



**Artigo de Pesquisa****CONTROLE TECTÔNICO PÓS-RIFT EM ESCARPAS DE PLANALTO DA BORDA MERIDIONAL DA BACIA DO JATOBÁ****POST-RIFT TECTONIC CONTROL IN PLATEAU SCARPS ON THE SOUTHERN EDGE OF THE JATOBÁ BASIN**

Júlia Stefane da Silva Vieira<sup>1</sup>, Genisson Panta da Silva<sup>2</sup>, Jonas Herisson Santos de Melo<sup>3</sup>, Kleython Monteiro de Araújo<sup>4</sup>


<sup>1</sup> Universidade Federal de Alagoas, Instituto de Geografia, Desenvolvimento e Meio Ambiente, Maceió, Brasil. E-mail. [julia.vieira@igdema.ufal.br](mailto:julia.vieira@igdema.ufal.br)

 <https://orcid.org/0000-0002-4225-1567>


<sup>2</sup> Universidade Federal de Alagoas, Instituto de Geografia, Desenvolvimento e Meio Ambiente, Maceió, Brasil. E-mail. [genissongeo@gmail.com](mailto:genissongeo@gmail.com)

 <https://orcid.org/0000-0002-6745-7772>

<sup>3</sup> Universidade Federal de Alagoas, Instituto de Geografia, Desenvolvimento e Meio Ambiente, Maceió, Brasil. E-mail. [jonas.herisson1994@gmail.com](mailto:jonas.herisson1994@gmail.com)

 <https://orcid.org/0000-0003-3508-6433>

<sup>4</sup> Universidade Federal de Alagoas, Instituto de Geografia, Desenvolvimento e Meio Ambiente, Maceió, Brasil. E-mail. [kleython.monteiro@igdema.ufal.br](mailto:kleython.monteiro@igdema.ufal.br)

 <https://orcid.org/0000-0003-4829-3722>

Recebido em 24/11/2022 e aceito em 16/06/2023

**RESUMO:** Considerando o Nordeste Oriental como um vasto cenário de domínios morfoestruturais ligados à evolução pós-rifte da abertura do atlântico sul e a pulsos tectônicos recentes, tem-se como um conspícuo exemplo a borda meridional da Bacia Sedimentar do Jatobá, onde consta-se a presença de blocos alçados acima da superfície de cimeira regional e anomalias ligadas à padrões fluviais locais. Assim, este trabalho propôs a investigação dos mecanismos da evolução topográfica pós-rifte atuantes na área, a partir de condicionantes morfoestruturais e evidências na drenagem, utilizando de parâmetros morfológicos e morfométricos. A partir da aplicação dos índices de sinuosidade de frente de montanha ( $S_{fm}$ ), índice de declividade do canal normalizado ( $K_{sn}$ ) e pela extração de lineamentos do relevo, constou-se anomalias em padrões de drenagem (como *kinicpoints* e padrões retilíneos) e compartimentos do relevo (como rupturas de patamares e alinhamento aos principais trends estruturais regionais de direção preferencial NW-SE), corroborando com a hipótese de que movimentações tectônicas cenozoicas, pela manutenção de escarpas erosivas em planaltos sedimentares de que possuem cotas topográficas semelhantes aos planaltos cristalinos, numa mesma superfície alçada num contexto de margem passiva.

**Palavras-chave:** Evolução de margens passivas; Controle pós-rifte; Escarpa sedimentar; Borda meridional da Bacia do Jatobá.

**ABSTRACT:** Considering the Eastern Northeast as a vast scenario of morphostructural domains linked to the post-rift evolution of the opening of the South Atlantic and to recent tectonic pulses, a conspicuous example is the southern edge of the Jatobá Sedimentary Basin, where the presence of blocks raised above the regional summit surface and anomalies linked to local river patterns. Thus, this work proposed the investigation of the mechanisms of post-rift topographic evolution acting in the area, from morphostructural conditions and evidence in the drainage, using morphological and morphometric parameters. From the application of the mountain front sinuosity index ( $S_{fm}$ ), normalized channel slope

index ( $K_{sn}$ ) and the extraction of relief lineaments, anomalies in drainage patterns (such as *kinicpoints* and rectilinear patterns) and compartments were identified. of the relief (such as plateau ruptures and alignment with the main regional structural trends of preferential NW-SE direction), corroborating the hypothesis that Cenozoic tectonic movements are responsible for the maintenance of erosive escarpments in sedimentary plateaus that have topographic levels similar to the plateaus crystalline, on the same raised surface in a context of passive margin.

**Keywords:** Evolution of passive margins; Geomorphometry; Sedimentary scarp; Jatobá Basin Southern Border.

## INTRODUÇÃO

O Nordeste Oriental brasileiro é hoje uma forte área de interesse acadêmico no que concerne à fomentação de pesquisas morfométricas, no tocante à evolução de margens continentais passivas, reativações pós-rifte de antigas estruturas e dinâmica de rios de leito rochoso (ALVES et al., 2022; CORREIA FILHO et al., 2021; MAIA; BEZERRA, 2011). O cenário morfoestrutural existente na área é fruto de significativas fases pretéritas de reativações tectônicas, principalmente ligadas à separação da Gondwana e à abertura do Oceano Atlântico Sul (JAPSEN et al., 2012; JELINEK et al., 2014; PEULVAST; BÉTARD, 2021).

Em contexto de margens passivas, consta-se que as morfoestruturas consistem em importantes marcadores de movimentações tectônicas recentes, uma vez que, comumente, essas são atreladas a reativações de antigas formas geomórficas, exumação de antigos pacotes sedimentares e anomalias em padrões fluviais (BEZERRA; FERREIRA; SOUSA, 2006; FERREIRA et al., 2020; BEZERRA et al., 2020; ROSSETTI et al., 2014). Este último fator é propiciado graças à sensibilidade de sistemas fluviais à fenômenos tectônicos, impetrando significativos registros na paisagem (BURBANK; ANDERSON, 2013; MAIA; BEZERRA, 2011; BRIDGLAND et al., 2012).

Com avanço das geotecnologias aplicadas aos estudos da paisagem, trabalhos que tratam do viés tectônico em morfoestruturas, têm obtido êxito na caracterização de condicionamentos do relevo e da drenagem, a partir da aplicação de índices morfométricos, como por exemplo: relação declividade-extensão, índice de declividade normalizada dos canais, fator de assimetria transversal, assimetria de bacia, integral hipsométrica, dentre outros (SANTOS; LADEIRA; BATEZELLI, 2019). Além disso, existe indícios morfológicos, especialmente em se tratando da análise de sistemas fluviais através de assimetrias fatores de assimetria e padrões tipológicos anômalos de canais e da rede de drenagem.

No âmbito dos estudos geomorfológicos de cunho morfoestrutural e morfotectônico, uma notória atenção tem sido dada às bacias sedimentares (MARQUES et al., 2014; MAIA; BEZERRA, 2015; NOGUEIRA et al., 2015; VASCONCELOS et al., 2019; ALVES et al., 2022). Entretanto, apesar de registrarem importantes eventos de inversão de relevo em ambientes de margem passiva, ainda se discute quais mecanismos são responsáveis por manter escarpas em planaltos sedimentares, taxas de retração, papel da tectônica, mudanças paleoclimáticas e padrões espaciais erosão, principalmente em bacias paleozóicas (DUSZYŃSKI; MIGOŃ; STRZELECKI, 2019; MATMON; BIERMAN; ENZEL, 2002).

É nesse contexto que se encontram os domínios inseridos na Bacia Sedimentar do Jatobá, a qual representa a porção mais setentrional do rift Recôncavo-Tucano-Jatobá, sendo esse um sistema continental de meio-grábens do Cretáceo inferior, separado por altos do embasamento, cuja gênese encontra-se relacionada com o rifteamento sul-atlântico, configurando-se também como um ramo abortado (JELINEK, et al. 2020). Além disso, destaca-se os litótipos cristalinos dos Maciços Remobilizados do Domínio Pernambuco-Alagoas, sendo esse uma estreita faixa de relevo escarpado que bordejia o Planalto Sedimentar Recôncavo Tucano-Jatobá ao limite leste.

