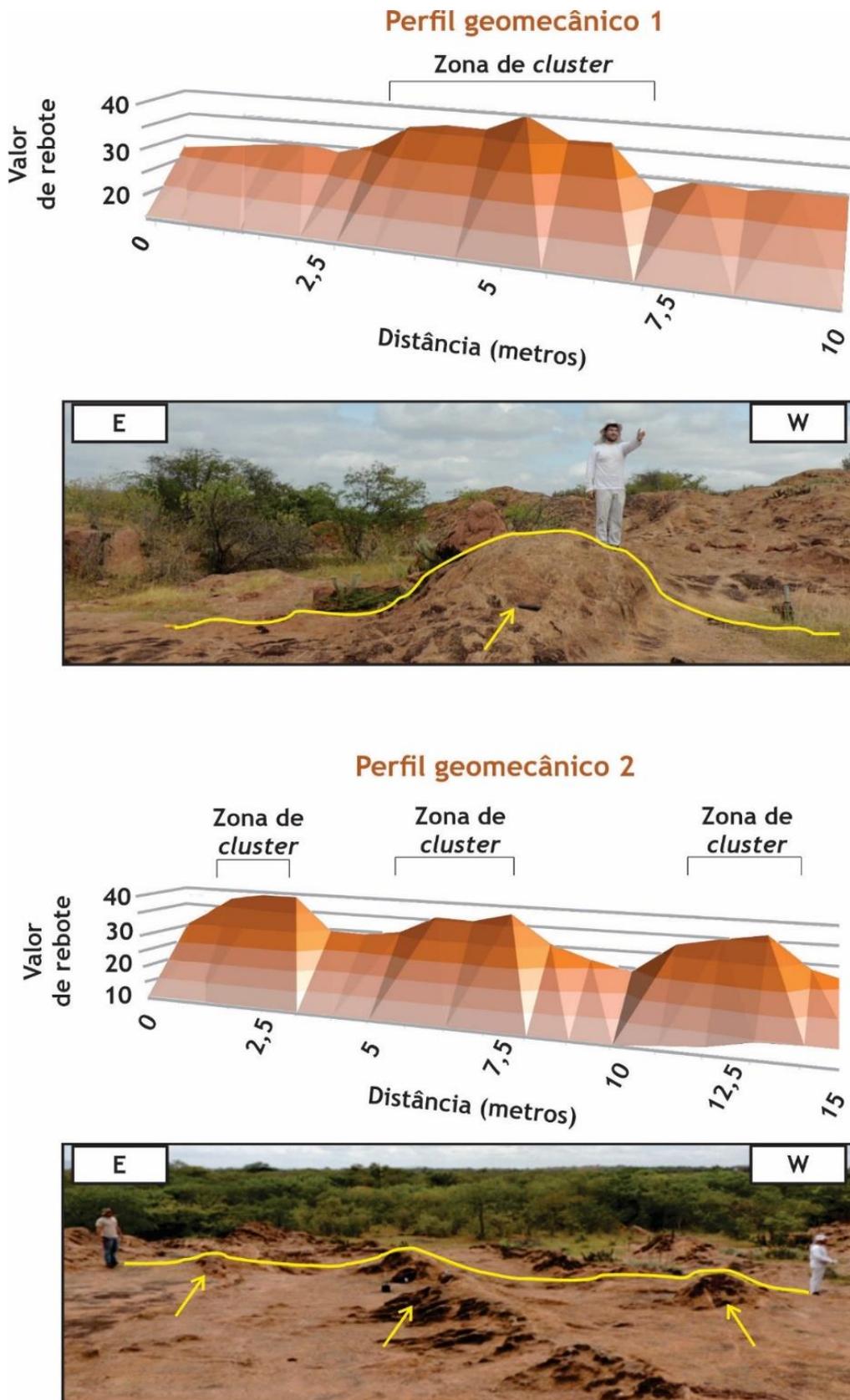


Figura 7. Aspectos geomorfológicos da deformação na BSRP. As linhas tracejadas pretas indicam as BDs principais, enquanto as linhas tracejadas vermelhas ilustram grandes fraturas no corredor. A espessura das linhas tracejadas indica o tamanho dessas estruturas. (A) Resistência diferencial nos sedimentos 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, juntamente com a interpretação das estruturas identificadas em superfície; (D) Corredor de fratura em uma zona de dano complexa.

4.3. Influência das BDs na resistência dos arenitos da BSRP

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 (Figura 8). Enquanto o perfil 1 foi realizado com 10 m de comprimento e 16 análises, o perfil

2 possui 15 m e 20 medidas de resistência. Ambos os perfis possuem $VR > 35$ majoritariamente para as zonas de cluster nos afloramentos mais expressivos da seção linear B-B' (Figura 5), ao passo que o entorno dos clusters possui $VR = 25$.



Analisando a variação da resistência em escala microscópica, a seção delgada (Figura 9) indica uma coincidência entre BDs e a zona de maior cominuição do grão, o que indica porosidade reduzida no arenito mais deformado. 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, com material mais triturado, grãos menores e matriz mais fina.

