



<https://rbgeomorfologia.org.br/>
ISSN 2236-5664

Revista Brasileira de Geomorfologia

v. 23, n° 4 (2022)

<http://dx.doi.org/10.20502/rbg.v23i4.2159>



Artigo de Pesquisa

Topografia erodida em Escudo Proterozóico: o caso da bacia hidrográfica do rio Capiá, Semiárido do Nordeste do Brasil

Eroded topography in Proterozoic Basement: the case of Capiá river watershed, Semi-arid Northeastern Brazil

Genisson Panta ¹, João Paulo da Hora Nascimento ² Kleython de Araújo Monteiro ³

¹ Universidade Federal de Alagoas, IGDEMA, Maceió, Brasil. genissongeo@gmail.com

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

² Universidade Federal de Pernambuco, DCG, Recife, Brasil. joao.hora@ufpe.br

ORCID: <http://orcid.org/0000-0003-4111-0524>

³ Universidade Federal de Alagoas, IGDEMA, Maceió, Brasil. kleython.monteiro@igdema.ufal.br

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

Recebido: 26/08/2021; Aceito: 19/11/2021; Publicado: 01/10/2022

Resumo: É consenso que as depressões semiáridas elaboradas em rochas do Escudo Proterozoico Atlântico passaram por intensos processos denudacionais, especialmente durante o Cenozoico. Porém, ainda não se têm estudos de quantificação e espacialização da incisão fluvial para a Depressão Sertaneja Meridional, baixo curso do rio São Francisco. A partir disso, este estudo buscou quantificar e espacializar a incisão fluvial sobre o embasamento Proterozoico na bacia hidrográfica do rio Capiá por meio da integração de técnicas de geoprocessamento e geoestatística (krigagem ordinária), com base em um Modelo Digital de Elevação. Traçou-se correlações entre resistência litológica, estruturas do embasamento e aspectos geomorfológicos. Mais da metade da massa contida na bacia de drenagem analisada já foi removida por processos denudacionais e o volume mínimo erodido por área correspondente é contrastante com outras regiões do planeta. A reconstituição da topografia permitiu delimitar dois grandes compartimentos morfoestruturais na bacia. Finalmente, apresentou-se dados de traço de fissão em apatita de estudos já publicados na área de estudo.

Palavras-chave: Depressão Sertaneja, Escudo Atlântico, leito rochoso.

Abstract: It is a consensus that the semi-arid depressions created in Atlantic Proterozoic Shield underwent intense denudational processes, especially during the Cenozoic. However, there are still no studies on the quantification and spatialization of the fluvial incision for the Southern Sertaneja Depression, low course of the São Francisco river. From this, this study sought to quantify and spatialize the fluvial incision over the Proterozoic basement in the Capiá river basin through the integration of geoprocessing and geostatistical techniques (ordinary kriging), based on a Digital Elevation Model. Correlations were drawn between lithological resistance, basement structures and geomorphological aspects. More than half of the analyzed basin's mass has already been removed by denudational processes and the minimum bulk erosion per corresponding area is in contrast with other regions of the planet. The reconstitution of the topography allowed the delimitation of two large morphostructural compartments in the basin. Finally, apatite fission track data from studies already published in the study area were presented.

Keywords: Sertaneja Depression, Atlantic Shield, bedrock.

1. Introdução

As terras secas cobrem cerca de 1/3 da superfície dos continentes (GOUDIE, 2013). Contrariando a intuição, estes terrenos são marcados pela dissecação fluvial, tanto em áreas de escudo exposto quanto cobertas por estratos litificados (TWIDALE, 1978; GRAF, 1988). As paisagens áridas e semiáridas abarcam uma ampla diversidade morfológica, mas os pedimentos esculpidos em regiões de escudo exposto são, de longe, as feições mais representativas neste contexto, especialmente no Nordeste do Brasil (GODARD *et al.*, 2001; CORRÊA *et al.*, 2019). A amalgamação dos pedimentos e morfologias associadas, como inselbergs e cristas, formam vastas superfícies aplainadas que truncam litologias de diferentes graus de resistência, um testemunho do saldo da ação conjunta de processos climáticos, tectônicos e superficiais.

A gênese destas superfícies foi o cerne do debate da Geomorfologia e vários modelos conceituais foram elencados para elucidar sua origem (*e.g.*, ORME, 2013). A morfogênese dessas superfícies tem sido tradicionalmente descrita como o produto final de ciclos de denudação prolongada, em contraste com os estudos mais recentes que destacam o papel dos mecanismos geodinâmicos na conformação do relevo em escala regional, especialmente quando se trata da evolução pós-rift de margens e *hinterlands* continentais (CORRÊA; MONTEIRO, 2021; SACEK *et al.*, 2019). Outrossim, o problema das superfícies de aplainamento tem sido colocado sobre o prisma da evolução de paisagens pós-orogênicas (*e.g.*, PEULVAST; CLAUDINO-SALES, 2002; BONNET *et al.*, 2000) e das deformações da litosfera e do manto (*e.g.*, GUILLOCHEAU *et al.* 2018).

O relevo do Nordeste do Brasil foi historicamente interpretado através de teorias cíclicas de evolução do relevo continental em que movimentos epirogênicos episódicos eram associados à sedimentação correlativa de bacias periféricas, produzindo superfícies escalonadas (MAIA; BEZERRA, 2020). Por outro lado, abordagens emergentes já se encontram disponíveis. Sacek *et al.* (2019), através de modelagem numérica, análise de dados geocronológicos e estratigráficos, afirmam que aproximadamente 70% da topografia da Província Borborema pode ser explicada pelos mecanismos de rebote flexural e erosão diferencial. O restante, ainda segundo os autores, seria controlado pelo processo de soerguimento térmico em resposta à erosão da base da litosfera continental, causada por convecção no limite entre a crosta continental e oceânica. Contudo, existem evidências para que processos tectônicos cenozoicos, além dos controles estruturais passivos reportados, exercem um controle irretocável na conformação do relevo da região (*e.g.*, TAVARES *et al.* 2014; OLIVEIRA *et al.* 2018; GURGEL *et al.* 2013).

Diante desses desafios, as técnicas modernas de análise da topografia, por meio de produtos de sensoriamento remoto, se tornaram um dos meios mais profícuos de investigação de controles estruturais e tectônicos sobre o relevo (ANDRADES FILHO; ROSSETTI, 2012). Uma das aplicações destes dados é justamente a espacialização da topografia erodida e a investigação do traçado dos cursos fluviais, um dos principais agentes modeladores da superfície terrestre. Como uma via complementar às investigações essencialmente descritivas, em áreas de escudo exposto intraplaca, Bonnet *et al.* (2000) e Godard *et al.* (2001) destacam o papel das análises morfométricas com base em Modelo Digital de Elevação (MDE), para investigação da dissecação fluvial e de reativação tectônica ao longo de falhas herdadas do embasamento e isso tem trazido grandes contribuições ao entendimento do significado da topografia erodida.

Como ressaltado, os rios têm um papel crucial na evolução desse tipo de paisagem, notadamente os rios de leito rochoso. Segundo Tinkler e Wohl (1998), rios rochosos são aqueles que rochas afloram no leito ou nas margens pela metade de sua extensão. Nesta definição, substrato se refere tanto à rocha maciça quanto ao sedimento coeso que capeia a calha e que produz uma resposta mecânica à erosão fluvial semelhante às rochas. Esses trechos podem ser cobertos por uma camada delgada de aluvião, intensamente remobilizada durante os períodos de cheia. Desta forma, a conformação do substrato subjacente influencia a estrutura de fluxo e o transporte de sedimentos. Em uma outra perspectiva, Whipple (2004), com base em Gilbert (1877), afirma que a restrição física que permite que rios de leito rochoso ocorram na natureza é que, em longo prazo, a capacidade de transporte ultrapasse o fluxo de carga de fundo, uma condição conhecida na literatura como *detachment-limited*.

Desta forma, este estudo buscou explorar métodos morfométricos de análise da topografia erodida em regiões aplainadas de escudo Proterozóico exposto através da integração entre MDEs, cartas topográficas e dados complementares de mapeamentos geológicos, na Depressão Sertaneja Meridional, um conjunto de terras de baixa elevação (~250 m) que cerca planaltos cristalinos e sedimentares no domínio semiárido do Nordeste do Brasil. Autores como Ab'saber (1969), Mabesoone (1994) e Fernandes Lima (1992) coadunam que a Depressão Sertaneja Meridional foi formada por longos e intensos processos denudacionais. Contudo, depois de Jelinek *et al.* (2014), alguns desses pressupostos foram revistos, evidenciando que a evolução do relevo nesta região ainda não é

totalmente compreendida. Porém, estudos que quantifiquem a distribuição espacial da incisão fluvial ainda são escassos neste compartimento. Pretende-se fornecer medidas quantitativas para o volume mínimo erodido e discutir suas implicações, especialmente através das relações entre a erosão fluvial, resistência litológica e possíveis controles de estruturas lineares na região do baixo do São Francisco, nos limites da bacia hidrográfica do rio Capiá.

2. Área de Estudo

A bacia hidrográfica do rio Capiá drena 2.344 km². Seu rio principal, assim como os tributários, flui em grande parte sobre leito rochoso. O Capiá perfaz 105 km até desaguar no rio São Francisco, no distrito de Entremontes, município de Piranhas (Figura 1). Apesar da maior parte da bacia estar localizada no semiárido alagoano, uma pequena porção de suas cabeceiras encontra-se ao sul de Pernambuco. Seu maior afluente é o rio Canapi ao lado dos riachos Carié, Alecrim, Croatá, Santa Helena, Cacimbas e Carcará. A bacia é cortada pelas rodovias federais BR-423 e BR-316 e pelas estaduais AL-140 e AL-220. Ela abrange parte dos municípios alagoanos de Ouro Branco, Canapi, Inhapi, Maravilha, Poço das Trincheiras, Senador Rui Palmeira, São José da Tapera, Piranhas, Pão de Açúcar, Mata Grande e Olho D'água do Casado (FERNANDES LIMA, 1992).

A bacia hidrográfica do rio Capiá é composta por rochas proterozoicas que fazem parte do Setor Meridional ou Externo da Província Borborema. A divisão da Província Borborema não é consensual e tem um caráter mais geométrico do que evolutivo (HASUI et al., 2012). Ela é limitada ao sul pelo Cráton do São Francisco, pela Bacia do Parnaíba a oeste e pelas Províncias da Margem Continental Leste e Equatorial. O Setor Meridional apresenta intrusões graníticas abundantes do Ciclo Brasileiro (640 a 450 Ma). As estruturas neste domínio exibem duas direções gerais: NO e ENE (HASUI et al., 2012).