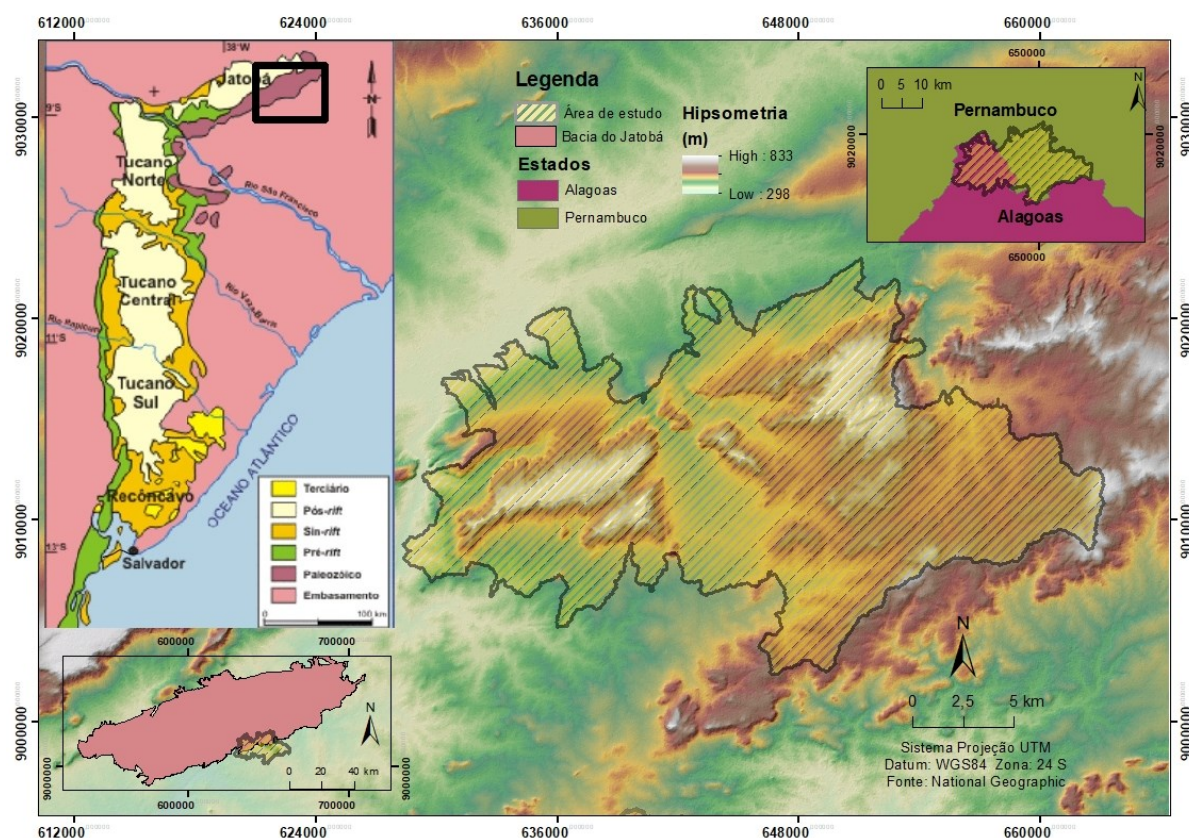
Assim, considerando a hipótese de que possíveis movimentações tectônicas cenozoicas são responsáveis pela manutenção de escarpas erosivas em planaltos sedimentares que possuem cotas topográficas semelhantes aos planaltos cristalinos, numa mesma superfície alçada, este trabalho propõe investigar, por meio de análises morfométricas e estruturais, os processos da evolução topográfica pós-rifte em escarpamentos de margens continentais passivas na área da borda meridional da Bacia do Jatobá, tendo como princípio a reativação pós-rifte na estruturação do relevo e sua hidrografia.

## ÁREA DE ESTUDO

A área de estudo (Figura 1), localizada geograficamente na borda meridional da Bacia do Jatobá, porção centro-sul do estado do Pernambuco e Noroeste de Alagoas, compreende setores Leste e Oeste do escarpamento do Planalto Homoclinal do Jatobá, sendo estruturado geologicamente pela Formação Tacaratú (Figura 1). A área foi escolhida por apresentar um arranjo morfológico peculiar: existe um nivelamento altimétrico entre a cimeira dos planaltos cristalinos e sedimentares. O planalto cristalino é representado pelos Maciços Remobilizados do Domínio Pernambuco-Alagoas e vários estudos sugerem um possível alçamento Cenozóico dessa feição (CORRÊA et al., 2010; JAPSEN et al., 2012; RODRÍGUEZ TRIBALDOS et al., 2017). Como rios são sensíveis a controles estruturais e tectônicos, delimitou-se área de estudo a partir da hierarquização de canais de 5ª ordem que drenam o *front* e *reverso* do planalto, utilizando as bacias de drenagem como unidade de análise.

A Bacia do Jatobá é caracterizada como uma bacia do tipo rifte, sendo desenvolvida a partir dos eventos distensivos da ruptura do supercontinente Gondwana e marca o limite norte do aulacógeno Recôncavo-Tucano-Jatobá. Em termos de condicionamento estrutural, a Bacia do Jatobá implantou-se sobre o maciço Pernambuco-Alagoas, limitando a norte à Zona de Cisalhamento Pernambuco-Paraíba (ZCP), cuja feição estrutural teria sido a propulsora da forte inflexão no sentido de abertura do rifte (MAGNAVITA & CUPERTINO 1987).

Estudos de Guzmán (2015) sugerem que a sequência evolutiva da estratigrafia da bacia em relação aos esforços tectônicos vigentes se deu da seguinte forma: Sequência Sinéclise (Grupo Jatobá), Sequência de Início de Rifte (Grupo Brotas), Sequência de Climax de Rifte (Formação Candeias, Grupo Ilhas e Formação São Sebastião) e Sequência Pós-Rifte (Formação Marizal, Grupo Santana e Formação Exu).



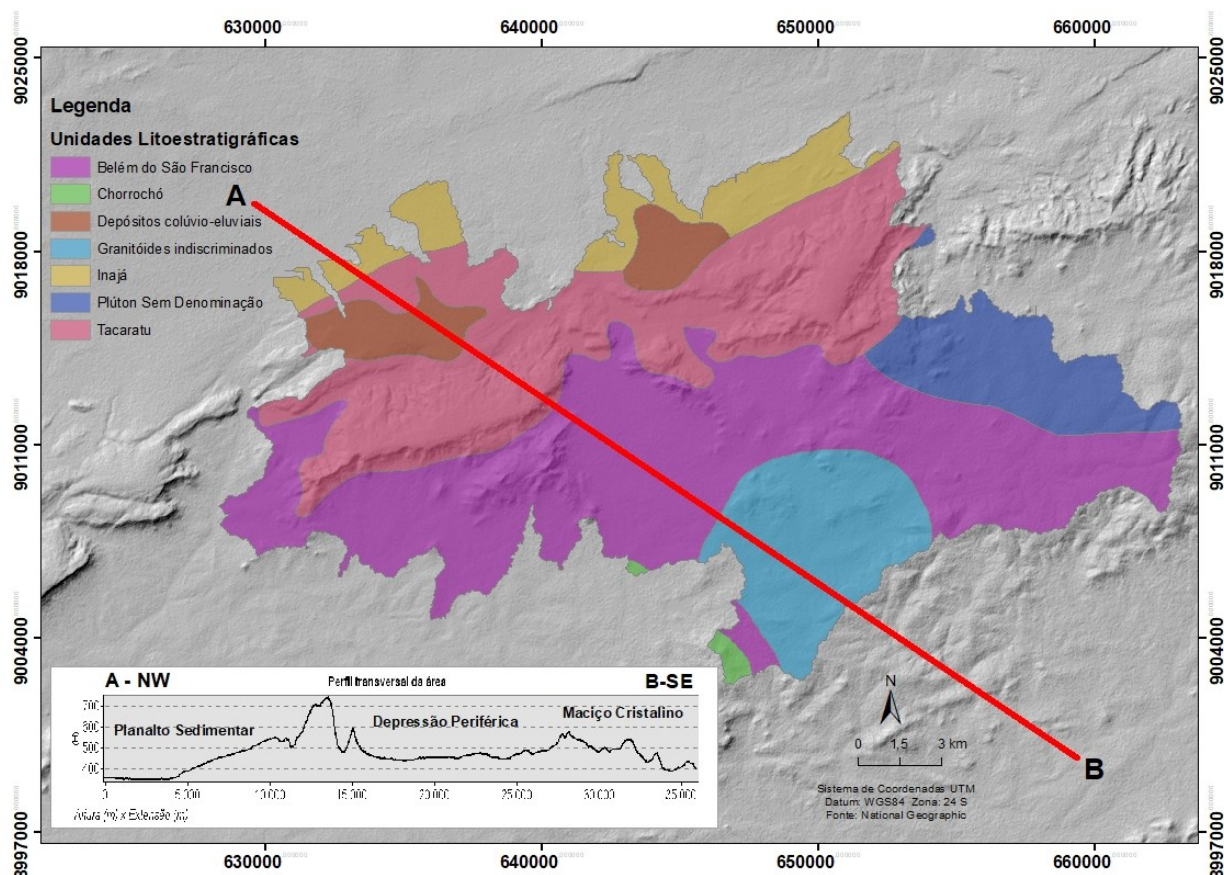
**Figura 1:** Localização da área de estudo como um recorte do rift recôncavo-tucano-jatobá, ilustrando a altimetria. **Fonte:** Organizado pelos autores (2022).

Para Guzmán (2015), a composição estratigráfica da Bacia do Jatobá, da base para o topo a saber: Grupo Jatobá (formações Tacaratu e Inajá, cuja litoestratigrafia comporta, predominantemente, arenitos desde finos e laminados a conglomeráticos) Grupo Brotas (formações Aliança e Sergi, com predominância de arenitos finos, folhetos, siltitos, calcarenitos e níveis de gipsita), Grupo Santo Amaro (Formação Candeias, composta por folhehos e siltitos argilosos), Grupo Ilhas, Grupo Massacará (Formação São Sebastião, consistindo em níveis alternados de arenitos de finos a grossos, siltitos e argilitos), Formação Marizal, Grupo Santana (formações Crato e Romualdo, contendo Calcissiltitos e calcilitos fossilíferos, arenitos e folhelhos), Formação Exu (com arenitos grossos e conglomeráticos) e coberturas cenozoicas; (MABUB, 2018) sendo seus sedimentos de grande importância para fins de registros da evolução da ruptura da Gondwana e da abertura do Atlântico sul.

A composição litoestratigráfica parte da Bacia do Jatobá correspondente ao setor sedimentar da área de estudo, enquadra as formações Inajá e Tacaratu, sustentando as poções mais elevadas, nas áreas de cimeira, encosta e escarpa (Figura 2). Apesar de serem compartimentos naturalmente friáveis, mostram-se conservados, uma vez que a maioria dos rios que deram esses setores se situarem no reverso da escarpa, apon

O setor cristalino adjacente a escarpa corresponde aos Maciços Remobilizados do

Domínio Pernambuco-Alagoas, sendo estruturado por litótipos metamórficos, dos complexos Cabrobó e Belém do São Francisco ambos de idade mesoproterozoica (BRITO NEVES *et al.*, 1995), marcados pela presença de plútons brasileiros cuja disposição se dá num direcionamento NNE-SSW (Figura 2).