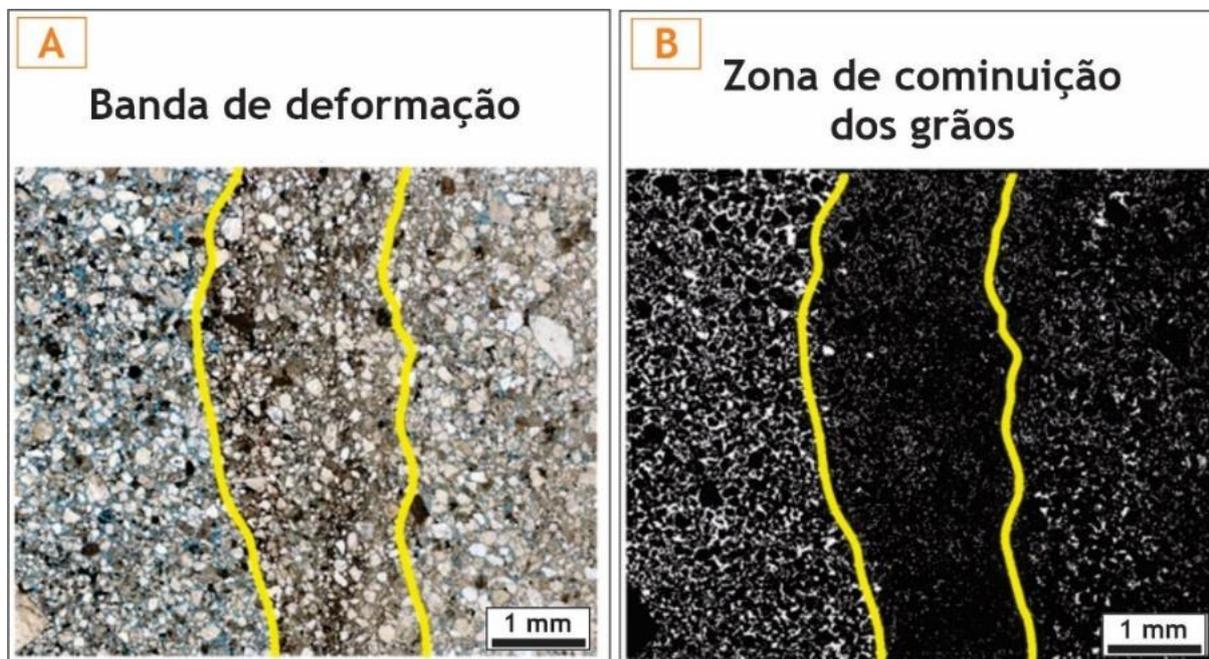


Figura 9. Redução da porosidade devido à BD. (A) Banda de deformação em escala microscópica (poros em azul); (B) Imagem binarizada da Figura A com os grãos em preto e os poros em branco.

4.4. 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 BSRP, 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 o sistema de falhas 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 (Figura 3), o que corrobora para uma variação, entre essas regiões e as mais dissecadas, no contexto da BSRP, de até 60 m (Figura 4).

Em termos gerais, há uma relação entre as feições positivas de relevo, a redução de porosidade e as ocorrências de BDs. Enquanto o protólito (protolith) está presente na região não deformada e com alta porosidade, estando associada às porções mais planas e rebaixadas, a zona de deformação externa (outer zone) 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, marcando a zona de deformação interna (inner zone) até chegar ao núcleo da falha, onde estão mais concentradas e a porosidade está consideravelmente baixa; esse trecho corresponde aos pontos mais elevados dos afloramentos (Figura 10).

A depender da morfologia da crista, o relevo pode ter 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, foram escolhidos dois afloramentos, os quais serão descritos a seguir.

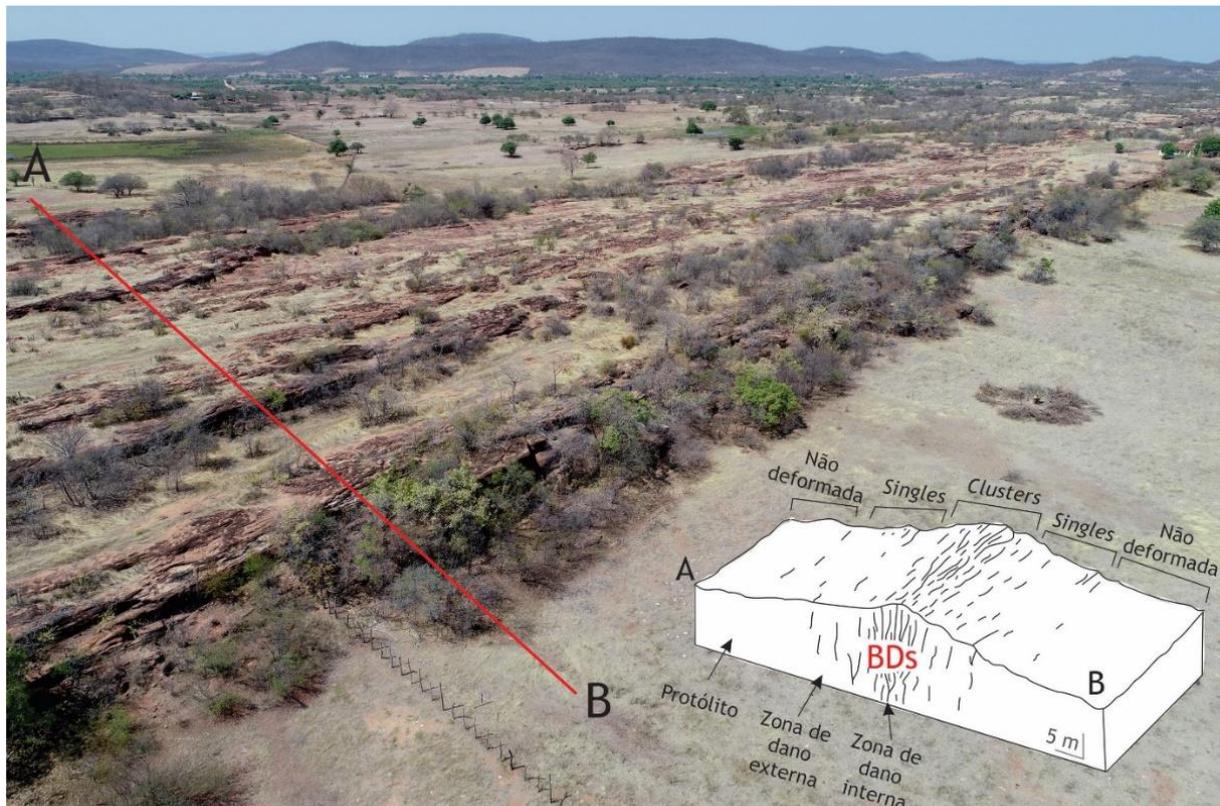


Figura 10. Bloco diagrama ilustrando o comportamento geomorfológico dos arenitos de acordo com o grau de deformação com base nas classificações de Underhill e Woodcock (1987), Faulkner et al. (2010) e Araújo et al. (2018). A área apresentada é um trecho do afloramento AF-2.