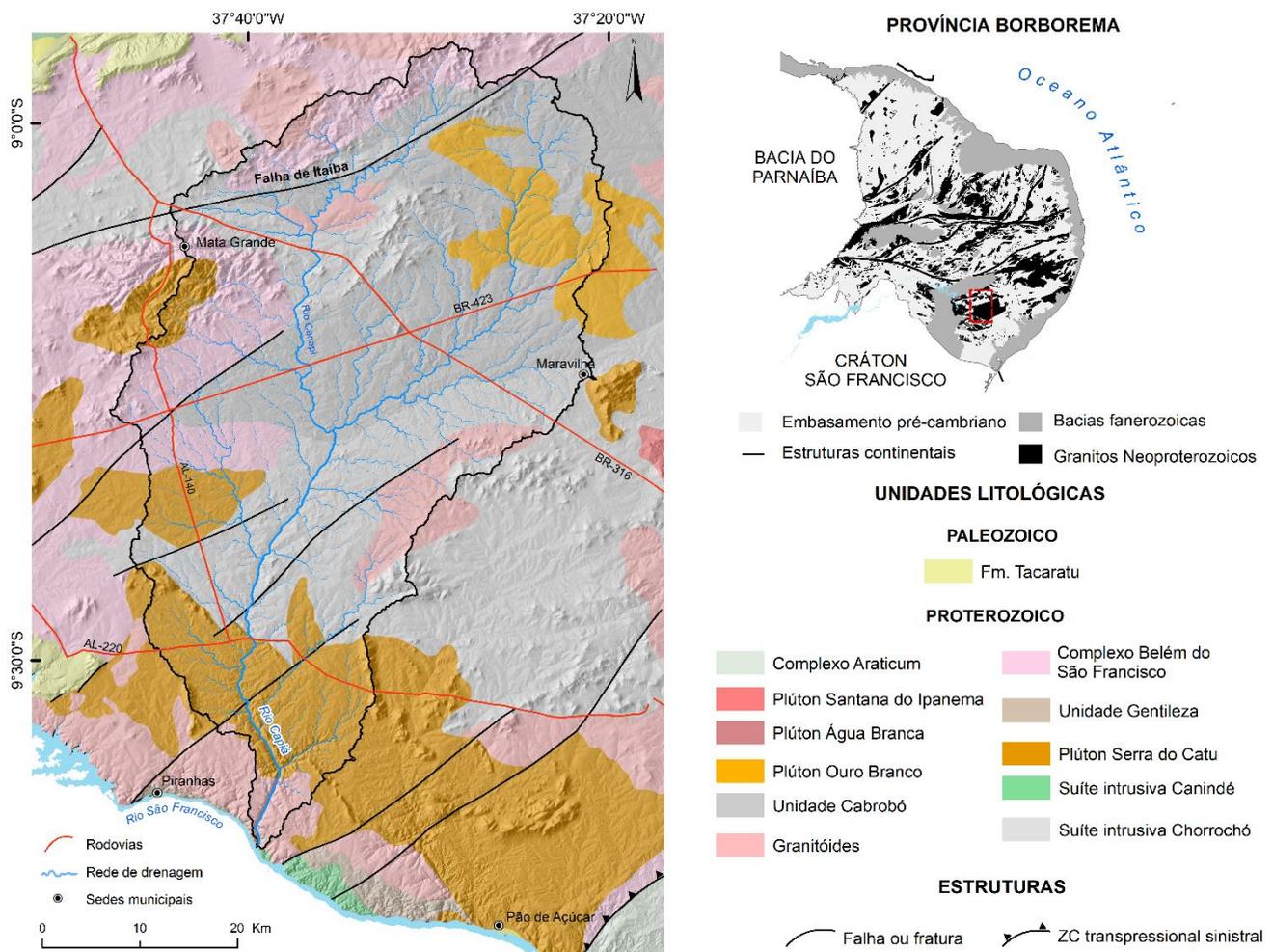


Figura 1. Localização da área de estudo, com destaque para as unidades litológicas, sedes municipais, vias de acesso, além da rede de drenagem e os limites da bacia do rio Capiá.

Segundo Van Schmus et al. (2011), o Setor Merdional da Província Borborema é marcado pela colagem de fragmentos crustais, com idades que variam do Arqueano ao Neoproterozóico, atravessados por profundas e extensas zonas de cisalhamento. A Província Borborema apresenta núcleos arqueanos, mas predominam litologias paleoproterozóicas que se encontram subjacentes as faixas metavulcanossedimentares e metassedimentares que alojam principalmente granitos dos ciclos orogênicos Cariris Velhos (1,1 – 0,93 Ga) e Brasileiro (Pan-Africano) (0,75 – 0,54 Ga) (SANTOS; MEDEIROS, 1999; NEVES, 2003).

No interior do divisor de águas da bacia, encontram-se rochas metamórficas Paleoproterozóicas do Complexo Belém do São Francisco e Mesoproterozóicas da Unidade Cabrobó, que são truncadas por Granitóides Neoproterozóicos e Plútons na borda oeste, com presença de falhas transcorrentes. Dois corpos batólitos merecem destaque; Plúton Ouro Branco e Plúton Serra do Catu. Após a confluência com o rio Canapi, o Capiá entalhou seu vale sobre a suíte intrusiva Chocorró e o plúton leucogranítico, onde o rio inflexiona e encaixa em um vale escarpado, antes de desembocar em seu nível de base, o leito do rio São Francisco.

Do ponto de vista geomorfológico, a bacia do rio Capiá está localizada entre o Planalto da Borborema e a Depressão Sertaneja (Figura 2). A presença do planalto da Borborema na bacia está associada às cabeceiras do rio Canapi. Contudo, o relevo sobressalente que mais chama atenção em meio a Depressão Sertaneja é o Maciço de Mata Grande. Essa feição foi descrita por Gois *et al.* (2021) como um brejo de altitude, ou seja, um enclave subúmido em meio ao entorno semiárido. Com cotas que atingem mais de 800 metros, esse brejo abriga a Serra da Onça, uma das superfícies somitais do estado de Alagoas. Na bacia existe a presença de inselbergs que ocorrem isolados ou em grupo, maciços residuais e cristas que se destacam através do pediplano sertanejo. No baixo curso, próximo da confluência com o rio São Francisco, o rio Capiá construiu um cânion com desnível altimétrico de cerca de 100 metros. Essa feição é conhecida localmente por “boqueirão”, sendo comum a esta região (FERNANDES LIMA, 1992).

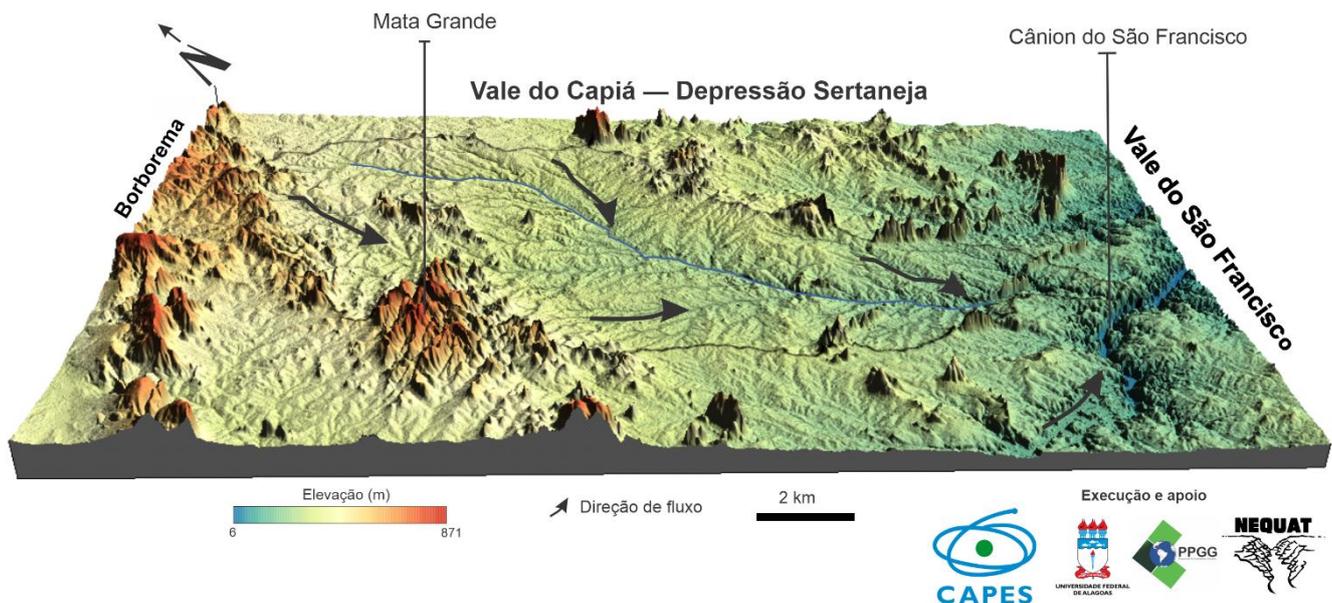


Figura 2. Relevo da bacia do rio Capiá a partir de dados Topodata.

3. Materiais e Métodos

Para analisar a topografia erodida na escala da bacia sobre o escudo Proterozóico, utilizou-se três técnicas morfométricas distintas baseadas no MDE Topodata, disponibilizado pelo Instituto Nacional de Pesquisas espaciais (VALERIANO; ROSETTI, 2012). São estas: curva e integral hipsométrica, paleosuperfície e volume mínimo erodido. Além disso, utilizou-se perfis topográficos em varredura para visualizar os dados.

3.1 Curva e integral hipsométrica

A curva hipsométrica é uma relação normalizada, proporcional e acumulativa entre área e elevação de determinada bacia hidrográfica (Figura 3). A área contida na curva ficou conhecida como Integral Hipsométrica (HI). Esta técnica foi proposta por Langbein (1947) e Strahler (1952) que já aventavam a possibilidade desta

abordagem ser útil à análise da topografia erodida e do grau de desenvolvimento dos vales fluviais. O valor da Integral Hipsométrica varia de 0 a 1. Enquanto valores mais próximos à unidade indicam que existe mais porções de terreno alteados, valores mais próximos a zero denotam uma paisagem arrasada pelos processos denudacionais. Em bacias em que os canais aprofundaram seus vales, deixando proporções da área de drenagem com maior desnível, tendem a possuir os maiores valores que são descritos por curvas pronunciadas (convexas). Além disso, pode-se extrair informações da própria morfologia da curva hipsométrica, onde os setores mais declivosos sugerem a presença de regiões com maiores amplitudes altimétricas e encostas íngremes. Sendo assim, esta ferramenta tem a capacidade de lançar luz sobre processos erosivos dominantes e padrões regionais de erosão, bem como o perfil de equilíbrio de canais e encostas (e.g., WILLGOOSE; HANCOCK, 1998; MONTGOMERY *et al.* 2001).