**Figura 2:** Unidades litoestratigráficas da área de estudo com perfil topográfico individualizando as unidades morfoestruturais a elas relacionadas. **Fonte:** Organizado pelos autores (2022).

## METODOLOGIA

Para as análises morfométricas, utilizou-se um Modelo Digital de Elevação (MDE) SRTM, com pixels de 30 m reamostrado para 12,5m. A extração de fotolineamentos estruturais foi feita com base na metodologia proposta por Radaideh *et al.* (2016), a qual consiste na confecção de modelos de relevo sombreado multidirecionais. Este método foi aplicado, utilizando o software ArcGis 10.4, através da ferramenta “hillshade”. Desta forma, utilizou-se os azimutes de iluminação 45° e 90°, para realçar os fotolineamentos de feições negativas, e azimutes 315° e 360°, no realce de feições positivas (GONÇALVES; FONSECA; CORREA, 2017).

Para quantificar o Índice de Declividade Normalizada dos Canais ( $K_{SN}$ ), utilizou-se o pacote “TopoToolBox” por meio do software Matlab 2020b (SCHWANGHART; SCHERLER, 2014). Esse pacote também foi utilizado para extrair as bacias de 5ª ordem. O índice é representado pela seguinte equação:

$$S = K_{sn}A^{-\theta_{ref}}$$

Sendo  $S$  a declividade local dos canais fluviais,  $A$  representa área de drenagem,  $K_{sn}$  é o intercepto da regressão e  $\theta_{ref}$  se refere a concavidade de referência. Para facilitar a comparação de  $K_{sn}$  entre diferentes paisagens, utilizou-se aqui uma concavidade de 0,45 (WOBUS et al., 2006; KIRBY e WHIPPLE, 2012). Esse índice foi derivado a partir do método chi que normaliza a distância da cabeceira pela área de contribuição a montante, obtendo a declividade dos canais independentemente do DEM (PEIFER; CREMON; ALVES, 2020; PERRON; ROYDEN, 2013). O  $K_{sn}$  permite a comparação da declividade dos canais em diferentes áreas de drenagem. Altos valores de  $K_{sn}$  denotam altas taxas de denudação, soerguimento tectônico ou erodibilidade de rochas, enquanto baixos valores representam completamente o oposto (PEIFER; CREMON; ALVES, 2020).

Em se tratando da análise do comportamento morfotectônico de escarpas de falha, o *Mountain Front Sinuosity*, é expresso pela relação abaixo:

$$S_{mf} = L_{mf}/L_s$$

Onde  $L_{mf}$  corresponde ao comprimento da frente da montanha, cuja mensuração se dá ao longo da base onde ocorre mudança de declividade; enquanto  $L_s$  diz respeito ao comprimento, em linha reta, da face do relevo (BULL E MC FADDEN, 1977).

Para Oliveira et al. (2018), a partir da relação expressa pelo  $S_{mf}$ , pode-se atribuir valores entre 1 e 1,1 para perturbações tectônicas intensas, entre 1,1 e 1,5 para atividades moderadas e, para valores que ultrapassam 1,5, associa-se à inexistência de atividade tectônica. Ou seja, de modo geral, assume-se que quanto mais próximo a 1 for o  $S_{mf}$ , mais ativo é o tectonismo no front, ao passo que, quanto mais distante de 1 for o valor obtido, maior é atuação de processos denudacionais no front da escarpa. Foram geradas, com base no MDE, curvas de nível com equidistância vertical de 25 m para auxiliar a delimitação da escarpa do planalto. Também foram utilizados perfis topográficos traçados perpendicularmente aos patamares de relevo para identificar a transição entre setores de cimeira e encosta.

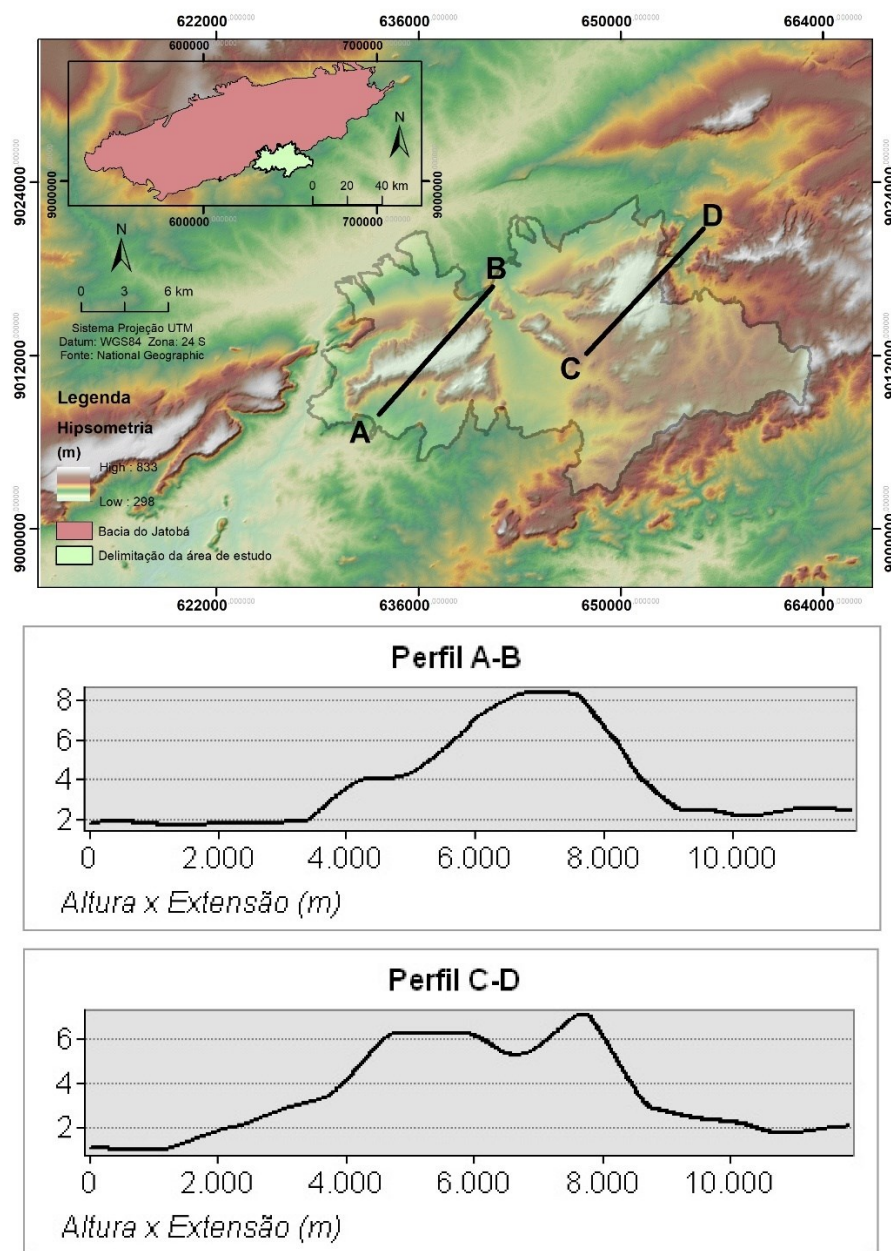
Vale ressaltar que a estabelecimento do  $S_{mf}$  aqui obtido, segue a rotina proposta por Wells et al. (1988) e Ramírez-Herrera (1998), no que concerne aos critérios utilizados para a seleção dos segmentos a saber: (a) a interseção com extensas drenagens transversais ao *front*, (b) mudanças litológicas abruptas, (c) mudanças bruscas nas principais características morfológicas do *front* em relação aos segmentos adjacentes e (d) mudanças na orientação do front de montanha. Tais critérios, de modo compilado, foram aqui adotados para a designação dos trechos maiores e suas respectivas subdivisões da escarpa em voga.

## RESULTADOS E DISCUSSÃO

Torna-se interessante destacar topografias anômalas registradas em trechos Leste e Oeste do planalto sedimentar do Jatobá, uma vez que os blocos se encontram alçados no mesmo nível ou mesmo além da superfície regional. Conforme analisado por

Corrêa et al. (2010), este relevo escarpado, constitui um compartimento contíguo com os Maciços Remobilizados do Domínio Pernambuco Alagoas, equiparando-se às superfícies de cimeira deles. Tal observação reforça a hipótese de possível tectonismo recente ou aspectos litológicos que expressem diferentes graus de resistência, que condicionam a manutenção da topografia elevada e da escarpa erosiva do planalto do Jatobá.

O traçamento de perfis topográficos (Figura 3) possibilitou a identificação e individualização dos setores de *front*, escarpa, reverso que caracterizam um planalto do tipo homoclinal. Posteriormente, utilizou-se a aplicação dos índices morfométricos supracitados em tais unidades, revelando possíveis influências tectônicas ou transições litológicas de níveis de resistência distintos.