4.4.1. AF-1

O afloramento AF-1 está próximo da Falha 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 11C). Essa crista corresponde à elevação mais expressiva da seção B-B'-B'' (Figura 5) 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, variando para NNW-SSE (Figura 11A). Ela se difere do comportamento geral das cristas na BSRP (NE-SW) e se comporta como uma escarpa abrupta para NE e rampa com caimento 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 11B).

A vertente mais abrupta da crista é marcada por recuos topográficos diferenciados por causa da resistência dos estratos sedimentares; os enclaves mais resistentes se devem às ocorrências de clusters com espessura máxima de 1,481 m (Figura 12). O entorno imediato dessa crista é composto por um relevo plano com pontuais casos de afloramentos rochosos (Figura 12D).

4.4.2. AF-2

AF-2 corresponde à ocorrência mais pronunciada da seção C-C' (Figura 5), cuja amplitude de relevo em relação ao entorno imediato é de 20 m (Figura 13). Está localizado no extremo sudoeste da sub-bacia de Sousa (Figura 13A) e é caracterizado por uma crista NE-SW, a qual se encontra próxima ao contato com a Falha Malta e o embasamento. Apesar da proximidade da Falha Malta (E-W), as estruturas e a crista são de direção NE-SW, o que demonstra o papel desse trend na conformação estrutural do relevo da região.

Essa região é marcada por associações de BDs que estão posicionadas em uma zona de deformação mais complexa do que o primeiro afloramento, as quais correspondem aos domos mais elevados da crista. Além dessas estruturas, a crista apresenta corredores de fraturas e falhas (incluídas aquelas com brechas), cuja repercussão no relevo se demonstra nas regiões de entalhe mais profundo (Figura 14C), com direções NE-SW, NNE-SSW e, em

menor expressividade, NW-SE. Na zona deformada, percebe-se que há uma intercalação de fraturas e associações de bandas de deformação (Figura 14A).

Na porção sudoeste da crista, à medida que a deformação perde complexidade, o relevo vai gradativamente sendo rebaixado, 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. O entorno imediato apresenta uma superfície aplainada rompida por pontuais ocorrências de relevos saprolíticos com ocorrências mais expressivas de fraturas (Figura 14B).

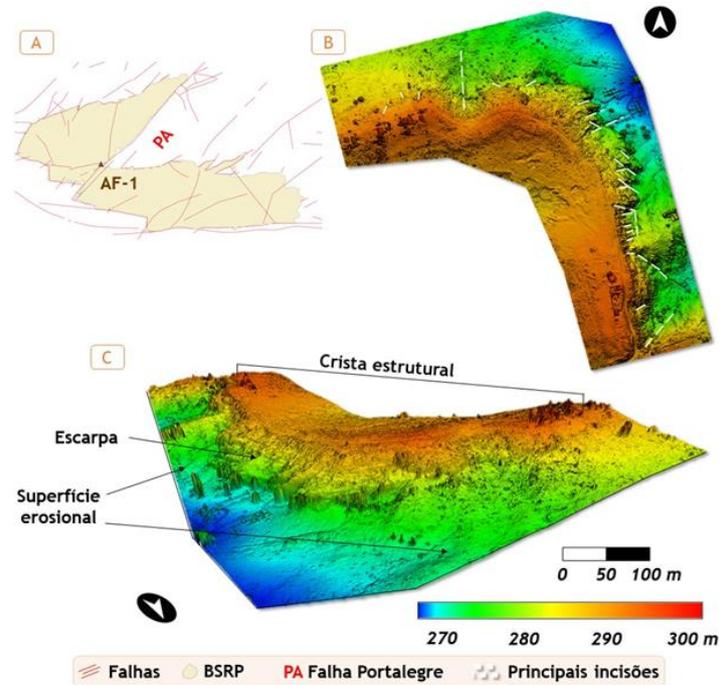


Figura 11. AF-1. (A) Localização do afloramento em relação à BSRP; (B) Visão vertical de AF-1, com ênfase em hipsometria e principais incisões; (C) Visão oblíqua de AF-1, destacando elevação e principais morfologias.

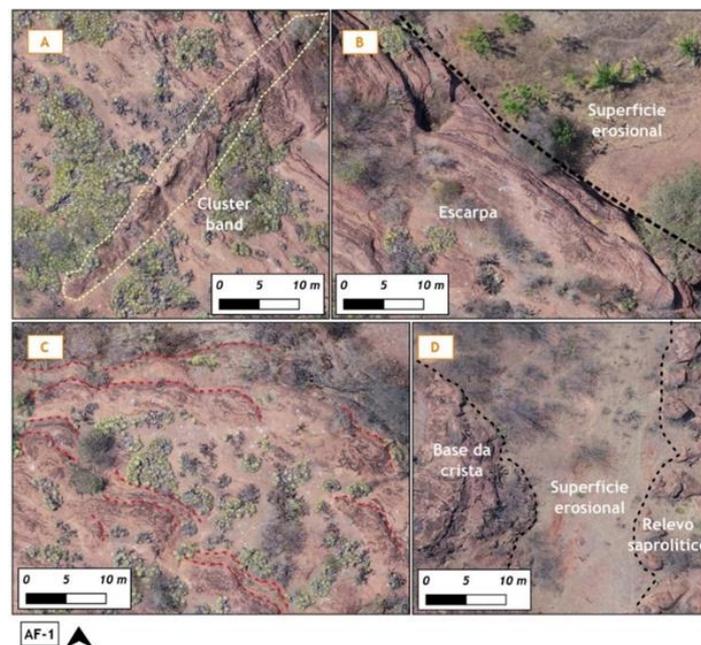


Figura 12. Principais morfologias do afloramento AF-1. (A) Ocorrência de cluster na escarpa (contorno tracejado amarelo); (B) Visão da escarpa e da superfície de erosão (limite marcado em linha tracejada preta); (C) Comportamento do acamamento sedimentar do arenito (linhas tracejadas vermelhas), com ocorrência de vegetação no estrato argiloso; (D) Relevo saprolítico na superfície de erosão no entorno imediato a nordeste de AF-1.