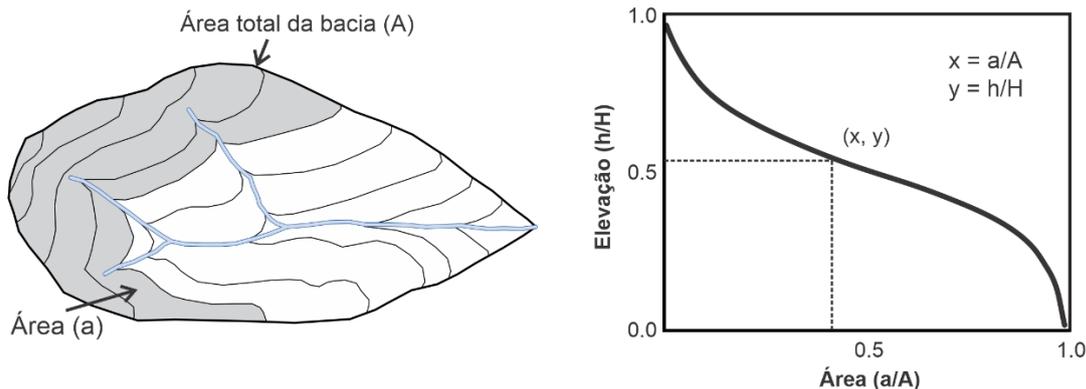


Figura 3. Obtenção da curva e integral hipsométrica. A normalização da elevação é a razão entre elevação em um intervalo altimétrico (h) pela elevação máxima (H) na área da bacia. Da mesma forma, a normalização da área é feita pelo quociente entre a área contida em um limitador de elevação (a) e a área total da bacia (A). Adaptado de Montgomery e Bierman (2013).

Este método, por relacionar o nível de denudação à curva hipsométrica, levou ao uso deste índice como um marcador do estágio evolutivo das paisagens. Porém, como argumenta Summerfield (1991), esse raciocínio não é válido para grandes bacias, onde a interação com os processos tectônicos e climáticos são responsáveis por mudanças expressivas na organização do sistema. A curva e a integral foram calculadas por meio da Hypsometry Tools (DAVIS, 2019), que reclassifica o MDE em 100 partes, quantificando a superfície contida em cada intervalo de elevação. Os intervalos são então normalizados em relação a elevação máxima da bacia, enquanto a área contida em cada faixa de elevação é normalizada em relação a área total da bacia. Segundo Brocklehurst e Whipple (2004), pode-se calcular a integral hipsométrica (HI) desta maneira (1):

$$HI = \frac{H_{med} - H_{min}}{H_{max} - H_{min}} \quad (1)$$

Em que H_{med} , H_{min} e H_{max} representam, respectivamente, as elevações média, mínima e máxima da bacia hidrográfica. Para ilustrar um ciclo de erosão ideal, Strahler (1952) propôs que os valores de HI maiores que 0,60 são diagnósticos de um relevo jovem, com curvas hipsométricas convexas, valores entre 0,35 e 0,60 indicam a presença do estágio de maturidade, cujas curvas são em forma de "S", e, finalmente, valores menores que 0,35 caracterizam a senilidade ou estágio Monadnock, marcado também pela concavidade máxima da curva hipsométrica (e. g., MONTEIRO; CORREIRA, 2020). Porém, cabe salientar que bacias de diferentes áreas não podem ser comparadas a fim de estabelecer uma relação entre o volume erodido, através desta técnica. Desta forma, as integrais hipsométrica representam níveis de denudação absolutos diferentes entre bacias de tamanhos distintos. Por isso, aplicou-se a reconstrução da paleosuperfície e o volume mínimo erodido.

A geometria da bacia de drenagem também exerce influência no valor de HI. Bacias mais alongadas tendem

a ter um menor valor de HI (WILLGOOSE; HANCOCK, 1998). Por esse motivo, calculou-se o fator de alongação (F) da bacia através da seguinte equação (2), com base em Sassolas-Serrayet *et al.* (2018):

$$F = \frac{P_r}{2\sqrt{\pi A_r}} \quad (2)$$

Onde P_r e A_r são, respectivamente, o perímetro e a área da bacia de drenagem. Essa equação compara o perímetro da bacia a uma circunferência com área equivalente. Desta forma, $F = 1$ denota uma bacia perfeitamente circular, enquanto valores superiores indicam uma bacia alongada.

3.2 Volume Mínimo Erodido

Volume Mínimo Erodido ou *Minimum Bulk Erosion* (E_{bulk}) é a diferença entre a superfície virtual obtida pela interpolação da elevação atual dos divisores da bacia e a superfície real, com a incisão da rede de drenagem (Figura 4). Este é um valor subestimado, pois os divisores já foram mais elevados do que são no presente, cabe salientar. Neste caso, por convenção, utilizou-se o método do inverso do quadrado da distância como interpolador determinístico, assim como orientado por Gaidzik e Ramírez-Herrera (2017). Com isso, é possível investigar o padrão e a distribuição da topografia erodida na escala da bacia e comparar os resultados com outras partes do mundo. Antón, Muñoz-Martín e Vicente (2018) colocam que os valores positivos obtidos por essa subtração representam superfícies rebaixadas pela denudação, enquanto os negativos são topografias relictas.

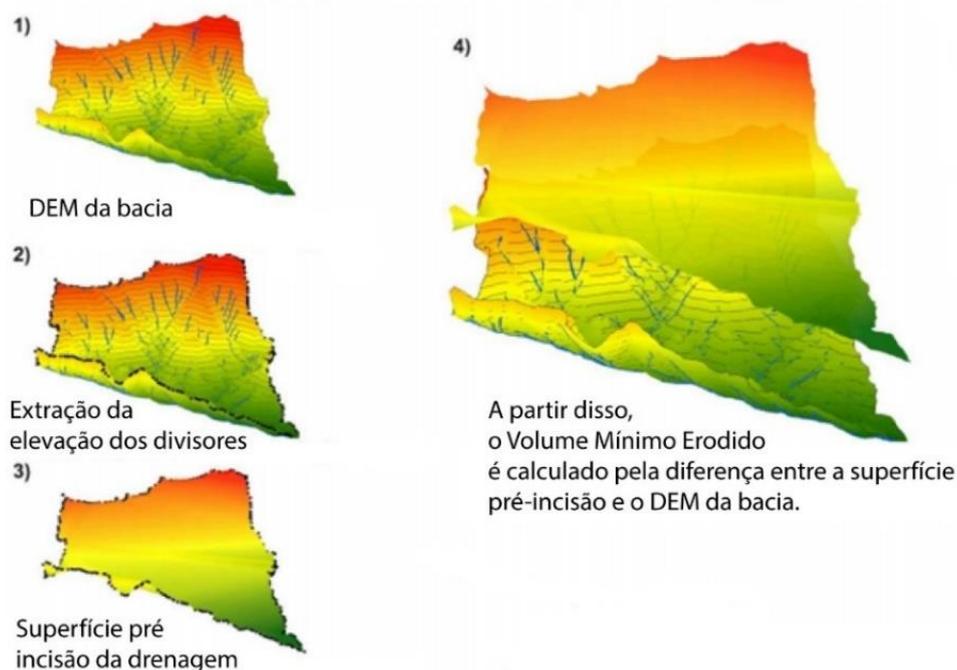


Figura 4. Esquematisação das etapas para o cálculo do E_{bulk} . Adaptado de Gaidzik e Ramírez-Herrera (2017).

3.3 Paleosuperfície

Para construir a paleosuperfície da Bacia do rio Capiá, utilizou-se a metodologia apresentada por Tavares (2010) que consiste em interpolar pontos cotados a partir de cartas topográficas ou do fechamento de curvas de nível geradas a partir do MDE. Seguindo a proposta de Aires *et al.* (2012), para extração dos pontos cotados utilizou-se as cartas digitais na escala de 1:250.000 das décadas de 1970, 1980 e 1990 disponibilizadas pelo Banco de Dados Geográficos do Exército (BDGEx) que foram processados no software *Geostatistical Wizard*. Utilizou-se a *krigagem* ordinária por considerar a estacionaridade da média na escala local e por ter sido utilizada para reconstituição de malhas topográficas em estudos

anteriores, apresentando resultados satisfatórios (e.g., SISKÁ *et al.* 2005). Plotou-se a semivariância dos dados em função da distância amostral para construção do semivariograma. Comparou-se modelos preditivos (e.g., circular, esférico, gaussiano) para então estimar o efeito pepita, patamar e o alcance (YAMAMOTO; LANDIM, 2013). Foi escolhido o modelo que melhor se ajustou ao conjunto de dados, considerando a otimização do erro médio simples e normalizado, além da redução da diferença entre os valores de entrada e os preditos. Antes de aplicar esta técnica, verificou-se a normalidade dos dados através do teste de Shapiro-Wilk (1965). Para construção do semivariograma, a normalidade dos dados é desejável, mas prescindível (ASSUMPCÃO; HADLICH, 2017). Para comparar a diferença entre os dados preditos pelo modelo e observados na realidade, foi utilizado o teste não-paramétrico de Kruskal-Wallis (KRUSKAL; WALLIS, 1959). Essas etapas foram executadas no software *Rstudio* v.4.0.3. A principal vantagem em se utilizar essa metodologia é a diminuição expressiva do entalhe da drenagem sobre o relevo atual, principalmente das cabeceiras de drenagem, permitindo delinear blocos estruturais com características particulares de extensão variada.

4. Resultados e discussão

A morfologia da curva hipsométrica demonstra um perfil majoritariamente côncavo, uma assinatura morfométrica dos pediplanos semiáridos do Nordeste do Brasil, elaboradas em rochas do embasamento Proterozoico (Figura 5). A partir disso, classificou-se o relevo como maduro, marcado por divisores rebaixados, baixa amplitude topográfica e vales fluviais amplos, um estágio de equilíbrio, como descrito por Strahler (1952). Porém, Willgoose e Hancock (1998) asseveraram que a morfologia desse tipo de curva pode ser influenciada pela geometria da bacia e pode não estar associada diretamente a seu estágio evolutivo, afirmando que bacias com maior fator de alongação podem exibir uma curva do tipo Monadnock ou senil.