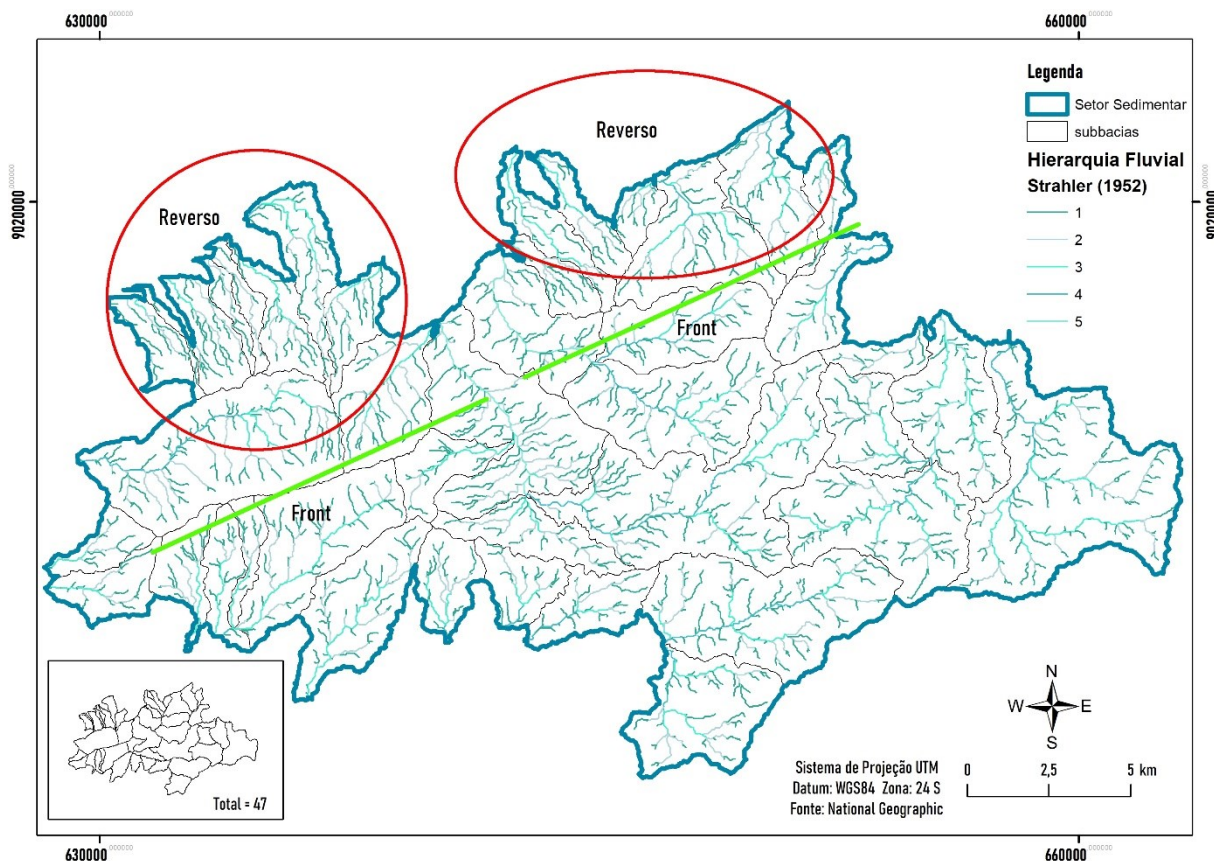


**Figura 3:** hipsometria da área de estudo e perfis topográfico onde é possível observar setores de cimeira, front e reverso da escarpa. **Fonte:** Organizado pelos autores (2022).

Com a delimitação da área de estudo e a hierarquização de canais fluviais, revelaram-se drenagens até a 5° ordem de grandeza (Figura 5), indicando extensas áreas de contribuição para manutenção de tais canais. Conforme apontado por Manoel e Rocha (2014), ter ciência da hierarquia fluvial é fundamental na identificação de variações e possíveis rupturas de declive nos perfis longitudinais dos rios – tal como indicam os resultados do presente trabalho – além da ocorrência de confluência de rios

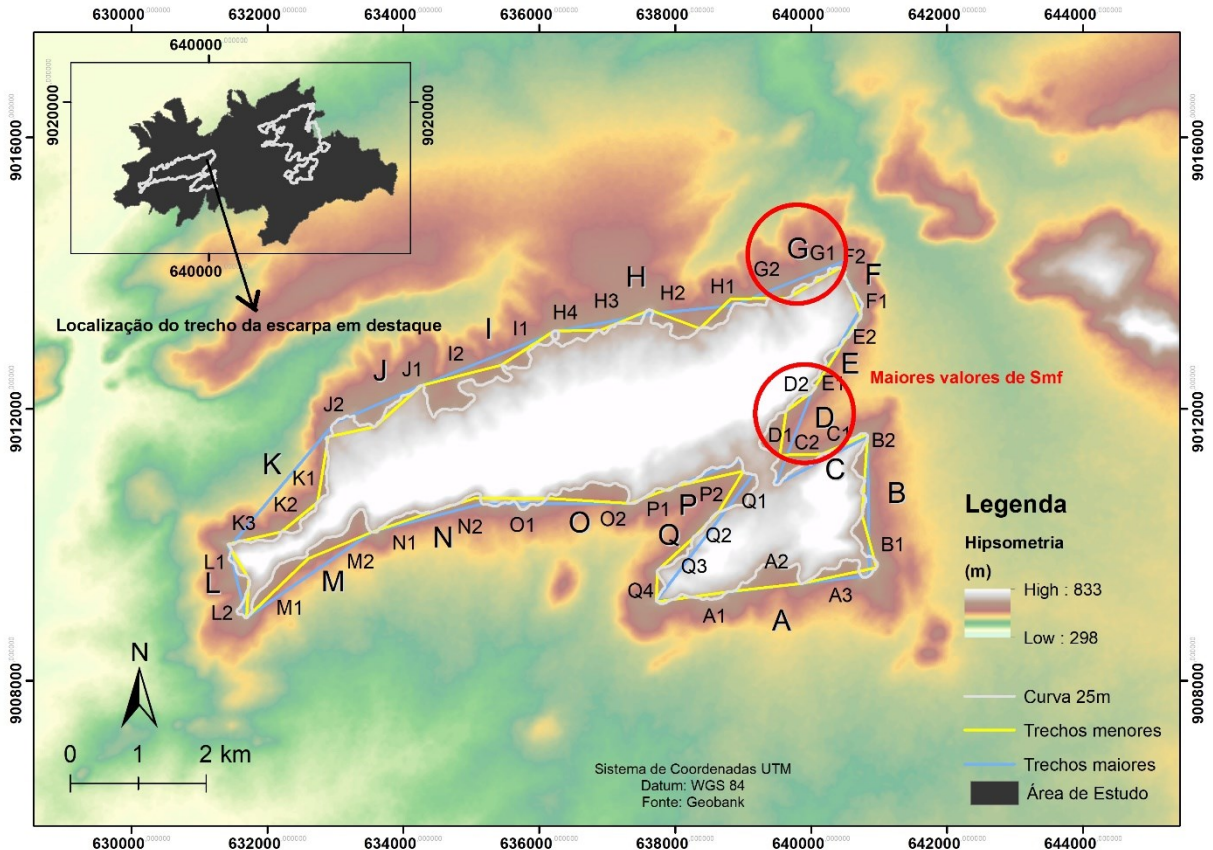


caudais expressivos, isto é, quando existe confluência de cursos d'água com ordens hierárquicas de alta discrepância entre si.



**Figura 5:** Hierarquia fluvial das sub-bacias que drenam a área de estudo. **Fonte:** Organizado pelos autores (2022).

O índice de sinuosidade de frente de montanha aplicado as escarpas (Figuras 6 e 7), apresentaram valores na ordem de 1 a 1,5, correspondendo a alta e moderada atividade tectônica, respectivamente – conforme observado por Bull e Macfaden (1977) nas montanhas próximas à falha de Garlock, Califórnia – corroborando com a hipótese de um possível tectonismo ligado ao condicionamento estrutural da área.



**Figura 6:** Índice de Sinuosidade de Frente de Montanha aplicado ao setor Oeste de escarpa. **Fonte:** Organizado pelos autores (2022).

Nas tabelas 1 e 2, segmentadas em detrimento dos trechos maiores e menores mensurados dos blocos analisado, é possível observar alguns dos trechos com valores de  $S_{mf}$  mais expressivos, seja indicando influência tectônica ou maior atuação do processo erosivo:

**Tabela 1:** Valores de  $S_{mf}$  dos trechos maiores analisados no setor Oeste da escarpa

Lmf	Ls	S <sub>mf</sub>	Trecho
4.164	3.155	1,31	A
2.561	2.049	1,24	B
1.686	1.537	1,09	C
3.722	1.467	2,53	D
731	656	1,11	E
1.926	1.761	1,09	F
3.903	1.186	3,29	G
2.905	1.644	1,76	H
1.289	806	1,59	I

Lmf	Ls	S <sub>mf</sub>	Trecho
1.741	1.396	1,24	J
2.981	2.332	1,27	K
1.490	992	1,50	L
2.484	2.240	1,10	M
1.919	1.703	1,12	N
2.689	2.150	1,25	O
1.930	1.744	1,10	P
3.170	2.338	1,35	Q