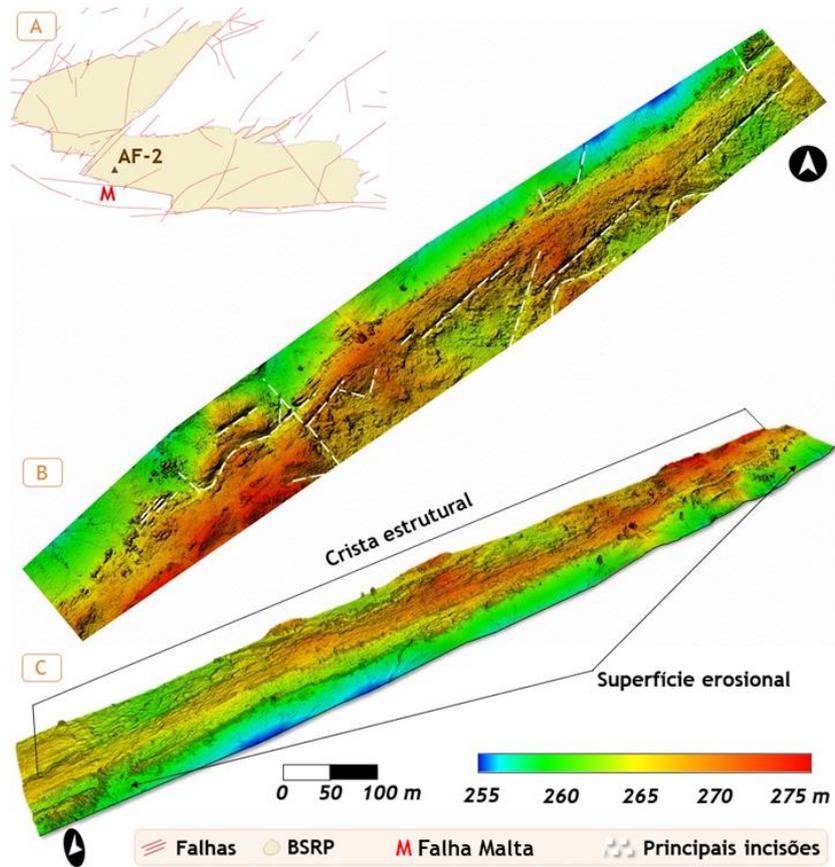


Figura 13. AF-2. (A) Localização do afloramento em relação à BSRP; (B) Visão vertical de AF-2, com ênfase em hipsometria e principais incisões; (C) Visão oblíqua de AF-2, destacando elevação e principais morfologias.

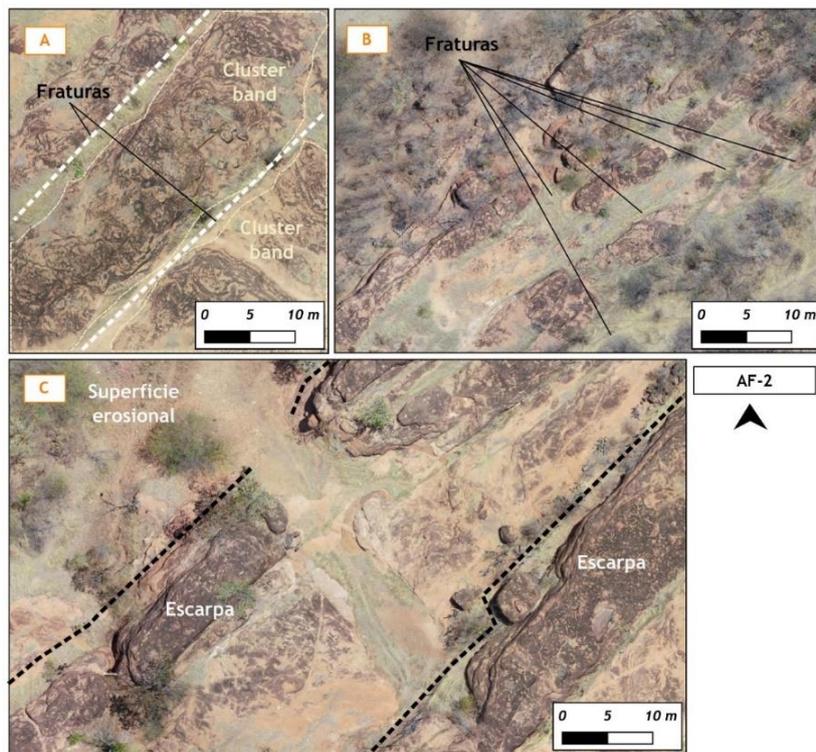


Figura 14. Principais morfologias no afloramento AF-2. (A) Ocorrência de clusters na porção mais deformada do afloramento; (B) Relevo saprolítico e fraturas na superfície de erosão na região nordeste de AF-2; (C) Visão de escarpas abruptas (linhas tracejadas pretas) e superfície erosional, com ênfase para a principal incisão no afloramento.

5. Discussão

No nordeste brasileiro, considerável parcela das áreas sedimentares são oriundas do breakup do Pangeia, ocasionando a formação de extensas áreas de rifte que, posteriormente, foram abortados; nessa situação, destacam-se as bacias Potiguar, Araripe, Recôncavo, Tucano e Jatobá, bem como as bacias interiores Icó, Iguatu e, em especial, Rio do Peixe (SÉNANT; POPOFF, 1991).

Ainda que as bacias oriundas da separação da Gondwana tenham sedimentos típicos de ambientes em comum, as repercussões topográficas das regiões são diferentes uma da outra: enquanto o Araripe chega a altimetrias de 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), ao passo que a BSRP apresenta cristas que não ultrapassam os 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; portanto, fatores estruturais e tectônicos fornecem pistas à compreensão da diversidade de formas de relevo encontradas em ambientes sedimentares. Em arenitos, sabe-se que diferenças estruturais e mineralógicas relativamente sutis influenciam significativamente no intemperismo dessas rochas (WARKE et al., 2006).

Considerando os fatores apontados e os dados encontrados neste trabalho, observa-se que a presença de BDs apresenta grande influência no condicionamento litoestrutural da BSRP. A correlação topografia/BDs demonstra que a resistência vai crescendo à medida que a deformação ganha complexidade 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).

Porosidade, quantidade e tipo de material de ligação, bem como composição dos grãos, são fatores que respondem diretamente pela resistência à compressão dos arenitos (ROBINSON; WILLIAMS, 1994). 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).