O fator de alongação da bacia foi de 2,12, considerando um perímetro de 364,25 km e uma área de drenagem de 2.344 km². Isso significa que a bacia possui uma alta alongação (SASSOLAS-SERRAYET *et al.* 2018) e esse fator influencia a conformação morfológica da curva hipsométrica (e.g., WILLGOOSE; HANCOCK, 1998). Este é um condicionante topológico do controle da forma da curva hipsométrica, porém não é possível negligenciar outros controles que condicionam esse padrão nas planuras semiáridas, sobretudo por se tratar de uma área reconhecidamente arrasada por processos denudacionais durante dezenas de milhões de anos e com controles estruturais insígnies (e.g., JELINEK *et al.* 2014; CORRÊA *et al.* 2019). Tendo isso em mente, torna-se válido ressaltar o papel do controle litoestrutural no ajuste da hipsometria. Por exemplo, na escala da bacia hidrográfica, cruzando os dados hipsométricos e a geologia, é possível notar que alguns relevos residuais são constituídos por litologias abrangidas pela unidade félsica plutônica Serra do Catu, como o quartzo-sienito (BRITO *et al.*, 2009).

Outra parte importante para análise da topografia erodida é o segmento final ou “toe” da curva, onde há convergência da maior área acumulada e menor proporção de elevação. No caso da bacia do Capiá, este segmento, que apresenta uma queda abrupta, pode ser explicado pela geometria da rede de drenagem, com base em Willgoose e Hancock (1998). Atribui-se então essa particularidade ao padrão subparalelo com que os tributários se juntam ao rio principal, via de regra, em cotas dissemelhantes. Como o rio Capiá desenvolveu um cânion antes de desaguar no rio São Francisco, está impresso na curva hipsométrica este sinal de perturbação. Isso sugere uma queda de nível de base recente e depreende-se que nesse setor o comprimento das encostas foi alterado, à medida que se aumentou a parcela de contribuição de áreas com baixa elevação (e.g., HUST *et al.* 2012). Esse controle está relacionado a mecanismos de ajuste em resposta à queda do nível de base, como a migração de *knickpoints* em direção as cabeceiras, como reportado por Gallen *et al.* (2011), em uma tentativa de acoplar processos de encosta à dinâmica erosiva dos canais de leito rochoso nos Apalaches. Este processo é ainda mais direto em regiões semiáridas, onde as encostas costumam ser descritas por condições *weathering-limited* (limitadas pelo intemperismo), ou seja, os processos de remoção de solo são mais eficientes que os de aprofundamento do manto de intemperismo (e.g., PHILLIPS *et al.* 2019; GOUDIE, 2013).

Pode-se verificar que, assim como as superfícies aplainadas da África Central ou até mesmo bacias de drenagem nos Apalaches (*e.g.*, GUILLOCHEAU *et al.* 2018; GALLEN *et al.* 2011), a distribuição de frequência por faixa de elevação, ilustrada por meio do histograma na Figura 5, não apresentam uma distribuição unimodal para a bacia de drenagem do rio Capiá. Existem, pelo menos, três picos de frequência. O primeiro pico tem elevação correspondente a ≤ 223 m, o segundo possui ≤ 270 m e o terceiro com ≤ 382 m. Estes intervalos de maior frequência relativa acumulada correspondem a 22%, 33% e 47%, respectivamente, em relação à área total da bacia. Apesar do primeiro pico de frequência apresentar-se em sequência das faixas de elevação em que se abrange o cânion do rio Capiá, os outros dois não podem ser explicados com base na presença dessa feição. Embora existam indícios de transiência nesta paisagem, como a presença de *knickpoints* nos perfis longitudinais da rede fluvial (FERNANDES LIMA, 1992; NASCIMENTO, 2020), os outros picos de frequência podem estar relacionados ao nivelamento de superfícies de erosão ou à manutenção de superfícies por contraste litológico. Porém, não se verificam grandes escarpas delimitando os níveis dos pedimentos, fato que não exclui a possibilidade dessas superfícies terem sido estabelecidos em idades e condições diferentes. Uma outra alternativa interpretativa possível é a reativação de estruturas do embasamento, que também se correlacionam com terrenos alteados no alto curso da bacia do rio Capiá, com notável destaque para a falha de Itaíba, que delimita grosseiramente a restrita presença do Planalto da Borborema na bacia, ao norte da cidade de Canapi, alto curso do rio Capiá.

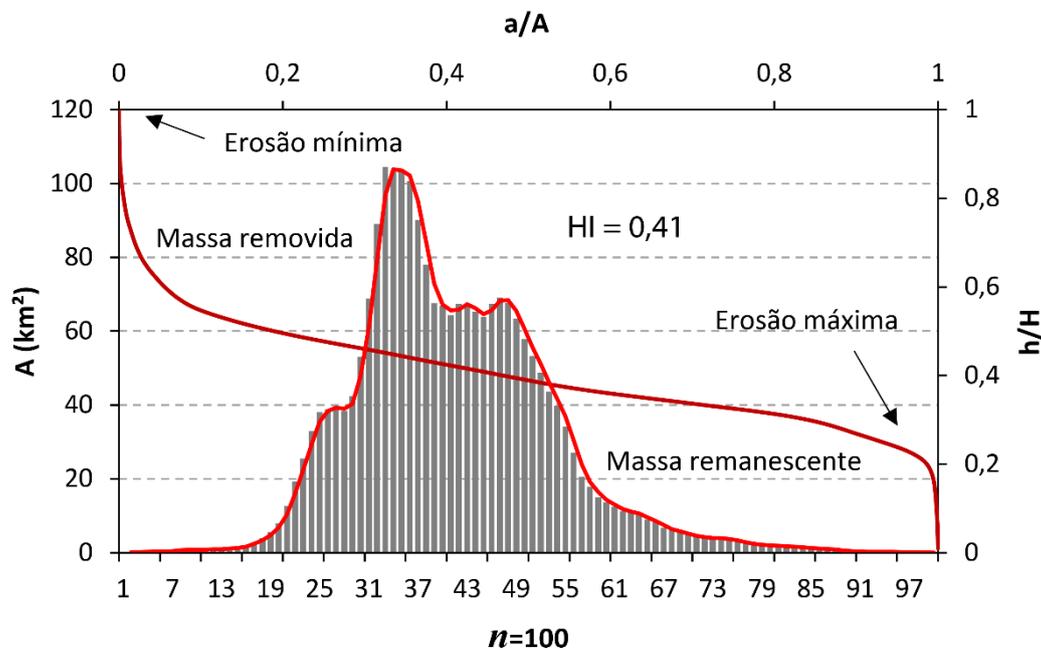


Figura 5. Curva, integral hipsométrica e distribuição de frequência das faixas de elevação ($n = 100$) para bacia do rio Capiá. A linha vermelha contornando o histograma de frequência é a média móvel considerando passos de dois elementos. Notar que a distribuição de frequência é multimodal.

A integral hipsométrica da bacia foi calculada e obteve-se 0,41 (Figura 5) que, mais uma vez, se corresponde à fase de equilíbrio ou maturidade descritas por Strahler (1952). Se o paleorelevo da bacia hidrográfica fosse caracterizado por um bloco sólido (1:1), com valor da integral hipsométrica próximo da unidade, cerca de 59% da massa da topografia inicial teria sido erodida. A topografia remanescente pode ter sido mantida pela erosão diferencial (*e.g.*, SACEK *et al.*, 2019) ou pode ser tomada como indício de rejuvenescimento (GURGEL *et al.* 2013). Apesar da paisagem da bacia ser predominantemente marcada por um pediplano, segundo os pressupostos de Schumm (1956) e Strahler (1952), estas superfícies seriam características apenas do baixo curso fluvial, com uma proporção de massa removida próximo a unidade. Porém, Willgoose e Hancock (1998) alertam para a sensibilidade do fator escala dentro desta análise. Bacias de

ordens primárias, sobretudo as cabeceiras, tendem a ter integral hipsométrica próximo da unidade e isso indica o predomínio dos processos de encosta em detrimento da erosão fluvial. Montgomery *et al.* (2001) reafirma este princípio, lembrando que a hipsometria varia de maneira consistente com os processos de erosão predominantes. Na área de estudo, o processo de erosão fluvial é controlado, sobretudo, por abrasão de carga de fundo (*e.g.*, CHATANANTAVET; PARKER, 2009). Semelhante ao que ocorre nos perfis longitudinais de rios de leito rochoso, espera-se que, ao longo do tempo geológico, a região de erosão máxima migre em direção às cabeceiras, reduzindo a massa disponível para denudação e a integral hipsométrica da bacia hidrográfica do rio Capiá.

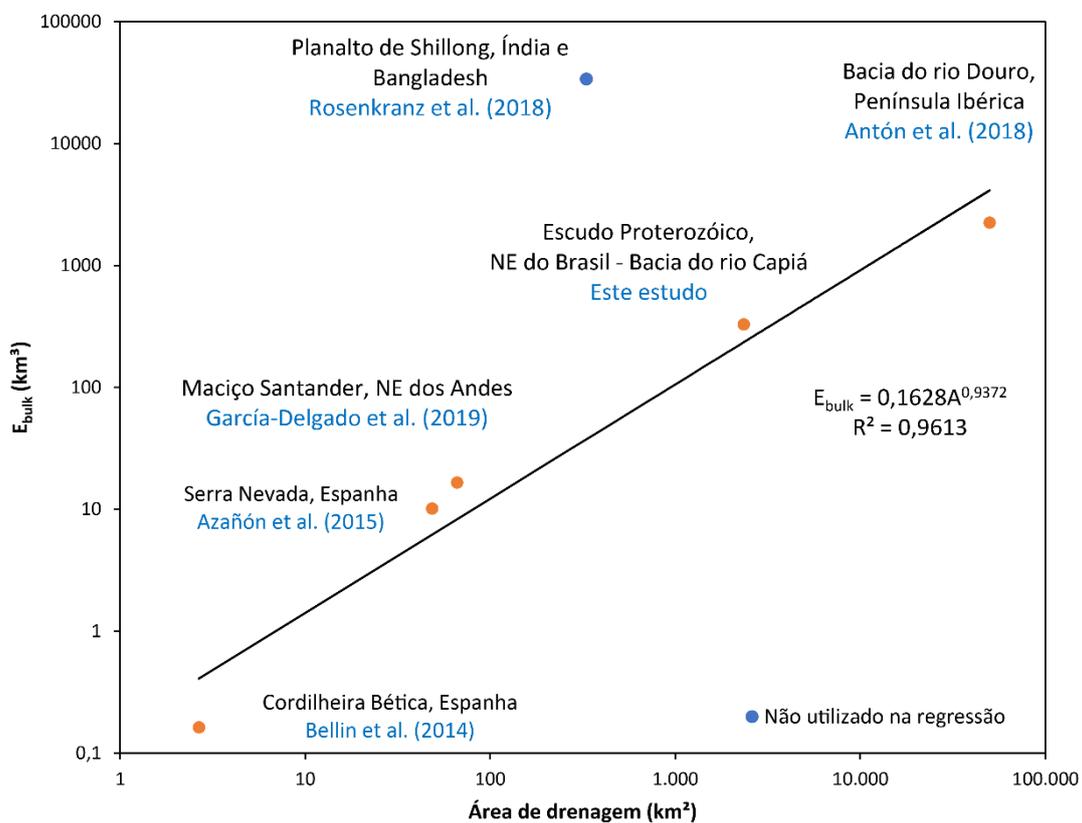


Figura 6. Comparação bilogarátmica entre volume mínimo erodido e área de drenagem média em estudos publicados anteriormente. Nota-se que há uma dependência da área de drenagem, mas como os controles no sistema geomorfológico são multivariados, nem todas as regiões seguem esta tendência, como ilustrado pelo Planalto de Shillong, entre a Índia e Bangladesh.