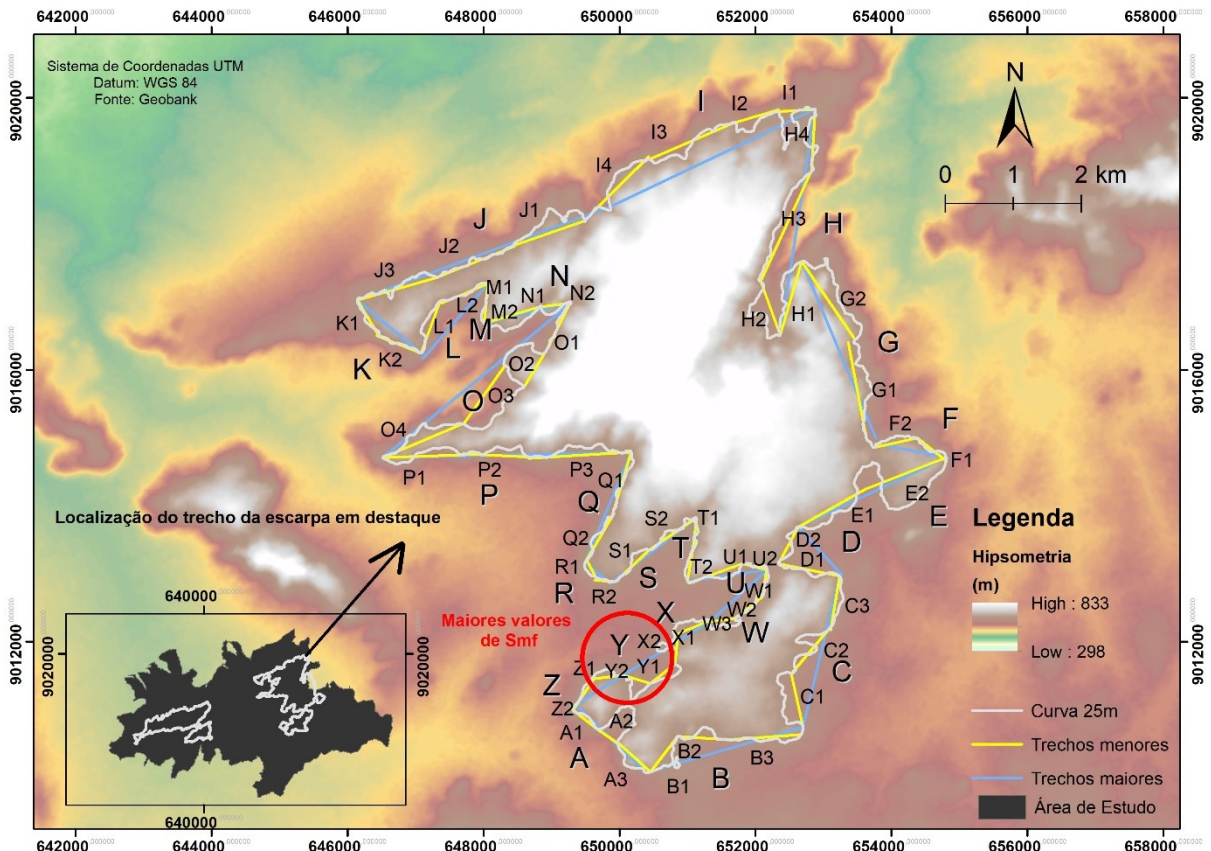
**Fonte:** Organizado pelos autores (2022).

**Tabela 2:** Valores de  $S_{mf}$  dos trechos menores analisados no setor Oeste da escarpa

Lmf	Ls	$S_{mf}$	Trecho
1.207	1.151	1,04	A1
1.579	1.002	1,57	A2
1.444	1.120	1,28	A3
1.101	798	1,37	B1
1.365	1.177	1,15	B2
773	721	1,07	C1
1.433	614	2,33	C2
1.057	655	1,61	D1
503	465	1,08	D2
906	818	1,10	E1
535	512	1,04	E2
434	387	1,12	F1
436	399	1,09	F2
951	859	1,10	G1
1.030	815	1,26	G2
712	632	1,12	H1
1.217	781	1,55	H2
932	796	1,17	H3
1.048	675	1,55	H4
1.312	922	1,42	I1

Lmf	Ls	$S_{mf}$	Trecho
2.819	1.212	2,32	I2
982	920	1,06	J1
1.027	706	1,45	J2
1.069	954	1,12	K1
831	681	1,22	K2
889	813	1,09	K3
733	598	1,22	L1
693	576	1,20	L2
1.380	1.262	1,09	M1
1.571	1.017	1,54	M2
1.007	939	1,07	N1
766	653	1,17	N2
1.355	1.133	1,19	O1
1.505	1.156	1,30	O2
741	695	1,06	P1
1.328	1.038	1,27	P2
1.127	701	1,60	Q1
556	544	1,02	Q2
804	711	1,13	Q3
532	444	1,19	Q4

Fonte: Organizado pelos autores (2022).



**Figura 7:** Índice de Sinuosidade de Frente de Montanha aplicados ao Setor Leste da Escarpa, em escala de detalhe.

**Tabela 3:** Valores de  $S_{mf}$  dos trechos analisados no setor Leste da escarpa

Lmf	Ls	$S_{mf}$	Trecho	Lmf	Ls	$S_{mf}$	Trecho
2.710	1.441	1,88	A	1.631	1.312	1,24	N
3.576	2.402	1,48	B	4.990	3.583	1,39	O
3.764	2.283	1,64	C	4.161	3.655	1,13	P
1.795	945	1,89	D	1.968	1.766	1,11	Q
3.861	2.400	1,60	E	528	462	1,14	R
1.247	1.068	1,16	F	1.964	1.600	1,22	S
3.819	2.812	1,35	G	1.063	934	1,13	T
4.641	3.364	1,37	H	1.450	1.192	1,21	U
5.406	3.339	1,61	I	1.978	1.146	1,72	W
5.157	3.968	1,29	J	1.207	830	1,45	X
1.402	1.216	1,15	K	1.990	665	2,99	Y
1.725	1.467	1,17	L	1.025	822	1,24	Z
636	587	1,08	M				

Fonte: Organizado pelos autores (2022).

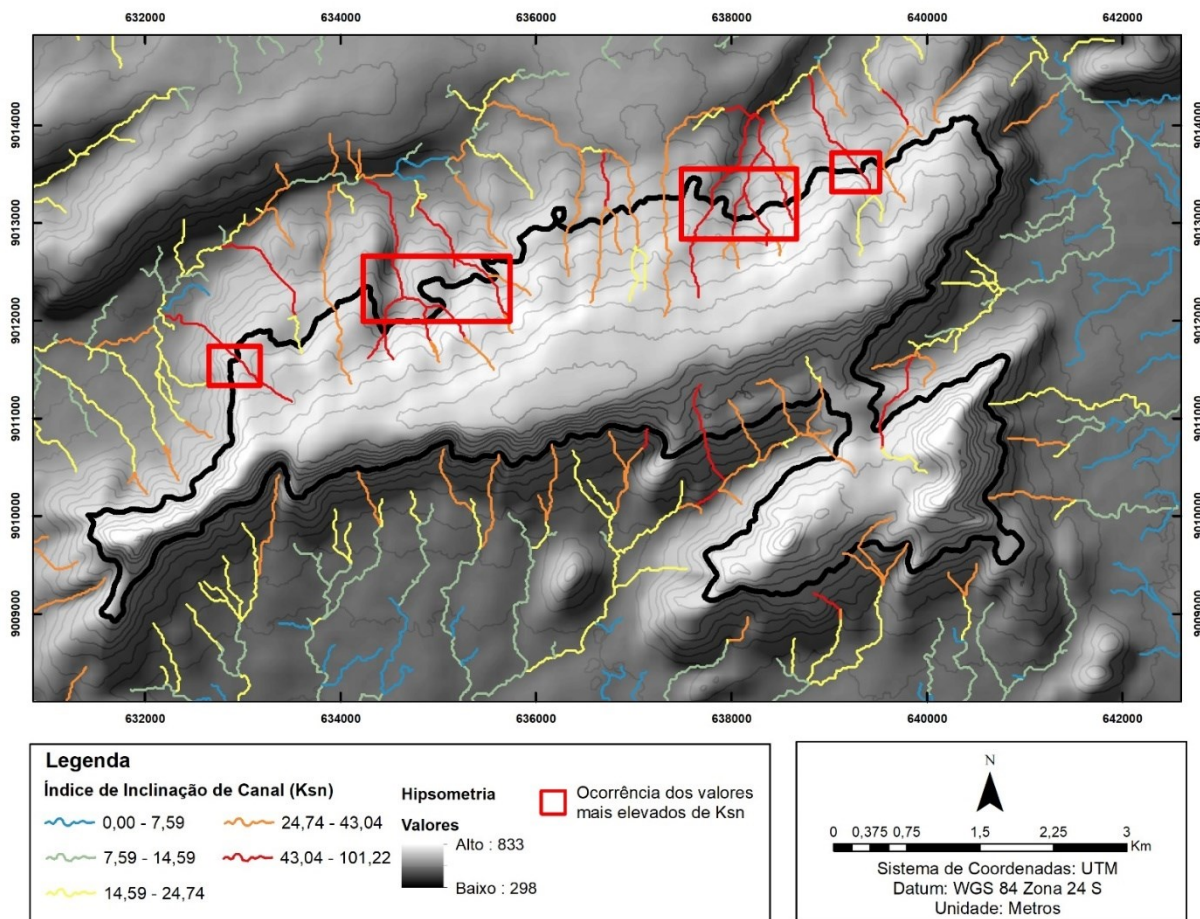
**Tabela 4:** Valores de  $S_{mf}$  dos trechos menores analisados no setor Leste da escarpa