Em bandas cataclásticas, tipo mais comum de BD encontrada na BSRP, o esforço implica na trituração e posterior cominuição dos grãos, ocasionando a formação de um material fino que preenche os espaços vazios da rocha, o que justifica a redução de porosidade nas BDs (FOSSEN et al., 2007; FOSSEN, 2010; RODRIGUES; SILVA, 2018). Na área de estudo, 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).

Os valores de rebote deste trabalho corroboram com o que foi descrito na área por Pontes et al. (2019), onde as regiões mais deformadas pelas falhas e menos porosas constituem zonas mais resistentes ao intemperismo. A análise de seção delgada (Figura 9) indica que essa maior resistência se deve ao fato de as BDs gerarem maior compactação (FOSSEN, 2017), preenchendo os poros e, posteriormente, dificultando o processo de intemperismo.

A resistência do relevo da BSRP 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; DUSZYŃSKI; GOUDIE, 2017).

Analisando os valores de resistência na BSRP, Pontes et al. (2019) identificaram que, nas regiões mais deformadas, esses valores são, em média, três vezes maiores do que a zona de dano que, por sua vez, é ainda mais resistente do que a região não deformada. Esses dados coincidem com as constatações encontradas nos perfis de resistência realizados por este trabalho (Figura 8), onde nota-se, portanto, um comportamento geomorfológico descontínuo nos trechos mais deformados ($VR > 35$) dos perfis analisados: nas zonas de clusters, o relevo responde positivamente na forma de nódulos dentro do próprio afloramento, correspondendo às áreas de deformação mais complexa.

Essa situação é mais presente nas zonas de influência direta da deformação (inner zone), 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; 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. Esse aspecto é evidenciado pelo comportamento gradativo do relevo (Figura 10), 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 BSRP como densidade média (Figura 3), 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. Portanto, percebe-se uma clara relação entre os lineamentos positivos encontrados na BSRP, os sistemas de falhas existentes e as ocorrências de BDs, expressando diretamente nas altimetrias mais expressivas das seções lineares realizadas e denunciando, assim, uma forte influência estrutural nas cristas da BSRP.

Os elementos apresentados por este trabalho mostram que a presença de descontinuidades estruturais em escala microscópica afeta as propriedades mecânicas das rochas da BSRP, fortalecendo-as e tornando-as mais resistentes ao intemperismo diferencial, o qual é responsável por modelar relevos saprolíticos e cristas estruturais identificáveis em sensoriamento remoto.

Esse contexto subsidia a ação do intemperismo, 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 (LUPAIA-PALMIERI, 2004). Analisando o comportamento morfológico da área, que apresenta ocorrências de formas saprolíticas e exumação rochosa, é possível deduzir que, a partir dos ciclos de variações climáticas, o intemperismo diferencial exumou à superfície os enclaves rochosos de maior resistência que se encontravam em subsuperfície.

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; contudo, dado o contexto particular da BSRP, 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 (Figura 15).

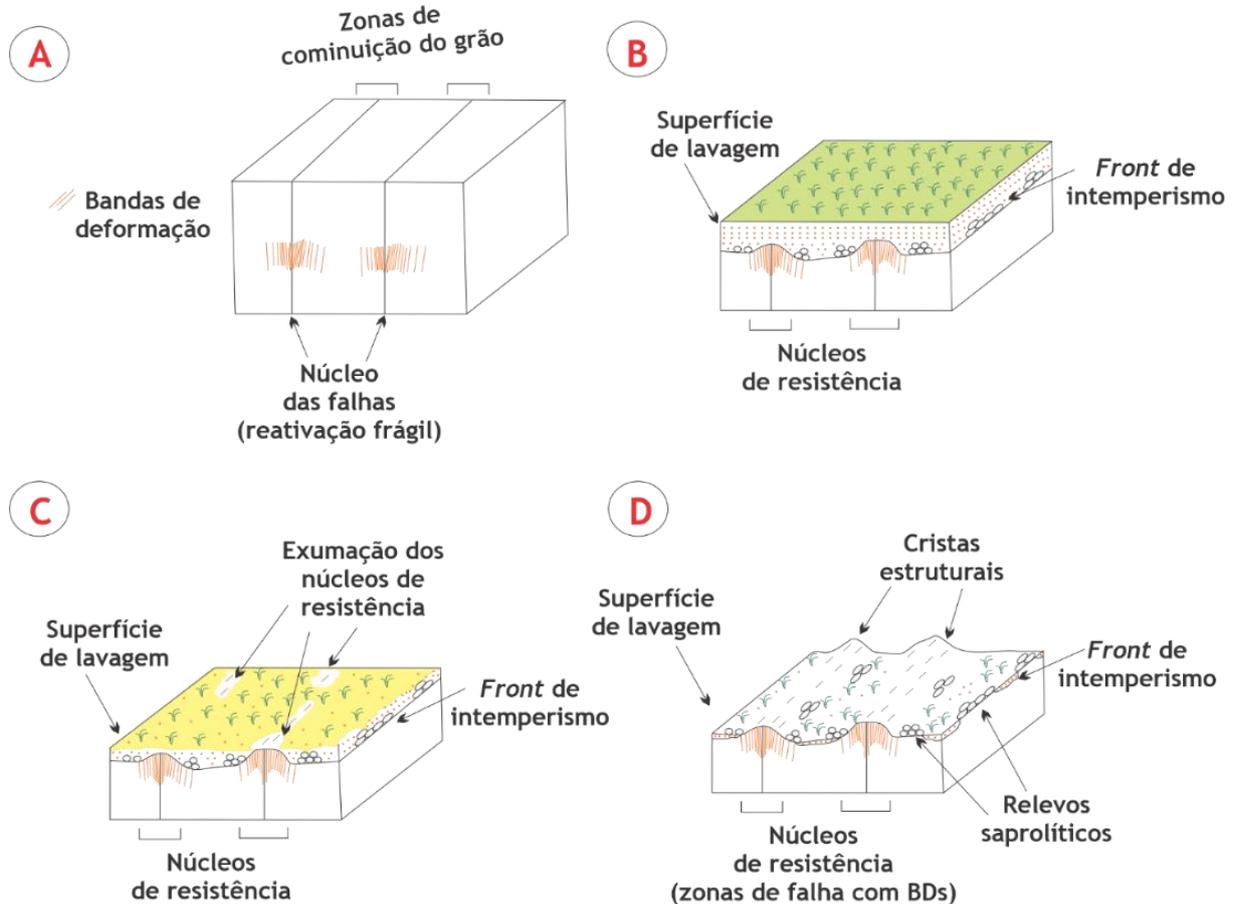


Figura 15. Modelo evolutivo de exumação das BDs na BSRP.