Apesar de permitir a comparação de diferentes bacias, por ser um índice normalizado, a curva e integral hipsométrica não fornecem as dimensões reais ou absolutas do volume erodido. Desta forma, para contornar esta limitação, foi utilizado também o cálculo do Volume Mínimo Erodido (E_{bulk}). Reitera-se que esta estimativa é um valor mínimo, já que a metodologia considera a elevação atual dos interflúvios como ponto de partida, mas estes também foram rebaixados ao longo do tempo geológico, embora a uma taxa diferente dos vales fluviais (BROCKLEHURST; WHIPPLE, 2002; SMALL; ANDERSON, 1998; GILBERT, 1909). O E_{bulk} calculado para bacia do rio Capiá foi de 329 km³ ou $1,4 \times 10^5$ m³/km². Apesar de substancial, esse valor ainda é modesto se comparado, por exemplo, aos que foram calculados por Atón, Muñoz-Martín e Vicente (2018) na bacia do rio Douro, na Península Ibérica. Os autores calcularam 2251 ± 524 km³ de volume erodido em uma área de aproximadamente 50 mil km² (cerca de 25 vezes maior que a bacia do rio Capiá), estimada a partir da elevação de depósitos neógenos. Enquanto isso, Rosenkranz *et al.* (2018) estimaram $7,9 \times 10^{10}$ m³/km² de E_{bulk} no Planalto de Shillong, entre a Índia e Bangladesh, que é considerado o lugar mais chuvoso do planeta (7 a 12 m/ano). Esse contraste entre o volume erodido em regiões semiáridas e extremamente

úmidas pode ser tomado como exemplo da imbricada relação entre o clima e o modelado terrestre. Pode-se notar também o contraste com os dados da Serra Nevada, Espanha, com $16 \times 10^7 \text{ m}^3/\text{km}^2$ de E_{bulk} e controle documentado de falhas e dobras (AZAÑÓN *et al.* 2015). Outro ponto importante é que comparando os dados já publicados com os apresentados neste estudo (Figura 6) verifica-se que existe uma tendência positiva do E_{bulk} aumentar com a área de drenagem, mesmo em áreas contrastantes do globo. Ressalta-se que, embora a relação entre área de drenagem e volume erodido na região de estudo tenha um E_{bulk} absoluto comparativamente alto, em termos de volume de erosão por área, este valor é menor em comparação com outras regiões do mundo, sobretudo aquelas com regime tectônico ativo e com maiores taxas de precipitação média anual.

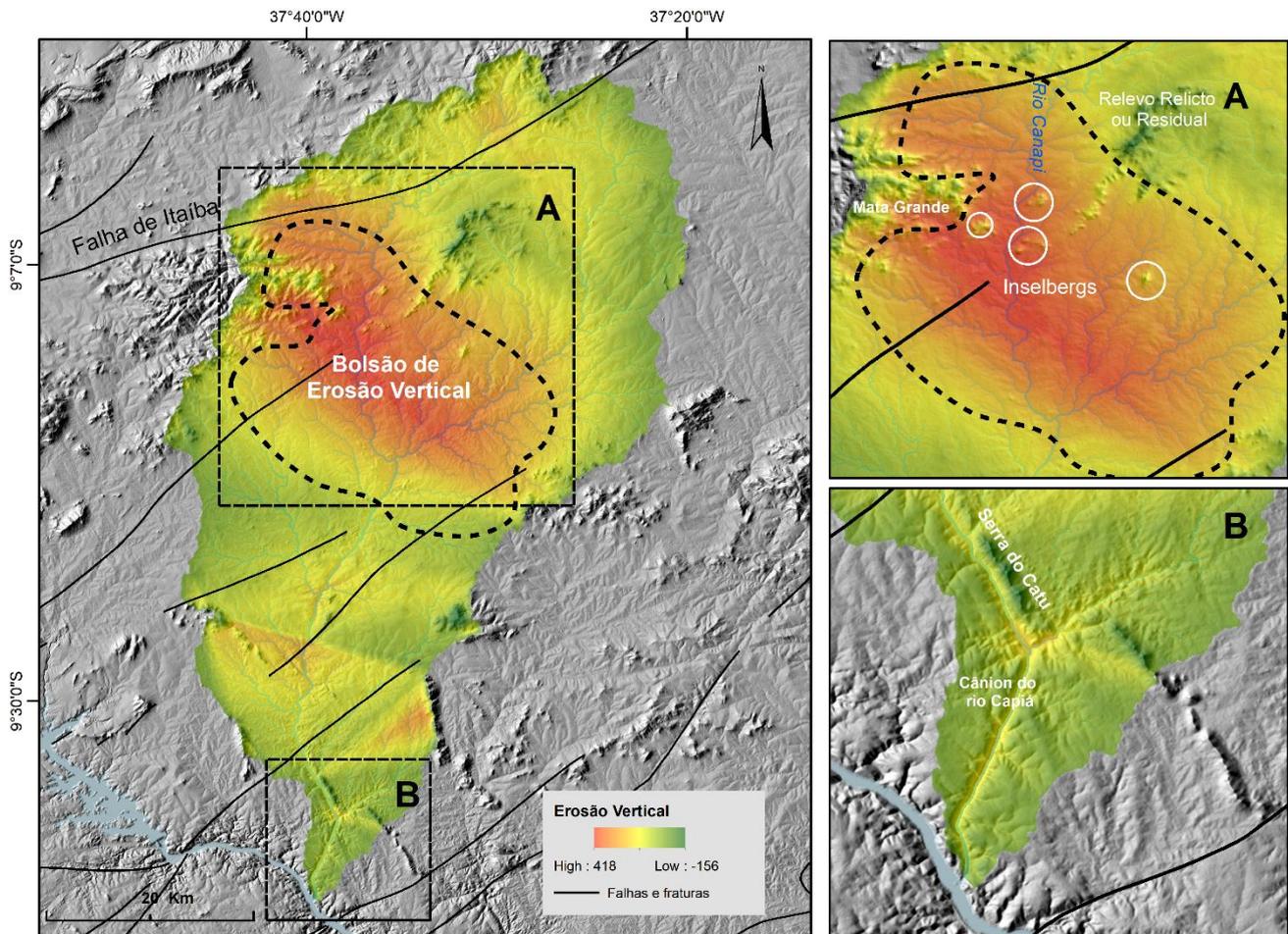


Figura 7. Espacialização da incisão vertical na Bacia do rio Capiá. Nota-se a presença de relevos relictos e residuais (A), como cristas (Serra do Catu) e inselbergs, além do cânion do Capiá (B) antes da confluência com rio São Francisco.

Com a subtração da superfície pré-incisão reconstituída a partir da elevação dos divisores, também se obteve a espacialização da erosão colunar ou vertical para cada célula do *raster* delimitado pela área da bacia do rio Capiá, com máximo de 418 e mínimo de -156 (Figura 7). Os valores menores que zero são associados a topografias relictas denudadas que encontram atualmente com elevação superior a cota dos divisores de primeira ordem, sugerindo que as taxas dos processos denudacionais sobre elas é menor do que na paisagem circundante. Essas áreas, normalmente, são estruturadas por rochas de um maior grau de resistência litológica, evidenciando o papel da erosão diferencial para sua persistência. Na área de estudo, essas feições representam cristas e maciços residuais que, de acordo com Twidale e Borne (2013a, b), têm sua origem ligada ao aprofundamento e remoção de

mantos de intemperismo, sobretudo em terrenos graníticos, como na área de estudo aqui apresentada. Com a maior amplitude entre o fundo dos vales e os divisores, desenvolveu-se entre os rios Capiá e Canapi, um amplo bolsão de erosão vertical, onde pode-se encontrar abundância de inselbergs. É nas cercanias desta feição que está localizada a Serra da Onça, uma das superfícies somitais do baixo curso do rio São Francisco. Segundo Gois *et al.* (2021), esta área encontra-se em um contexto diferenciado de todo o entorno, com características ambientais que permitem a classificar como brejo de altitude, um enclave úmido em meio aos pedimentos semiáridos (Figura 8).



Figura 8. Expressão de controles estruturais na área de estudo. Crista residual (Serra do Catu) desponta em meio aos pedimentos que formam a Superfície Sertaneja (A). Cânion do rio Capiá com desnível altimétrico de cerca de 100 metros (B). Feições de erosão linear nas encostas do brejo de Mata Grande (C).

Giaconia *et al.* (2012) encontraram até 389 metros de erosão vertical em bacias que drenam a Sierra Alhamilla, Espanha, enquanto Small e Anderson (1998) nas montanhas Laramide, nos Estados Unidos, estimaram em até 1 km de erosão vertical, com média de 300 m, aproximadamente. Em comparação, a incisão vertical média na bacia do rio Capiá é de 140 m, menos da metade do valor encontrada por Small e Anderson (1998) em outro contexto geodinâmico. Assim como verificado para o volume erodido, também existe uma dependência da área de drenagem em relação a incisão vertical, como apresentado por Brocklehurst e Whipple (2002). Isso é uma consequência direta do predomínio da atividade fluvial em paisagens erosivas não-glaciais (HOWARD *et al.*, 1994). É válido também ressaltar que a superfície com maior erosão vertical é limitada por falhas em seus flancos, como a Falha de Itaíba e as falhas transcorrentes no médio curso do rio Capiá. Isso pode ser, inclusive, uma evidência de que essas estruturas e suas sucursais atuam como planos de fraqueza para a erosão em longo prazo do escudo cristalino, como documentado por Maia e Bezerra (2020) para o Nordeste Setentrional. Neste sentido, os parâmetros morfométricos sugerem que este setor é afetado por controles distintos dos que atuam em todo o resto da bacia.