Lmf	Ls	$S_{mf}$	Trecho	Lmf	Ls	$S_{mf}$	Trecho
514	454	1,13	A1	800	744	1,07	L2
1.328	367	3,61	A2	291	270	1,07	M1
775	631	1,22	A3	344	317	1,08	M2
1.342	660	2,03	B1	998	843	1,18	N1
942	739	1,27	B2	632	470	1,34	N2
1.174	1.083	1,08	B3	833	770	1,08	O1
1.440	801	1,79	C1	1.409	633	2,22	O2
1.517	863	1,75	C2	1.218	1.027	1,18	O3
923	802	1,15	C3	1.528	1.300	1,17	O4
1.008	912	1,10	D1	1.302	1.163	1,11	P1
787	609	1,29	D2	1.159	973	1,19	P2
1.614	1.150	1,40	E1	1.699	1.514	1,12	P3
2.246	1.256	1,78	E2	1.061	983	1,07	Q1
582	531	1,09	F1	906	800	1,13	Q2
757	638	1,18	F2	299	250	1,19	R1
1.776	1.430	1,24	G1	328	305	1,07	R2
2.042	1.388	1,47	G2	799	683	1,16	S1
1.319	1.125	1,17	H1	1.065	833	1,27	S2
1.546	838	1,84	H2	568	455	1,24	T1
1.888	1.788	1,05	H3	495	467	1,05	T2
1.206	901	1,33	H4	963	835	1,15	U1
1.707	551	3,09	I1	486	385	1,26	U2
948	679	1,39	I2	438	379	1,15	W1
1.640	1.379,00	1,18	I3	686	512	1,33	W2
1.512	1.143	1,32	I4	876	384	2,28	W3
1.667	1.130	1,47	J1	701	570	1,22	X1
1.368	1.212	1,12	J2	964	442	2,18	X2
1.606	1.231	1,30	J3	640	459	1,39	Y1
688	614	1,12	K1	930	419	2,21	Y2
714	697	1,02	K2	500	419	1,19	Z1
924	805	1,14	L1	556	529	1,05	Z2

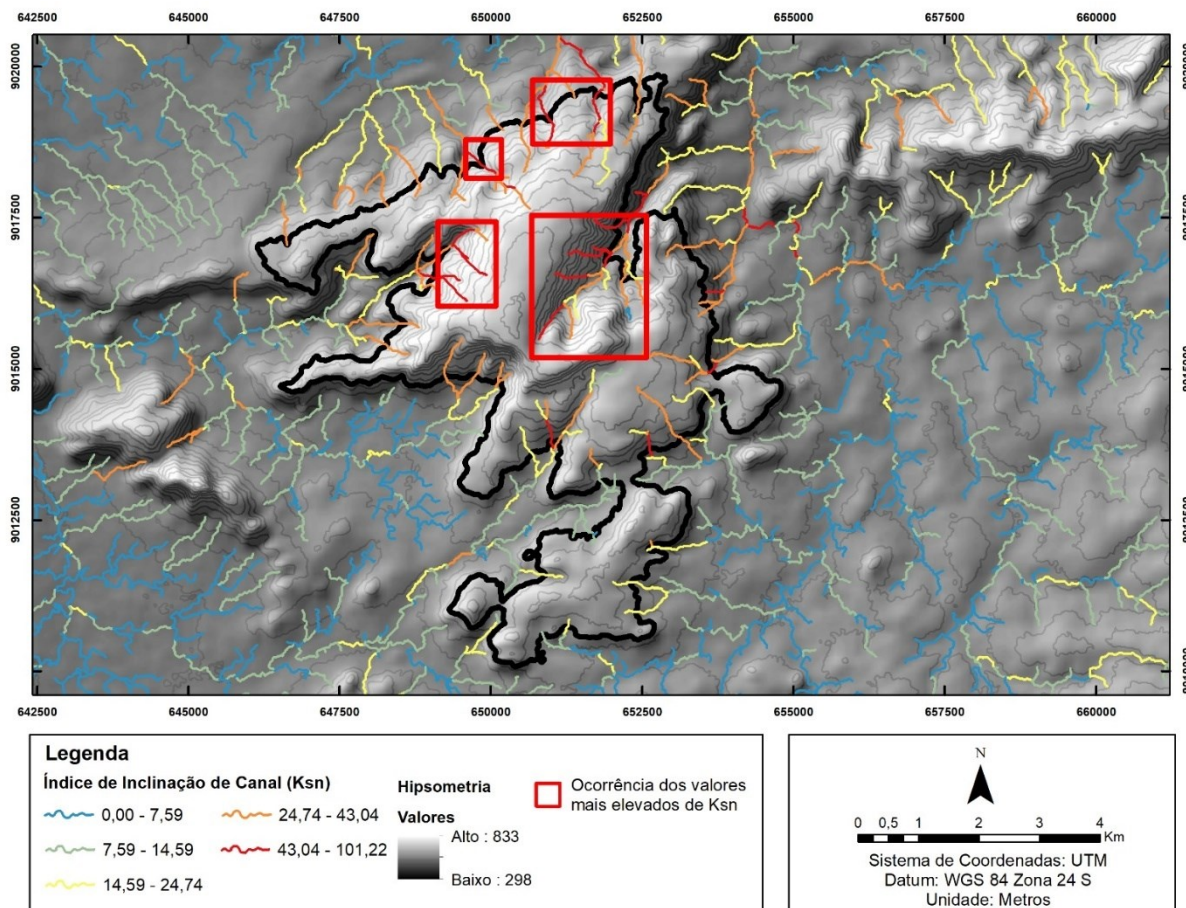
Fonte: Organizado pelos autores (2022).

Para além dos baixos valores de sinuosidade supracitados, observou-se alguns pontos de maior sinuosidade, índices na ordem de 2 – 3, principalmente nos trechos de menor extensão. É importante salientar que ambos os altos topográficos se situam num contexto estrutural dinâmico, por serem influenciados pelas direções preferenciais dos principais *trends* estruturais regionais (NW-SE), (Figura 10), podendo assim, serem relacionados a existência de lineamentos que condicionam as cimeiras do relevo escarpado, de onde foram extraídos os valores de  $S_{mf}$ , via de regra, baixos.

Notou-se que a hierarquia de drenagem extraída da área de estudo, concentrou, em sua maioria, canais de primeira ordem, sobretudo drenando o front e o reverso do planalto homoclinal, o que pode indicar processos de dissecação coordenando o estágio evolutivo desse relevo. Como revelado nos mapas abaixo (Figuras 8 e 9), um outro fator comum a estas áreas é a constatação de elevados valores de  $K_{sn}$ , relacionados com uma maior erodibilidade, possivelmente desencadeada aqui por uma retomada erosiva oriunda de alçamento de blocos.



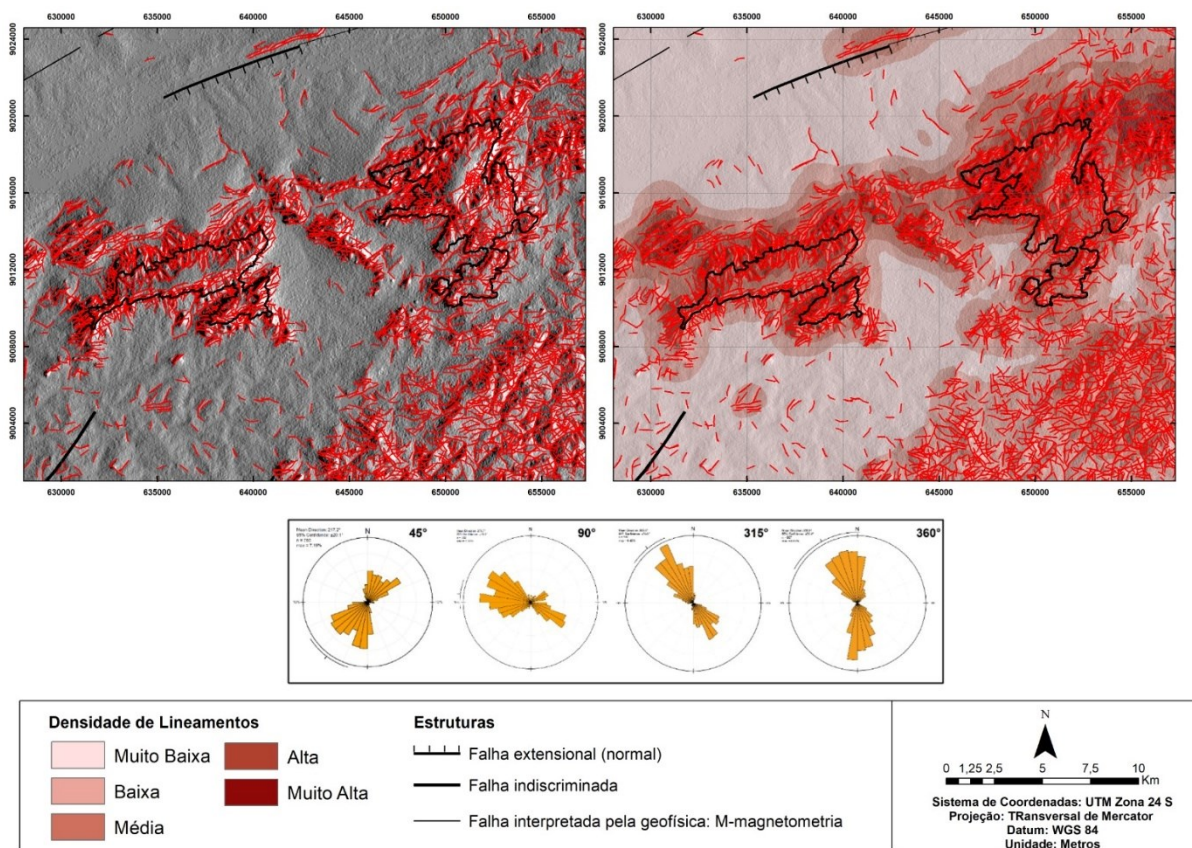
**Figura 8:** Valores de  $K_{sn}$  aplicados aos canais que drenam o setor Oeste da escarpa. **Fonte:** Organizado pelos autores (2022).