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 15A). Essas bandas foram originadas em baixa profundidade, sendo exumadas com os processos denudacionais, subsidiados pelo intemperismo químico, favorecendo a formação de cobertura pedogenética (Figura 15B).

Desde o fim do Cretáceo, quando houve a definitiva separação da Gondwana, o relevo da Província Borborema (PB) foi afetado por episódios que retroalimentaram o relevo positivamente. A história tectônica 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., 2009), sendo o input perfeito para a mudança do regime agradacional para erosivo na BSRP, embora não se possa descartar a oscilação de eventos eustáticos anteriores.

Além disso, 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 BSRP (NOGUEIRA et al., 2015), o que ocasionou o rebaixamento do nível de base e favoreceu o alçamento do substrato arenítico. Por fim, deve-se destacar o magmatismo acompanhado por underplating crustal (OLIVEIRA, 2008), repercutindo no soerguimento rápido ocorrido ao fim do Terciário e a subsequente erosão acentuada na área de estudos (NÓBREGA et al., 2005). Esses episódios induziram a dissecação das porções menos resistentes e individualizaram 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 15C).

As condições climáticas tropicais semiúmidas pretéritas propiciariam o ambiente necessário para a maturação de solos e, ao longo da modelagem e desgaste contínuo do terreno, as rochas menos resistentes foram desgastadas e as sequelas do processo dissecativo são os detritos decorrentes do intemperismo nas regiões submetidas a um contexto mais úmido e que são removidos em regime mais seco (MILLOT, 1977; MILLOT, 1983; THOMAS, 2011). A mudança nos teores de umidade ao longo do Cenozoico, especialmente nas transições Pleistoceno/Holoceno e final do Holoceno Médio permitiram as transições entre regimes mais úmidos e mais secos, o que intensificou ainda mais a degradação da BSRP e deixou apenas os remanescentes de uma bacia de abrangência consideravelmente maior do que a atual.

Em estágios de maior umidade, a presença da água nas rochas foi facilitada pelo grau de porosidade, facilitando a alteração química e o aprofundamento vertical da camada pedogenética. 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. Assim, os sedimentos menos resistentes foram removidos até que o embasamento que hoje circunda a BSRP estivesse exposto, ao passo que as regiões mais resistentes à erosão foram cada vez mais destacadas no relevo até atingirem a configuração atual (Figura 15D).

Dessa forma, conclui-se que a configuração geomorfológica da BRP e entorno é resultante da combinação dos fatores climáticos (mudanças climáticas e 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). Portanto, os relevos exumados indicam um controle litoestrutural que fora utilizado ativamente pelo clima como forma de expor as superfícies mais resistentes da BSRP, uma das bacias interiores cretáceas do nordeste setentrional brasileiro.

5. Conclusões

Os dados apresentados por esse trabalho permitiram concluir que zonas de falhas em arenitos com BDs geram um comportamento geomorfológico distinto, criando zonas de resistência mecânica à erosão que resultam na formação de cristas estruturais em diferentes escalas de manifestação. Essas escalas foram abordadas nas análises de seção delgada, nos imageamentos com drone e nas observações regionais pelas imagens ALOS. Nessa última escala, a análise estrutural evidenciou que os lineamentos positivos do embasamento apresentam direções NE-SW e E-W, enquanto a BSRP possui as direções NE-SW, E-W e NW-SE. Esses dados mostram a predominância da direção NE-SW nas feições de relevo no embasamento e na BSRP, a qual se deve à influência da Falha Portalegre. Nas zonas de influência da falha, há uma relação entre a presença de cristas e o grau de deformação.

As regiões mais elevadas correspondem à presença de BDs na zona de dano interna e, com a diminuição da frequência de BDs, o acamamento sedimentar fica mais visível e a topografia é mais aplainada.

Com base nos dados encontrados por este trabalho, nota-se que relevos em rochas areníticas afetados por falhas com BDs surgem como indicador crucial para a localização de zonas de deformação, indicando um controle litoestrutural. Por meio de dissecação e aplainamento, o intemperismo e a erosão diferencial expuseram as frações mais resistentes da BSRP, favorecendo, por meio das cristas estruturais, a distinção de zonas deformadas e não deformadas, e constituindo, assim, indicadores geomorfológicos de processos tectônicos.

Contribuições dos Autores: Concepção, César Nogueira, Hilário Bezerra, Ana Beatriz e Rúbson Maia; pesquisa, Ana Beatriz; metodologia e preparação dos dados, Ana Beatriz, Rúbson Maia e Cayo Pontes; recursos, Rúbson Maia, Cayo Pontes, César Nogueira e Hilário Bezerra; leitura crítica, Cayo Pontes, César Nogueira e Hilário Bezerra; validação, Rúbson Maia, César Nogueira e Hilário Bezerra; escrita e revisão do artigo, Ana Beatriz. Todos os autores leram e concordaram com a versão publicada do manuscrito.

Financiamento: Os autores agradecem ao Projeto DEBRIP (Processo 2017/00767-0 SAP 4600579230), financiado pela Petrobras, em parceria com a Universidade Federal de Campina Grande, pelos dados obtidos em campo.

Agradecimentos: Os autores agradecem aos revisores anônimos que contribuíram para a maturação do trabalho.

Conflito de Interesse: Os autores declaram não haver conflito de interesse.