Para reconstrução da paleosuperfície foram processados dados de elevação de 1069 topos, representados pelos pontos cotados em cartas topográficas na escala de 1:250.000. Os dados apresentam uma amplitude de 801 m, com cota mínima de 41 m e máxima de 844 m. A elevação média foi de 370 ± 158 m (σ). Para evitar efeitos indesejáveis de borda, optou-se por selecionar pontos para um retângulo que cobrisse a área da bacia do rio Capiá e suas cercanias. A curtose, que é uma medida de achatamento entre a distribuição dos dados e a normal, foi de 0,38. Esse valor permite classificá-la como platicúrtica, ou seja, a curva de distribuição dos dados é menor que a distribuição normal (ANDRIOTTI, 2003). O coeficiente de assimetria foi de 0,36 que pode ser interpretado como uma assimetria positiva e que a frequência máxima dos valores se concentra relativamente mais próximo à origem, com uma “cauda” suave a direita (LARSON, 2010). Depois de calcular as estatísticas descritivas do conjunto de dados, aplicou-se o teste de normalidade de Shapiro-Wilk (1965) em que a hipótese nula é que os dados seguem a distribuição normal padrão. A um nível de significância de 5%, verificou-se que os dados não seguem uma distribuição normal ($p < 0,05$). Mesmo assim, aplicou-se a krigagem ordinária, pois segundo Assumpção e Hadlich (2017), esta condição não é necessária à construção do semivariograma. É mais importante para a construção do modelo que os dados sejam razoavelmente simétricos, admitindo as hipóteses necessárias, como a estacionaridade da média.

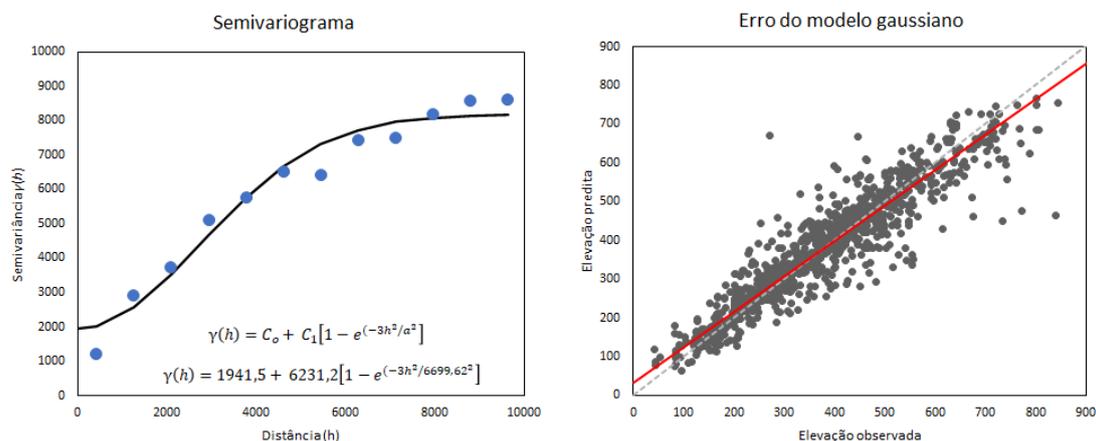


Figura 9. Semivariograma ajustado para os dados e o erro do modelo gaussiano (linha vermelha) comparado com a linha teórica de ajuste 1:1 (linha tracejada). No modelo C_0 representa o efeito pepita, C_1 simboliza o patamar, h é a distância (em metros) e a é o alcance.

Através da otimização de parâmetros do semivariograma (Figura 9), concluiu-se que o melhor ajuste dos dados foi produzido pela aplicação do modelo gaussiano, com a morfologia da curva em sigmoide, que resultou em uma diferença entre o erro médio padrão e erro médio quadrático de 0,80. Esta estatística é obtida por meio de validação cruzada que consiste na exclusão de cada ponto mensurado — um por vez — do conjunto, ao passo de que sua medida é estimada pelo modelo com base dos pontos restantes (ISAACS; SRIVASTAVA, 1989). Como pode-se verificar na Figura 8, a semivariância ($\gamma(h)$) apresenta uma dependência evidente da distância interamostral (h). Também pode-se observar que o modelo teórico adere aos dados reais omnidirecionais, com direção angular 0° e tolerância de 90° (e.g., ASSUMPÇÃO; HADLICH, 2017), com uma tendência de superestimar valores menores que 400 m e superestimar valores a partir deste limiar (Figura 8). O teste de Kruskal-Wallis permitiu concluir que a diferença entre os dados previstos e observados é estatisticamente insignificante a um nível de significância de 5% ($p > 0,05$). O erro médio de predição foi de 0,52 e idealmente este valor deve ser mais próximo de zero. O alcance (range) do modelo foi de 6700 m. O patamar foi de 6231 e o efeito pepita de 1942 (C_1). Esse valor elevado do efeito pepita (C_0) pode ser atribuído à escala de amostragem e da variação espacial da elevação. O grau de aleatoriedade dos dados, definido por Yamamoto e Landim (2013) como o quociente entre C_0 e C_1 , foi de 0,31 sendo classificada como muito aleatório.

Os dados de entrada, utilizados para construção da superfície pré-incisão fluvial ou paleosuperfície, conseguiram eliminar principalmente a influência topográfica dos canais de primeira e segunda ordem. Na parte superior da bacia, localizam-se as maiores elevações, especialmente sobre Mata Grande e na extensão da Borborema na bacia.

Previsivelmente, nos locais que tem uma maior densidade de pontos amostrados, há também um menor erro padrão (Figura 10). Segundo Siska et al. (2005), os erros associados à krigagem ordinária também estão correlacionados a propriedades do relevo de determina região e concluíram que o aumento da rugosidade afeta significativamente as estimativas obtidas. A paleosuperfície também permitiu sectionar dois grandes compartimentos geomorfológicos na escala da bacia. A superfície mais elevada está associada ao alto curso do rio Capiá e seu tributário Canapi, sendo delimitada grosseiramente por linhas de descontinuidade crustal, acima dos 500 m, com direção oblíqua NE-SW. A outra superfície é a da Depressão Sertaneja que é a mais pervasiva e arrasada pelos processos denudacionais e pela onipresença de relevos residuais, que truncam rochas proterozoicas. Construiu-se um perfil em varredura para ressaltar a diferença entre a topografia atual e a reconstruída e os controles litoestruturais (Figura 10).

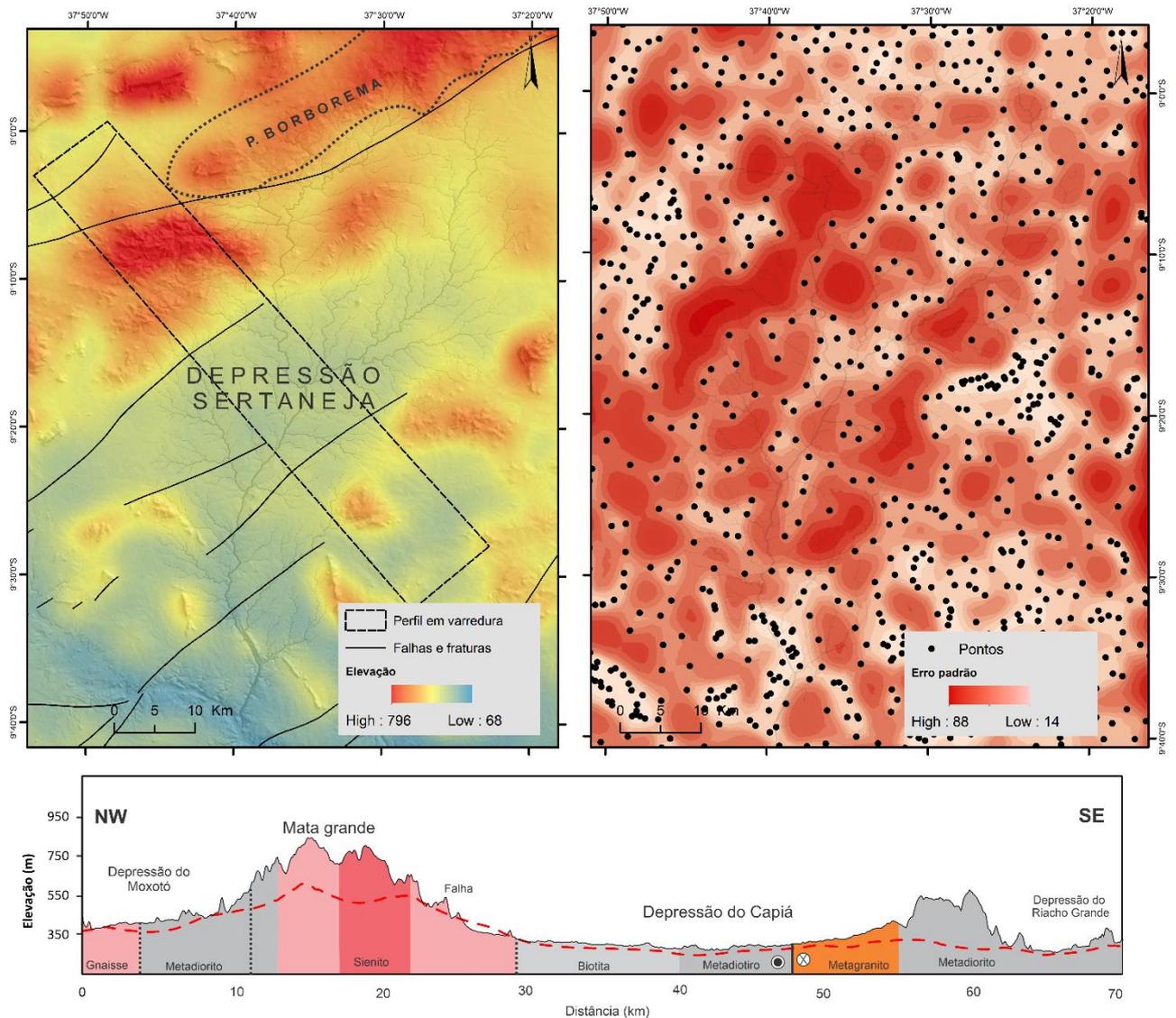


Figura 10. O mapa acima representa a paleosuperfície ou superfície pré-incisão, à direita, obtida por krigagem ordinária. À direita, erro padrão do processo de interpolação, onde nos lugares sem mensuração há maior incerteza do valor predito. Em seguida, perfil em varredura com as elevações máximas encontradas atualmente em comparação com as elevações mínimas obtidas pela reconstrução da paleosuperfície (linha pontilhada vermelha). A geologia subjacente foi adaptada de Medeiros (2000).