**Figura 9:** Valores de  $K_{sn}$  aplicados aos canais que drenam o setor Leste da escarpa. **Fonte:** Organizado pelos autores (2022).

Em relação a uma possível reativação pós-rifte na porção Oriental da Borborema, reveladas aqui pelos altos valores de  $K_{sn}$  e o condicionamento estrutural da drenagem, observações semelhantes foram feitas por Oliveira et al. (2020). Tomando como exemplo o maciço Serra de São João do Vale (PB-RN), os autores seguem a hipótese de que diversos maciços capeados por arenitos cenozoicos, sobretudo no Nordeste Oriental, alçados a cotas em torno de 750m de altitude, são apontadas como indícios de atividade de reativação pós-rifte, tendo suas evidências reveladas por anomalias topográficas e hidrogeomorfológicas.

Frisa-se as drenagens (inicialmente extraída para toda a área de estudo) localizadas nas adjacências do front e do reverso da escarpa que configuram drenagens de primeira e segunda ordens, coincidem sua localização com os maiores valores de  $K_{sn}$  (Conforme indicado nas Figuras 8 e 9), corroborando com a possível influência tectônica na área ou o alto grau de resistência litológica. Pois, mesmo com altos valores de  $K_{sn}$ , os valores encontrados a partir da aplicação do  $S_{fm}$ , em sua maioria, baixos, indicam maior influência tectônica.



**Figura 10:** Direcionamentos dos lineamentos da área de estudo. **Fonte:** Organizado pelos autores (2022).

O mapa de lineamentos revela as principais direções relacionadas ao condicionamento estrutural dos blocos da área de estudo, influenciada por *trends* estruturais regionais, subordinados à influência da Zona de Cisalhamento Pernambuco, preferencialmente na direção (SE-NW). No tocante às feições negativas correspondendo a linhas de falhas e vales, reveladas pelos azimutes de 45° e 90°, o condicionamento estrutural se deu nas direções NE-SW e NW-SE, respectivamente. Já nas feições positivas correspondendo as cristas, demonstradas nos azimutes de 315° e 360°, contam-se outras direções de lineamentos, predominantemente nos sentidos SE-NW e N-S (seguindo a direção geral do rifte intracontinental), respectivamente.

Nota-se que os direcionamentos dos lineamentos mapeados, sobretudo nos setores de front e reverso da escarpa, correspondem com a orientação dos canais extraídos previamente (Figura 5), indicando um condicionamento estrutural dos vales, reforçado pela existência de padrões de drenagem retilíneos, típicos de controle estrutural, conforme observado por Christofolletti (1980). Além disso, há um adensamento de lineamentos nos setores de front e reverso da escarpa, coincidindo com os maiores valores de  $K_{sn}$ , o que pode indicar influência de reativações pós-rifte no condicionamento dessas estruturas ou transições litológicas que apontam para graus de resistência distintos.

Diante do exposto, em linhas gerais, pôde-se inferir que nos setores da escarpa da borda do Jatobá, há uma possível tendência de movimentos tectônicos cenozoicos, ligados à reativação de antigos falhamentos (Peraro 1995) situada, principalmente, nas superfícies de cimeira, as quais refletem destaque na paisagem, tendo o seu direcionamento condicionado pelos principais *trends* estruturais regionais. Trabalhos nesta linhagem têm sido desenvolvidos por Gontijo (1999), Hiruma (1999; 2007), ambos em áreas de planalto da região Sudeste e por Morais Neto e Alkmim (2001); Tavares et al. (2011); Maia e Bezerra (2014); em terrenos do Planalto da Borborema, no Nordeste Oriental.

Desta forma, a partir de condicionantes morfoestruturais e evidências na drenagem, utilizando de parâmetros morfológicos e morfométricos, corrobora-se com a hipótese de que movimentações tectônicas cenozoicas são responsáveis pela manutenção de escarpas erosivas em planaltos sedimentares que possuem cotas topográficas semelhantes aos planaltos cristalinos, numa mesma superfície alçada (CORRÊA; ARRUDA, 2008).

## CONSIDERAÇÕES FINAIS

Em linhas gerais, esta pesquisa alcançou os objetivos elencados previamente, demonstrando a eficácia de técnicas morfométricas, sejam ligadas à escala de área ou a de canais, para a identificação de anomalias em padrões de relevo de bacias hidrográficas. A partir dos valores encontrados, constatou-se uma maior existência de atividades ligadas a perturbações tectônicas recentes, revelada pelos altos valores de  $K_{sn}$ , e os valores de  $S_{mf}$  próximos a 1, apontam uma maior influência de escarpas retilíneas, associadas a possíveis pulsos tectônicos, sendo poucos os trechos onde observou-se escarpas sinuosas.

A correspondência entre o direcionamento dos lineamentos e o sentido dos canais que drenam os trechos do escarpamento em questão, revelam o condicionamento estrutural da drenagem, reforçando a hipótese de possível influência tectônica na área. A existência de padrões retilíneos de drenagem e os altos valores de  $K_{sn}$  obtidos, também são outros fatores que contribuem com tal assertiva.

Portanto, todas as evidências aqui encontradas, apontam para a hipótese de que movimentações tectônicas cenozoicas são responsáveis pela manutenção de escarpas erosivas em planaltos sedimentares que possuem cotas topográficas semelhantes aos planaltos cristalinos, numa mesma superfície alçada. Ademais, espera-se que os resultados aqui obtidos suscitem mais pesquisas de natureza geomorfométrica, bem como sirvam como um recurso adicional de caracterização geoambiental tanto da área de estudos como para outras paisagens, podendo assim, subsidiar novos estudos referentes à geomorfologia da área, uma vez que esses são escassos.

## AGRADECIMENTOS

Agradecemos à CAPES – Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior, pela concessão de Bolsa mestrado (processo número 23065.028185/2021-



02). Os autores também agradecem à Universidade Federal de Alagoas (UFAL) e ao Instituto de Geografia, Desenvolvimento e Meio Ambiente – IGDEMA/UFAL pelo apoio técnico e administrativo para a realização desta pesquisa.

## CONTRIBUIÇÕES DOS AUTORES

**Concepção:** Júlia Stefane da Silva Vieira e Kleython Monteiro de Araújo. **Metodologia:** Genisson Panta da Silva e Jonas Herisson Santos de Melo. **Análise formal:** Kleython Monteiro de Araújo. **Pesquisa:** Júlia Stefane da Silva Vieira. **Recursos:** Júlia Stefane da Silva Vieira. **Preparação de dados:** Júlia Stefane da Silva Vieira e Jonas Herisson de Melo. **Escrita do artigo:** Júlia Stefane da Silva Vieira. **Revisão:** Genisson Panta da Silva e Júlia Stefane da Silva Vieira. **Aquisição de financiamento:** Júlia Stefane da Silva Vieira. Todos os autores leram e concordaram com a versão publicada do manuscrito.

## REFERÊNCIAS

- ALVES, G. N.; MONTEIRO, K. A. Controle estrutural sobre a drenagem de sub-bacias da Bacia Hidrográfica do Riacho Grande, Alagoas. **REVISTA GEONORTE**, v. 13, n. 41, 2022.
- ARRUDA, M. G. C.; CORRÊA, A. C. B. Compartimentação Morfoestrutural como Instrumento para Reconstrução da Evolução Geomorfológica da Borda Sudeste da Bacia do Jatobá, Pernambuco. In: VII Simpósio Nacional de Geomorfologia, 2008, Belo Horizonte-MG. **Anais [...]**. Belo Horizonte, MG: UFMG, 2008. p. 1-10.
- BEZERRA, F. H. et al. 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.
- BEZERRA, F. H. R.; FERREIRA, J. M.; SOUSA, M. O. Review of seismicity and Neogene tectonics in northeastern Brazil. **Revista de la Asociación Geológica Argentina**, v. 61, n. 4, p. 525-535, 2006.
- BRIDGLAND, David R. et al. The River Orontes in Syria and Turkey: downstream variation of fluvial archives in different crustal blocks. **Geomorphology**, v. 165, p. 25-49, 2012.
- BRITO NEVES, B.B., VAN SCHMUS, W.R., SANTOS, E.J., NETO, M., KOZUCH, M. 1995. O evento Cariris Velhos na Província Borborema: integração de dados, implicações e perspectivas. **Rev. Bras.de Geoc.**, v. 25, n. 4, p. 279- 296.
- BULL, W. B.; MCFADDEN, Leslie D. Tectonic geomorphology north and south of the Garlock fault, California. In: **Geomorphology in arid regions**. Routledge, 1977. p. 115-138.
- BURBANK, D. W. & ANDERSON, R. S. **Tectonic Geomorphology**. 2013. 473 p.
- CHRISTOFOLETTI, A. Some recent Brazilian studies in fluvial geomorphology. **Progress in Physical Geography**, v. 4, n. 3, p. 414-420, 1980.

CORRÊA, A. C. B. et al. Megamorfologia e morfoestrutura do Planalto de Borborema. **Revista do Instituto Geológico**, v. 31, n. 1-2, p. 35-52, 2010.

CORREIA FILHO, O. J. et al. Cenozoic uplift of the Fátima Basin, NE Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 112, p. 103599, 2021.

DEMEK, J. (Ed) **Manual of detailed geomorphological mapping**. Praga: Comm. Goomorph. Surv. Mapping. IGU, 1972. 368p.