Referências

1. 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*, v. 22, n. 6, p. 711-728, 2013. DOI: 10.1127/0941-2948/2013/0507.
2. 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*, v. 325, p. 1-16, 2019. DOI: 10.1016/j.geomorph.2018.09.028.
3. ARAÚJO, R. E. B.; BEZERRA, F. H. R.; NOGUEIRA, F. C. C.; BALSAMO, F.; CARVALHO, B. R. B. M.; SOUZA, J. A. B.; SANGRARDE, J. C. D.; 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*, v.745, p.117-131, 2018. DOI: 10.1016/j.tecto.2018.08.011.
4. ARAÚJO NETTO, J. M.; SILVA, F. C.A.; SÁ, E. F. J. 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*, v. 12, n. 1, p. 3-9, 2012. DOI: 10.5327/Z1519-874X2012000100007.
5. ASTM. **Standard test method for determination of rock hardness by rebound hammer method**. West Conshohocken: ASTM International, 2001.
6. AYDIN A. Small faults formed as deformation bands in sandstone. *Pure and Applied Geophysics*, v. 116, p. 913-930, 1978. DOI: 10.1007/BF00876546.
7. AYDIN, A.; BASU, A. The Schmidt hammer in rock material characterization. *Engineering Geology*, v. 81, 2005, p. 1-14. DOI: 10.1016/j.enggeo.2005.06.006.
8. AYDIN, A.; JOHNSON, A. M. Development of faults as zones of deformation bands and as slip surfaces in sandstone. *Pure and Applied Geophysics*, v. 116, p. 931-942, 2008. DOI: 10.1007/BF00876547.
9. 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*, v. 55, p. 142-159, 2014. DOI: 10.1016/j.marpetgeo.2013.12.020.
10. BEZERRA, F. H.; 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*, v. 111, p. 88-104, 2020. DOI: 10.1016/j.marpetgeo.2019.08.001.
11. 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*, v.614, p.78-90, 2014. DOI: 10.1016/j.tecto.2013.12.021.
12. 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.

13. 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. (Eds.) **Tectonic Evolution of South America**. 1ª Ed. Rio de Janeiro: 31 International Geological Congress, p.151-182, 2000.
14. 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**, v. 24, p. 184–202, 2007. DOI: 10.1016/j.jsames.2007.04.001.
15. FAULKNER, D. R.; JACKSON, C. A. L.; LUNN, R. J.; SCHLISCHE, R. W.; SHIPTON, Z. K.; WIBBERLEY, C. A. J.; WITHJACK, M. O. A review of recent developments concerning the structure, mechanics and fluid flow properties of fault zones. **Journal of Structural Geology**, v. 32, n. 11, p. 1557-1575, 2010. DOI: 10.1016/j.jsg.2010.06.009.
16. 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**, v. 1, n. 1, p. 15-28, 2005.
17. FOSSEN, H.; SCHULTZ, R. A.; SHIPTON, Z. K.; MAIR, K. Deformation bands in sandstone: a review. **Journal of the Geological Society**, v. 164, p. 755–769, 2007. DOI: 10.1144/0016-76492006-036.
18. FOSSEN, H. **Geologia Estrutural**. Tradução de Fábio R.D. de Andrade. 2ª Ed. São Paulo: Oficina de Textos, 2017.
19. FOSSEN, H. Deformation bands formed during soft-sediment deformation: observations from SE Utah. **Marine and Petroleum Geology**, v. 27, p. 215-222, 2010. DOI: 10.1016/j.marpetgeo.2009.06.005.
20. FOSSEN, H.; BALE, A. Deformation bands and their influence on fluid flow. **American Association Petroleum Geology Bulletin**, v. 91, n. 2, p. 1685-1700, 2007. DOI: 10.1306/07300706146.
21. FRANCISCO, P. R. M.; SANTOS, D. **Climatologia do Estado da Paraíba**. Campina Grande: EDUFCCG, 2017.
22. 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**, v. 16, p. 647–661, 1994. DOI: 10.1016/0191-8141(94)90116-3.
23. HAYLOCK, M. R.; PETERSON, T. C.; ALVES, L. M.; AMBRIZZI, T.; ANUNCIACÃO, 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**, v. 19, p. 1490–1512, 2006. DOI: 10.1175/JCLI3695.1.
24. 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**, v. 24, p. 931-942, 1999. DOI: 10.1002/(SICI)1096-9837(199909)24:10<931::AID-ESP27>3.0.CO;2-V.
25. 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**, v.28, p.1-22, 2009. DOI: 10.1029/2008TC002359.
26. JORDAN, G. Morphometric analysis and tectonic interpretation of digital terrain data: a case study. **Earth Surface Processes and Landforms**, v. 28, p. 807-822, 2003. DOI: 10.1002/esp.469.
27. LEEDER, M. R. Sedimentary basins: tectonic recorders of sediment discharge from drainage catchments. **Earth Surface Processes and Landforms**, v. 22, p. 229-237, 1997. DOI: 10.1002/(SICI)1096-9837(199703)22:3<229::AID-ESP750>3.0.CO;2-F.
28. LUPIA-PALMIERI, E. Erosion. In: GOUDIE, A. S. (Org.). **Encyclopedia of geomorphology**. 1ª Ed. Londres: Taylor & Francis, 2006. p.331-336.
29. MABESOONE, J. M.; CAMPANHA, V. A. Caracterização estratigráfica dos grupos Rio do Peixe e Iguatu. **Estudos Sedimentológicos**, v. 3, p. 22–41, 1974.
30. 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**, Brasil, v. 17, n. 2, p. 274–285, 2016. DOI: 10.20502/rbg.v17i2.801.
31. MARQUES, F. O.; NOGUEIRA, F. C. C.; BEZERRA, F. H. R.; CASTRO, D. L. The Araripe Basin in NE Brazil: an intracontinental graben inverted to a high-standing horst. **Tectonophysics**, v.630, p.251-264, 2014. DOI: 10.1016/j.tecto.2014.05.029.
32. MCCANN, T.; SAINTOT, A. Tracing tectonic deformation using the sedimentary record: an overview. **Geological Society**, v. 208, p. 1-28, 2003. DOI: 10.1144/GSL.SP.2003.208.01.01.
33. 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.
34. MIGNÓN, P.; DUSZYŃSKI, F.; GOUDIE, A. Rock cities and ruiniform relief: Forms – processes – terminology. **Earth Science Reviews**, v. 171, p. 78-104, 2017. DOI: 10.1016/j.earscirev.2017.05.012.
35. MILLOT, G. Géochemie de la surface et formes du relief. **Société Géologie Bulletin**, v. 30, n. 4, p. 229-233, 1977.