O perfil topográfico em varredura teve 12 km de largura e 70 km de comprimento. Plotou-se a elevação máxima da topografia moderna e a mínima reconstruída, onde também se ilustrou a geologia do substrato. As maiores amplitudes (> 200 m) encontram-se nos divisores da bacia do Rio Capiá, Moxotó e Riacho Grande (Figura 10). No flanco oeste, as maiores amplitudes de relevo são encontradas no Maciço de Mata Grande, estruturado sobre sienitos neoproterozoicos. No lado oriental, metadioritos estruturam um relevo residual sobressalente. Não se pode ignorar,

desta forma, que, especialmente em Mata Grande, há indícios de que a combinação entre resistência litológica aos processos denudacionais e possíveis deformações, associadas a presença das falhas em suas adjacências, pode ser responsável pela persistência do relevo com elevação semelhante à do Planalto da Borborema, ao norte. Porém, ainda não se têm estudos da cinemática das falhas que cercam esse maciço, muito menos indícios de atividade recente. Segundo Tavares (2010) e Monteiro (2010), para os limiares topográficos estabelecidos por King (1957), no domínio de estudo, há níveis intermediários de aplainamento, com cotas entre 650 e 950 metros, denominada de superfície Sul-Americana ou Borborema por Mabesoone e Castro (1975) e níveis inferiores, com cotas entre 650 a 100 metros que correspondem a superfície Velhas ou Sertaneja. Abaixo desses níveis tem-se o ciclo atual de aplainamento, representando pelo estabelecimento dos vales fluviais, chamado de Ciclo Paraguai. As relações topocronológicas propostas com base na identificação destas superfícies aplainadas não são válidas para toda extensão das paisagens nordestinas como já argumentaram Maia, Bezerra e Claudino-Sales (2008) e Maia, Bezerra e Claudino-Sales (2010).

As superfícies de aplainamento são um dos paradigmas basilares que suscitam profundos debates dentro da Geomorfologia, especialmente no Nordeste do Brasil (MONTEIRO, 2010). Para Ab'saber (1956), as depressões periféricas e semiáridas do Nordeste que circundam o Planalto da Borborema teriam sido formadas por intensos processos denudacionais de coberturas mesozoicas (triássicas e cretáceas), concomitante à epirogênese responsável por formar o Planalto da Borborema e o estabelecimento do Atlântico como nível de base geral. O autor escreve que “de Palmeiras dos Índios”, a leste da bacia do rio Capiá, “até as ladeiras das chapadas de Tacaratú, estende-se (...) áreas deprimidas e baixas, correspondendo à depressão periférica elaborada na porção meridional da Borborema” (p.4). Com os avanços das técnicas geocronológicas, trabalhos recentes têm reformulado o entendimento da evolução do relevo nordestino e da margem continental brasileira.

Existem estudos de traço de fissão em apatita no domínio de estudo, como por exemplo os de Japsen et al (2012), Jelinek (2014) e Turner et al (2008), que interpretam os dados de maneira diferentes. Corrêa et al (2016) advertem que estes dados não possuem resolução adequada para detectar movimentos crustais recentes e que são empregados com maior confiabilidade para elucidar eventos denudacionais com mais de 1 Ma, destacando sua importância para as estimativas de taxas de erosão. Considerando o abismo temporal que separa a idade das rochas e a morfologia que exibem, ainda é um desafio datar paisagens erosivas. Turner *et al.* (2008) identificaram dois episódios principais de resfriamento na região. O primeiro evento data do Albiano (110-100 Ma) é correlato à denudação ligada ao processo de rifteamento entre a margem continental sul-americana e africana e o segundo ao processo de encurtamento crustal e sedimentação pós-rift do Bartoniano-Tortoniano (40-10 Ma).

Japsen et al (2012) reiteram o papel que o rifteamento da margem atlântica teve sobre a denudação de terrenos intraplaca e enumeram quatro eventos de resfriamentos episódicos que se iniciam a 120 Ma, adentrando no Campaniano, Eoceno e Mioceno. Porém, deve-se ter em mente que ainda há muita incerteza nos intervalos menores de resfriamento. Jelinek et al (2014) e Jelinek (2019) não encontraram o resfriamento durante o Eoceno descrito por Japsen et al (2012). Desta maneira, diante do cenário erosivo das paisagens nordestinas, com taxas de denudação cretáceas e cenozoicas que variam espacialmente e verticalmente entre 300 a 2000 metros, existem poucas perspectivas de identificação de superfícies regionais de aplainamento (JELINEK et al. 2014; JELINEK, 2019). É posto também que um modelo mais parcimonioso do que os já propostos para evolução geomorfológica do Nordeste seja apresentado. Jelinek et al (2014) e Jelinek (2019) expõe uma série de fragilidades no modelo que supõe superfícies regionais de aplainamento e afirma que os dados de traço de fissão em apatita não suportam este pressuposto. Pelo contrário, os dados demonstram que, mesmo em cotas semelhantes, vários blocos seguiram caminhos evolutivos particulares de exumação e erosão. Nesta perspectiva, as formas atuais são o resultado de processos erosivos complexos e que tiveram uma ampla variação espacial e as tentativas de encontrar uma resposta única para a evolução do relevo continental tem se mostrado insustentáveis.

5. Conclusões

A quantificação e espacialização da incisão fluvial através da integração entre técnicas de geoprocessamento, geoestatística e produtos de sensoriamento remoto orbital mostrou-se satisfatória e trouxe novas informações para a Depressão Sertaneja Meridional, em especial no baixo curso do rio São Francisco. Como ainda não existem dados disponíveis sobre taxas de erosão coevas na paisagem apresentada, essa via de pesquisa torna-se ainda mais atraente. A curva de quantificação da integral hipsométrica demonstrou que aproximadamente 60% da massa inicial da bacia foi removida por processos denudacionais, enquanto que a mesma registra um episódio de queda de nível de base recente na parte inferior da bacia, no contato com o rio São Francisco.

A reconstituição da paleosuperfície por meio da krigagem ordinária foi satisfatória e eliminou o sinal topográfico dos canais de primeira e segunda ordem, permitindo a delimitação acurada de dois grandes compartimentos morfoestruturais na bacia: Planalto da Borborema e Depressão Sertaneja. O volume mínimo erodido apresentou-se como uma técnica importante para comparação da erosão em função da área de drenagem, situando a investigação em um contexto mais amplo por meio de dados disponíveis na literatura. Em termos absolutos, verificou-se que se registrou um dos maiores volumes já publicados, mas normalizando os valores através da relação volume e área, notou-se que essa relação é assombrosamente inferior aos dados de regiões montanhosas, em várias ordens de magnitude. O perfil topográfico em varredura, associado às informações geológicas, permitiu correlacionar a superfície reconstituída e compará-la com a topografia atual, sugerindo também controles estruturais.

Por fim, reiterasse a necessidade da realização de estudos geocronológicos que busquem quantificar taxas modernas de erosão na região, tendo em vista a dificuldade de encontrar relação entre as informações obtidas por traço de fissão em apatita e o relevo moderno, levando também em conta as peculiaridades do clima semiárido e sua morfologia associada, como os pedimentos rochosos.

Contribuições dos Autores: Concepção, Panta e Nascimento; metodologia, Panta, Nascimento e Monteiro; análise formal, Panta, Nascimento e Monteiro; recursos, Monteiro; preparação de dados, Panta e Nascimento; escrita do artigo, Panta, Nascimento e Monteiro; supervisão, Monteiro. Todos os autores leram e concordaram com a versão publicada do manuscrito.

Financiamento: Esta pesquisa não recebeu nenhum financiamento externo.

Agradecimentos: O primeiro autor agradece a Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES) pela concessão da bolsa de mestrado e o segundo autor agradece a Fundação de Amparo à Ciência e Tecnologia do Estado de Pernambuco (FACEPE) pela concessão da bolsa de doutorado.

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

Referências

1. AB'SABER, A. N. Participação das superfícies aplainadas nas paisagens do nordeste brasileiro. *Geomorfologia*, n. 19, 1969.
2. AIRES, J. R. *et al.* Análises Geomorfológicas do Platô de Teresópolis e da Serra do Mar, RJ, com o Auxílio de Seppômen e ASTER GDEM e sua Relação aos Tectonismos Cenozoicos. *Anuário do Instituto de Geociências*, v. 35, n. 2, 2012.
3. ANDRADES FILHO, C. O.; ROSSETTI, D. F. Caracterização morfoestrutural da parte central emersa da bacia Paraíba (PB). *Geociências* (São Paulo), v. 31, n. 1, 2012.
4. ANDRIOTTI, J. L. S. *Fundamentos de Estatística e Geoestatística*. São Leopoldo: Editora Unisinos, 2003.
5. ANTÓN, L.; MUÑOZ-MARTÍN, A.; VICENTE, G. Quantifying the erosional impact of a continental-scale drainage capture in the Duero Basin, northwest Iberia. *Quaternary Research*, v. 91, n. 2, 2019.
6. ASSUMPÇÃO, H. C. P.; HADLICH, G. M. Estatística descritiva e estacionaridade em variáveis geoquímicas ambientais. *Engenharia Sanitaria e Ambiental*, v. 22, n. 4, 2017.
7. AZAÑÓN, J. M. *et al.* Relief and drainage evolution during the exhumation of the Sierra Nevada (SE Spain): Is denudation keeping pace with uplift?. *Tectonophysics*, v. 663, p. 19-32, 2015.
8. BELLIN, N. *et al.* Denudation rates and tectonic geomorphology of the Spanish Betic Cordillera. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 390, 2014.
9. BONNET, S. *et al.* Large-scale relief development related to Quaternary tectonic uplift of a Proterozoic-Paleozoic basement: The Armorican Massif, NW France. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, v. 105, n. B8, 2000.
10. BRITO, M. F. L.; SILVA FILHO, A. F.; PINHO GUIMARÃES, I. Caracterização geoquímica e isotópica do batólito Serra do Catu e sua evolução da interface dos domínios Sergipano e Pernambuco Alagoas, Província Borborema. *Brazilian Journal of Geology*, v. 39, n. 2, 2009.
11. BROCKLEHURST, S. H.; WHIPPLE, K. X. Glacial erosion and relief production in the Eastern Sierra Nevada, California. *Geomorphology*, v. 42, n. 1-2, 2002.
12. BROCKLEHURST, S. H.; WHIPPLE, K. X. Hypsometry of glaciated landscapes. *Earth Surface Processes and Landforms*, v. 29, n. 7, 2004.
13. CHATANANTAVET, P.; PARKER, G. Physically based modeling of bedrock incision by abrasion, plucking, and macroabrasion. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, v. 114, n. F4, 2009.