DUSZYŃSKI, F.; MIGOŃ, P.; STRZELECKI, M. C. Escarpment retreat in sedimentary tablelands and cuesta landscapes—Landforms, mechanisms and patterns. **Earth-Science Reviews**, v. 196, p. 102890, 2019.

FERREIRA, A. B. R.; FONSECA, B. M.; PEREIRA, G. Compartimentação do relevo baseada em parâmetros morfométricos: uma análise da região do extremo oeste da Bahia. **Caderno de Geografia**, v. 30, n. 60, p. 236-251, 2020.

FLINT, J. J. Stream gradient as a function of order, magnitude, and discharge. **Water Resources Research**, v. 10, n. 5, p. 969-973, 1974.

GONTIJO, A. H. F. Morfotectônica do médio vale do rio Paraíba do Sul, leste do Estado de São Paulo. **Tese de Doutorado**. Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 1999. 265 p.

GUZMÁN, J. et al. Estratigrafia da Bacia de Jatobá: estado da arte. **Estudos Geológicos**, v. 25, n. 1, p. 53-76, 2015.

HIRUMA, S.T. Neotectônica no Planalto de Campos de Jordão, SP. Dissertação (Mestrado em Geologia Sedimentar). Instituto de Geociências – USP. São Paulo. 1999. 102p.

HIRUMA, S.T. Significado tectônico dos planaltos isolados da Bocaina. Universidade de São Paulo, Tese de doutorado. São Paulo, 2007, 205p

GURGEL, S. P. 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, n. 1, p.68 - 84, 2013.

HACK, J. T. Stream-profile analysis and stream-gradient index. **Journal of Research of the us Geological Survey**, v. 1, n. 4, p. 421-429, 1973.

HOWARD, A. D.; KERBY, G. Channel changes in badlands. **Geological Society of America Bulletin**, v. 94, n. 6, p. 739-752, 1983.

JAPSEN, P. et al. Elevated, passive continental margins: Not rift shoulders, but expressions of episodic, post-rift burial and exhumation. **Global and Planetary Change**, v. 90, p. 73-86, 2012.

JELINEK, A. R. et al. Denudation history and landscape evolution of the northern East-Brazilian continental margin from apatite fission-track thermochronology. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 54, p. 158-181, 2014.

JELINEK, A. R.; GOMES, L. C. C.; BICCA, M. M. Evolução termotectônica fanerozoica da margem continental na área do Rifte Recôncavo-Tucano-Jatobá. **Pesquisas em Geociências**. Vol. 47, n. 1 (2020), e0823, 2020.

KIRBY, Eric; WHIPPLE, Kelin X. Expression of active tectonics in erosional landscapes. **Journal of structural geology**, v. 44, p. 54-75, 2012.

MABUB, B O. A. Análise geofísica-geológica da Bacia do Jatobá, porção centro-sul de Pernambuco. 64 f. 2018. **Monografia** (Graduação em Engenharia Geológica) - Escola de Minas, Universidade Fed.eral de Ouro Preto, Ouro Preto, 2018.

MAIA, R. P.; BEZERRA, F. H. R. Neotectônica, geomorfologia e sistemas fluviais: Uma análise preliminar do contexto nordestino. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 12, n. 3, p. 37-46, 2011.

MAIA, R. P.; BEZERRA, F. H. R. Inversão neotectônica do relevo na Bacia Potiguar, Nordeste do Brasil. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 15, n. 1, 2014.

MAIA, R. P. BEZERRA, F. H. R. Potiguar Basin: Diversity of Landscapes in the Brazilian Equatorial Margin. In: VIEIRA, B. C.; SALGADO, A. A. R.; SANTOS, L. J. C. **Landscapes and landforms of Brazil**. Dordrecht: Springer, 2015. p. 147-156.

MAGNAVITA, L. P.; CUPERTINO, J. A. Conceção atual sobre as bacias de Tucano e Jatobá, Nordeste do Brasil. B. Geociências **PETROBRÁS**, v. 1, n. 2, p. 119-134, ago/dez. 1987.

MANOEL, J. L.; ROCHA, P. C. Composição hierárquica dos canais fluviais das bacias hidrográficas dos rios Aguapeí e Peixe. **Revista Geonorte**, v. 5, n. 20, p. 228-232, 2014.

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, n. 1, p. 251-264, 2014.

MATMON, A.; BIERMAN, P.; ENZEL, Y. Pattern and tempo of great escarpment erosion. **Geology**, v. 30, n. 12, p. 1135-1138, 2002.

MISSURA, R. **Bacia do Riacho Pioré - PE, Análise Morfotectônica e Morfoestratigráfica** (Tese de Doutorado). Recife: Universidade Federal de Pernambuco, 2013.

MORAIS NETO, J. M.; ALKMIM, F. F. A deformação das coberturas terciárias do planalto da Borborema (PB-RN) e seu significado tectônico. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 31, n. 1, p. 95-106, 2001

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, n. 1, p. 92-107, 2015.

OLIVEIRA, G. P. **Evolução morfoestrutural e morfotectônica pós-rifte de divisores de drenagem em ambientes de margem passiva: o caso do Nordeste**

**oriental brasileiro**. 2019. Dissertação de Mestrado. Universidade Federal de Pernambuco.

OLIVEIRA, G. P. de; MEDEIROS, D. B. S. de.; TEIXEIRA BATISTA, C. MAPEAMENTO E ANÁLISE MORFOESTRUTURAL DO MACIÇO DE JOÃO DO VALE (RN-PB). **Revista de Geociências do Nordeste**, [S. l.], v. 6, n. 1, p. 18–27, 2020. DOI: 10.21680/2447-3359.2020v6n1ID20033. Disponível em: <https://periodicos.ufrn.br/revistadoregne/article/view/20033>. Acesso em: 24 out. 2022.

OLIVEIRA, V. F. et al. Atividade neotectônica na borda norte da bacia do Araripe-CE: evidências a partir de índices morfométricos. **Geosciences = Geociências**, v. 37, n. 3, p. 523-541, 2018.

PEIFER, D.; CREMON, E. H.; ALVES, F. C. Ferramentas modernas para a extração de métricas de gradientes fluviais a partir de MDEs: uma revisão. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 21, n. 1, 2020.

PERARO, A.A. 1995. Caracterização sísmica do tectonismo transcorrente na Bacia do Jatobá. In: Congresso Internacional da Sociedade Brasileira de Geofísica. Rio de Janeiro: **Anais...** p.1-3.

PERRON, J. T.; ROYDEN, L. An integral approach to bedrock river profile analysis. **Earth surface processes and landforms**, v. 38, n. 6, p. 570-576, 2013.

PEULVAST, J.; BÉTARD, F.. Morphostratigraphic constraints and low temperature thermochronology: Lessons from a review of recent geological and geomorphological studies in northeast Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 111, p. 103464, 2021.

PIKE, R. J.; WILSON, S. E. Elevation-relief ratio, hypsometric integral, and geomorphic area-altitude analysis. **Geological Society of America Bulletin**, v. 82, n. 4, p. 1079-1084, 1971.

RODRÍGUEZ TRIBALDOS, V. et al. Spatial and temporal uplift history of South America from calibrated drainage analysis. **Geochemistry, Geophysics, Geosystems**, v. 18, n. 6, p. 2321-2353, 2017.

ROSSETTI, D. F. et al. Geomorfologia e geocronologia de depósitos aluvionares do baixo Rio Branco-Norte da Amazônia. **Revista Geonorte**, v. 5, n. 17, p. 73-78, 2014.

SANTOS, M.; LADEIRA, F. S. B.; BATEZELLI, A. Indicadores geomórficos aplicados à investigação de deformação tectônica: uma revisão. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 20, n. 2, 2019.

SCHWANGHART, W.; SCHERLER, D. TopoToolbox 2–MATLAB-based software for topographic analysis and modeling in Earth surface sciences. **Earth Surface Dynamics**, v. 2, n. 1, p. 1-7, 2014.

STRAHLER, A. N. Statistical analysis in geomorphic research. **The journal of Geology**, v. 62, n. 1, p. 1-25, 1954.

STRAHLER, A. N. Part II. Quantitative geomorphology of drainage basins and channel networks. **Handbook of Applied Hydrology: McGraw-Hill, New York**, p. 4-39, 1964

WOBUS, C. et al. Tectonics from topography: Procedures, promise, and pitfalls. **Special paper geological Society of America** 398: 55. 2006.

TAVARES, B. A. C. **Evolução morfotectônica dos pedimentos embutidos no planalto da Borborema, Nordeste do Brasil**. 2015. 251 f. Tese (Doutorado em Geografia) - Programa de Pós Graduação em Geografia, Universidade Federal do Pernambuco, Recife, 2015.

TAVARES, B. A. C. et al. Modelagem de Imagens LANDSAT 5 TM e dados ASTER para identificação dos pedimentos na superfície de cimeira no Planalto da Borborema, Maciço da Serra da Baixa Verde, PE/PB. In: **XV Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto - SBSR**, 2011, Curitiba-PR Anais [...]. Curitiba-PR: INPE, 2011. p. 3427-3434.

VASCONCELOS, D. L.; BEZERRA, F. H. R.; MEDEIROS, W. E.; CASTRO, D. L.; CLAUSEN, O. R.; VITAL, H; OLIVEIRA, R. G. Basement fabric controls rift nucleation and post-rift basin inversion in the continental margin of NE Brazil. **Tectonophysics**, v. 751, p. 23-40, 2019.



Revista Geonorte, Programa de Pós-Graduação em Geografia. Universidade Federal do Amazonas. Manaus-Brasil. Obra licenciada sob Creative Commons Atribuição 3.0