36. MILLOT, G. Planation of continents by intertropical weathering and pedogenetic processes. In: **International Seminar on Lateritisation Processes**, 2., 1982, São Paulo. **Anais...** São Paulo: IUGS; UNESCO; IGCP; IAGC, 1983. p.53-63.
37. 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**, v. 26, n. 7, p. 1070-1086, 2009. DOI: 10.1016/j.marpetgeo.2008.07.002.
38. 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. DOI: 10.1016/j.jsg.2017.12.013.
39. 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**, v. 39, p. 627-633, 2005. DOI: 10.1016/j.radmeas.2004.12.006.
40. NOGUEIRA, F. C. C.; MARQUES, F. O.; BEZERRA, F. H. R.; CASTRO, D. L.; FUCK, R. A. Cretaceous intracontinental rifting and post-rift inversion in NE Brazil: insights from the Rio do Peixe Basin. **Tectonophysics**, v. 644-645, p. 92-107, 2015. DOI: 10.1016/j.tecto.2014.12.016.
41. OLIVEIRA, R. G. **Arcabouço geofísico, isostasia e causas do magmatismo cenozoico da Província Borborema e de sua margem continental (Nordeste do Brasil)**. Tese (Doutorado em Geodinâmica e Geofísica) – Programa de Pós-Graduação em Geodinâmica e Geofísica, Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Natal, 2008. 415p.
42. PETERSON, L. C.; HAUG, G. H. Variability in the mean latitude of the Atlantic Intertropical Convergence Zone as recorded by riverine input of sediments to the Cariaco Basin (Venezuela). **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, v. 234, n. 1, p. 97-113, 2006. DOI: 10.1016/j.palaeo.2005.10.021.
43. 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**, v. 233, p. 20-40, 2015. DOI: 10.1016/j.geomorph.2014.10.009.
44. PAIN, C. F.; OLLIER, C. D. Inversion of relief – a component of landscapes evolution. **Geomorphology**, v. 12, p. 151-165, 1995. DOI: 10.1016/0169-555X(94)00084-5.
45. 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**, v. 114, p. 153-163, 2019. DOI: 10.1016/j.ijrmms.2018.12.009.
46. 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**. 1ª Ed. Londres: Wiley and Sons, 1994. p. 371-391.
47. 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**, v. 10, n. 6, p.1995-2009, 2017. DOI: 10.26848/rbgf.v10.6.p1995-2009.
48. RODRIGUES, M. C. N. L.; TRZASKOS, B.; LOPES, A. P. Influence of deformation bands on sandstone porosity: A case study using three-dimensional microtomography. **Journal of Structural Geology**, v. 72, p. 96-110, 2015. DOI: 10.1016/j.jsg.2015.01.003.
49. RODRIGUES, R. S.; SILVA, F. A. Deformation bands and associated structures in the Tucano Basin, NE Brazil: a multiscale analysis. **Marine and Petroleum Geology**, v. 98, p. 202-213, 2018. DOI: 10.1016/j.marpetgeo.2018.05.035.
50. SHIPTON, Z. K.; EVANS, J. P.; THOMSON, L. B. The geometry and thickness of deformation-band fault core and its influence on sealing characteristics of deformation-band fault zones. In: SORKHABI, R.; TSUJI, Y. (Eds). **Faults, fluid flow, and petroleum traps**. 1ª Ed. AAPG Memoir, p. 181-195, 2005. DOI: 10.1306/1033723M853135.
51. SCHULLER, 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. DOI: 10.1016/j.jsg.2013.03.013.
52. SCHWARZ, T. Ferricrete formation and relief inversion: an example from Central Sudan. **Catena**, v. 21, n. 2-3, p. 257-268, 1994. DOI: 10.1016/0341-8162(94)90016-7.
53. SÉNANT, J.; POPOFF, M. Early Cretaceous extension in northeast Brazil related to the South Atlantic opening. **Tectonophysics**, v. 198, p. 35-46, 1991. DOI: 10.1016/0040-1951(91)90129-G.
54. STRUGALE, M.; ROSTIROLLA, S. P.; MANCINI, F.; PORTELA FILHO, C. V.; FERREIRA, F. J. F.; FREITAS, R. C. Structural framework and Mesozoic–Cenozoic evolution of Ponta Grossa Arch, Paraná Basin, southern Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 24, p. 203-227, 2007. DOI: 10.1016/j.jsames.2007.05.003.
55. THOMAS, M. F. Sources of geomorphological diversity in the tropics. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 12, n. 3, p.47-60, 2011. DOI: 10.20502/rbg.v12i0.258.

56. 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**. 1ª Ed. Geological Society Special Publication, n.29, p.91-105, 1987. DOI: 10.1144/GSL.SP.1987.029.01.09.
57. 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**, v. 250, p. 1-16, 2020. DOI: 10.1016/j.quascirev.2020.106655.
58. WARKE; P. A.; MCKINLEY, J.; SMITH, B. J. Variable weathering response in sandstone: factors controlling decay sequences. **Earth Surface Processes and Landforms**, v. 31, p. 715–735, 2006. DOI: 10.1002/esp.1284.
59. YOUNG, R. W.; WRAY, R. A. L. Rock control in sandstone geomorphology: a tribute to Eiju Yatsu with some Australian examples. **Zeitschrift für Geomorphologie**, v. 59, n. 1, p. 3-17, 2015. DOI: 10.1127/zfg_suppl/2015/S-00172.
60. YOUNG, R.W. Quartz etching and sandstone karst: examples from the east Kimberleys, northwestern Australia. **Zeitschrift für Geomorphologie**, v. 32, 4.ed., p. 409-423, 1988.
61. ZAKY, K.S. Deformation bands in normal fault damage zones, Southwestern Sinai, Suez Rift, Egypt. **Geotectonics**, v. 51, n. 2, p.176-191, 2017. DOI: 10.1134/S0016852117020066.



Esta obra está licenciada com uma Licença Creative Commons Atribuição 4.0 Internacional (<http://creativecommons.org/licenses/by/4.0/>) – CC BY. Esta licença permite que outros distribuam, remixem, adaptem e criem a partir do seu trabalho, mesmo para fins comerciais, desde que lhe atribuam o devido crédito pela criação original.