14. CORRÊA, A. C. B. *et al.* The Semi-arid Domain of the Northeast of Brazil. In: SALGADO, A. A. R. *et al.* (orgs). **The Physical Geography of Brazil**. Spring, 2019.
15. CORRÊA, A. C. B.; MONTEIRO, K. A. Revisitando as superfícies de aplainamento: novos enfoques e implicações para a geomorfologia geográfica. **Humboldt**, v. 1, n. 2, 2021.
16. DAVIS, J. **Hypsometry Toolbox**. Disponível em: <<https://gis.sfsu.edu/content/hypsometry-tools>>. Acessado em 01 de dezembro, 2019.
17. GAIDZIK, K.; RAMÍREZ-HERRERA, M. T. Geomorphic indices and relative tectonic uplift in the Guerrero sector of the Mexican forearc. **Geoscience Frontiers**, v. 8, n. 4, 2017.
18. GALLEN, S. F. *et al.* Hillslope response to knickpoint migration in the Southern Appalachians: implications for the evolution of post-orogenic landscapes. **Earth Surface Processes and Landforms**, v. 36, n. 9, 2011.
19. GIACONIA, F. *et al.* Geomorphic evidence of active tectonics in the Sierra Alhamilla (eastern Betics, SE Spain). **Geomorphology**, v. 145, p. 90-106, 2012.
20. GILBERT, G. K. **Report on the Geology of the Henry Mountains**. US Government Printing Office, 1877.
21. GILBERT, G. K. The convexity of hilltops. **The Journal of Geology**, v. 17, n. 4, 1909.
22. GODARD, A. *et al.* (eds). **Basement regions**. New York: Springer, 2001.
23. GOIS, L. S. S. *et al.* Caracterização sedimentológica dos colúvios do maciço de Mata Grande-AL: uma comparação entre brejos de altitude do Nordeste do Brasil. **Revista de Geociências do Nordeste**, v. 7, n. 1, 2021.
24. GOUDIE, A. S. **Arid and semi-arid geomorphology**. New York: Cambridge University Press, 2013.
25. GRAF, W. L. **Fluvial processes in dryland rivers**. New York: Springer-Verlag, 1988.
26. GUILLOCHEAU, F. *et al.* Planation surfaces as a record of mantle dynamics: the case example of Africa. **Gondwana Research**, v. 53, 2018.
27. GURGEL, S. P. P. *et al.* Cenozoic uplift and erosion of structural landforms in NE Brazil. **Geomorphology**, v. 186, 2013.
28. HASUI, Y. *et al.* (Ed.). **Geologia do Brasil**. São Paulo: Beca, 2012.
29. HOWARD, A. D. A detachment-limited model of drainage basin evolution. **Water resources research**, v. 30, n. 7, 1994.
30. HURST, M. D. *et al.* Using hilltop curvature to derive the spatial distribution of erosion rates. **Journal of Geophysical Research: Earth Surface**, v. 117, n. F2, 2012.
31. ISAACS, E. H.; SRIVASTAVA, M. R. **Applied geostatistics**. New York: Oxford University Press, 1989.
32. JAPSEN, P. *et al.* Episodic burial and exhumation in NE Brazil after opening of the South Atlantic. **GSA Bulletin**, v. 124, n. 5-6, p. 800-816, 2012.
33. 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, 2014.
34. JELINEK, A. R. Evolução paleotopográfica da margem continental brasileira durante o Fanerozoico: evidências a partir da termocronologia por traços de fissão em apatitas. **Revista Brasileira de Geografia Física**. Recife. Vol. 12, n. 4 (2019), p. 1670-1686, 2019.
35. KING, L. C. A geomorfologia do Brasil Oriental. **Revista Brasileira de Geografia**, v.18, n.2, 1957.
36. KRUSKAL, W. H.; WALLIS, W. A. Use of ranks in one-criterion variance analysis. **Journal of the American statistical Association**, v. 47, n. 260, p. 583-621, 1952.
37. LANGBEIN, W. B. *et al.* Topographic characteristics of drainage basins. **U. S. Geol. Survey**, 1947.
38. LARSON, R. **Estatística Aplicada**. São Paulo: Pearson Prentice Hall, 2010.
39. LIMA, I. F. **Estudos geográficos do semiárido alagoano**: bacias dos rios Ipanema, Traipu, Capiá e adjacentes. Maceió: Governo do Estado de Alagoas, 1992.
40. MABESOONE, J. M. **Sedimentary basins of northeast Brazil**. Departamento de Geologia, Centro de Tecnologia. Universidade Federal de Pernambuco, 1994.
41. MABESOONE, J. M.; CASTRO, C. Desenvolvimento Geomorfológico do nordeste brasileiro. **B. Soc. Geol. Núcleo Nordeste**, v.3, p.5-36, 1975.
42. MAIA, R. P.; BEZERRA, F. H. R.; SALES, V. C. Geomorfologia do Nordeste: concepções clássicas e atuais acerca das superfícies de aplainamento nordestinas. **Revista de Geografia (Recife)**, v. 27, n. 1. Esp, p. 6-19, 2010.
43. MAIA, R. P.; BEZERRA, F. H.; CLAUDINO-SALES, V. C. Vales Fluviais do NE: Considerações Geomorfológicas. **Okara: Geografia em Debate (UFPB)**, 2008.
44. MAIA, R.; BEZERRA, F. **Structural Geomorphology in Northeastern Brazil**. Springer International Publishing, 2020.
45. MONTEIRO, K. A. **Superfícies de aplainamento e morfogênese da bacia do rio Tracunhaem, Pernambuco**. Dissertação de Mestrado em Geografia. Recife: UFPE, 2010.

46. MONTEIRO, K. A.; CORRÊA, A. C. B. Application of morphometric techniques for the delimitation of Borborema Highlands, northeast of Brazil, eastern escarpment from drainage knick-points. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 103, p. 102729, 2020.
47. MONTGOMERY, D. R.; BALCO, G.; WILLETT, S. D. Climate, tectonics, and the morphology of the Andes. **Geology**, v. 29, n. 7, p. 579-582, 2001.
48. MONTGOMERY, D. R.; BIERMAN, D. R. **Key concepts in Geomorphology**. Nova Iorque: W. H. Freeman and Company Publishers, 2013.
49. NASCIMENTO, J. P. H. **Aplicação de índices morfométricos para identificação de controles estruturais atuantes em bacias hidrográficas do Baixo São Francisco**. Dissertação de Mestrado em Geografia. Maceió: UFAL, 2020.
50. NEVES, S. P. Proterozoic history of the Borborema province (NE Brazil): Correlations with neighboring cratons and Pan-African belts and implications for the evolution of western Gondwana. **Tectonics**, v. 22, n. 4, 2003.
51. OLIVEIRA, G. P. *et al.* Compartimentação geomorfológica do maciço de Martins-Portalegre-NE do Brasil. **Revista Contexto Geográfico**, v. 3, n. 6, 2018.
52. ORME, A. R. Denudation, planation, and cyclicity: myths, models, and reality. In: **Treatise in Geomorphology**, v. 1, p. 11-36, 2013.
53. PEULVAST, J. P.; SALES, V. C. Aplainamento e geodinâmica: revisitando um problema clássico em geomorfologia. **Mercator**, v. 1, n. 1, 2002.
54. PHILLIPS, J. D.; PAWLIK, Ł.; ŠAMONIL, P. Weathering fronts. **Earth-Science Reviews**, v. 198, 2019.
55. ROSENKRANZ, R. *et al.* Coupling erosion and topographic development in the rainiest place on Earth: Reconstructing the Shillong Plateau uplift history with in-situ cosmogenic ¹⁰Be. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 483, 2018.
56. SACEK, V. *et al.* Numerical modeling of weathering, erosion, sedimentation, and uplift in a triple junction divergent margin. **Geochemistry, Geophysics, Geosystems**, v. 20, n. 5, 2019.
57. SANTOS, E. J.; MEDEIROS, V. C. Constraints from granitic plutonism on Proterozoic crustal growth of the Transverse Zone, Borborema Province, NE Brazil. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 29, n. 1, 1999.
58. SASSOLAS-SERRAYET, T.; CATTIN, R.; FERRY, M. The shape of watersheds. **Nature communications**, v. 9, n. 1, 2018.
59. SCHUMM, S. A. Evolution of drainage systems and slopes in badlands at Perth Amboy, New Jersey. **Geological society of America bulletin**, v. 67, n. 5, 1956.
60. SHAPIRO, S. S.; WILK, M. B. An analysis of variance test for normality (complete samples). **Biometrika**, v. 52, n. 3/4, p. 591-611, 1965.
61. SISKI, P. P. *et al.* Predicting ordinary kriging errors caused by surface roughness and dissectivity. **Earth Surface Processes and Landforms**, v. 30, n. 5, 2005.
62. SMALL, E. E.; ANDERSON, R. S. Pleistocene relief production in Laramide mountain ranges, western United States. **Geology**, v. 26, n. 2, p. 123-126, 1998.
63. STRAHLER, A. N. Hypsometric (area-altitude) analysis of erosional topography. **Geological Society of America Bulletin**, v. 63, n. 11, 1952.
64. SUMMERFIELD, M. A. **Global Geomorphology**. Essex: Longman Scientific and Technical, 1991.
65. TAVARES, B. A. C. **A participação da morfoestrutura na gênese da compartimentação geomorfológica do Gráben do Cariatá, Paraíba**. Tese (doutorado em Geografia). UFPE: Recife, 2010.
66. TAVARES, B. A. C. *et al.* Compartimentação geomorfológica e morfotectônica do Gráben do Cariatá, Paraíba, a partir de imageamento remoto. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 15, n. 4, 2014.
67. TINKLER, K. J.; WOHL, E. **Rivers over rock**. American Geophysical Union, 1998.
68. TURNER, J. P. *et al.* Thermal history of the Rio Muni (West Africa) – NE Brazil margins during continental breakup. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 270, n. 3-4, 2008.
69. TWIDALE, C. R. On the origin of sediments in different structural settings. **Journal of Science**, v. 278, 1978.
70. TWIDALE, C. R.; BOURNE, J. A. Pediments as etch forms: implications for landscape evolution. **The Journal of Geology**, v. 121, n. 6, 2013a.
71. TWIDALE, C.; BOURNE, J. Do pediplains exist? Suggested criteria and examples. **Zeitschrift Für Geomorphologie**. 2013b.
72. VALERIANO, M. de M.; ROSSETTI, D.F. **Topodata: seleção de coeficientes geoestatísticos para refinamento unificado de dados SRTM**. São José dos Campos: INPE, 2010.
73. VAN SCHMUS, W. R. *et al.* Precambrian history of the Zona Transversal of the Borborema Province, NE Brazil: insights from Sm–Nd and U–Pb geochronology. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 31, n. 2-3, 2011.
74. WHIPPLE, K. X. Bedrock rivers and the geomorphology of active orogens. **Annu. Rev. Earth Planet. Sci.**, v. 32, 2004.
75. WILLGOOSE, G.; HANCOCK, G. Revisiting the hypsometric curve as an indicator of form and process in transport-limited catchment. **Earth Surface Processes and Landforms**, v. 23, n. 7, 1998.

76. YAMAMOTO, J. K.; LANDIM, P. M. B. **Geoestatística**: conceitos e aplicações. São Paulo: Oficina de Textos, 2013.



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.