

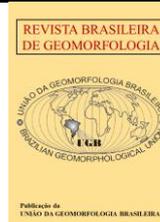


<https://rbgeomorfologia.org.br>  
ISSN 2236-5664

## Revista Brasileira de Geomorfologia

v. 23, nº 2 (2022)

<http://dx.doi.org/10.20502/rbg.v23i2.2047>



*Artigo de Pesquisa*

# Evidências de captura fluvial no semiárido setentrional brasileiro: o caso do divisor entre os rios Acaraú e Aracatiáçu

*Stream capture evidences in the Brazilian northern semi-arid: an example from the divide between Acaraú and Aracatiáçu rivers*

Wesley Feitosa Rodrigues <sup>1</sup>, André Augusto Rodrigues Salgado <sup>2</sup> e Rúbson Pinheiro Maia <sup>3</sup>

<sup>1</sup> Universidade Federal de Minas Gerais, Instituto de Geociências, Belo Horizonte, Brasil. E-mail: wesley\_fr@yahoo.com.br. ORCID: <https://orcid.org/0000-0001-9319-5414>

<sup>2</sup> Universidade Federal de Minas Gerais, Instituto de Geociências, Belo Horizonte, Brasil. E-mail: aarsalgadoufmg@gmail.com. ORCID: <https://orcid.org/0000-0001-7679-5944>

<sup>3</sup> Universidade Federal do Ceará, Departamento de Geografia, Fortaleza, Brasil. E-mail: rubsonpinheiro@yahoo.com.br. ORCID: <https://orcid.org/0000-0002-1688-5187>

Recebido: 21/10/2020; Aceito: 01/06/2021; Publicado: 06/04/2022

**Resumo:** Rearranjos de drenagem têm sido investigados e descritos em boa parte do território brasileiro desde meados dos anos 1960. A grande exceção é a região semiárida, principalmente o Nordeste Setentrional, onde as interpretações vigentes entendem que as bacias hidrográficas da região se organizam graças à antecedência e/ou superimposição. Entretanto, até essa região apresenta anomalias fluviais que tipificam processos de rearranjos de drenagem. Algumas dessas anomalias se localizam no divisor hidrográfico entre as bacias dos rios Acaraú e Aracatiáçu no semiárido cearense. Essas anomalias foram investigadas por meio de sensoriamento remoto, de geoprocessamento e de análise em campo de evidências geomorfológicas. Os resultados obtidos indicam que parte de um paleo alto curso da bacia hidrográfica do rio Aracatiáçu foi pirateada para a do rio Acaraú. Esse processo transferiu alguns milhares de km<sup>2</sup> de área entre as bacias hidrográficas e reorganizou toda a rede de drenagem da região investigada. A identificação dessa grande captura fluvial sugere que processos de pirataria fluvial podem ter papel ativo na modelagem do relevo e na organização das bacias hidrográficas do semiárido brasileiro, demonstrando a importância do tema para os modelos de evolução geomorfológicos propostos para a região.

**Palavras-chave:** Semiárido setentrional brasileiro, rearranjos de drenagem, sensoriamento remoto.

**Abstract:** Drainage rearrangements have been investigated and described in a large part of the Brazilian territory since the mid 1960s. The semi-arid region is the big exception, mainly in its northern portion, where current interpretations understand that local watersheds were organized by antecedence and/or superimposition processes. However, even this region has anomalies in its river net that typify drainage rearrangement. Some of these anomalies are located in the border between Acaraú and Aracatiáçu rivers, in Ceará semi-arid region. These anomalies were investigated through remote sensing, geoprocessing and field analysis of geological and fluvial evidences. The obtained results indicate that the entire paleo medium/high and high Aracatiáçu River was pirated to the Acaraú River. This process transferred a few thousand km<sup>2</sup> between the two watersheds and reorganized the entire drainage net in the investigated region. The identification of this great capture proves that river piracy processes can play an active role in landscape evolution and fluvial organization of the Brazilian semiarid region, demonstrating the theme importance for evolutionary geomorphological models proposed for the region.

**Keywords:** Brazilian northern semiarid, drainage rearrangements, remote sensing.

## 1. Introdução

Devido à sensibilidade dos sistemas fluviais, às alterações nas taxas de soerguimento e à erodibilidade das rochas, as capturas fluviais constituem um tema relevante para estudos evolutivos a longo-termo, sendo razoavelmente descritas ao longo da última década, especialmente em áreas serranas, montanhosas ou tropicais do globo (PRINCE; SPOTILA; HENIKA, 2010; SORDI et al., 2018; STOKES; GOLDBERG; PERRON, 2018; STRUTH et al., 2019). As capturas ou pirataria fluviais são rearranjos de drenagem comuns na natureza e se caracterizam pela transferência de fluxo de energia, sedimentos, linhas de drenagem e/ou área entre bacias hidrográficas (BISHOP, 1995). Essas capturas ocorrem motivadas por diferenças na capacidade de erosão dos divisores entre bacias hidrográficas, ao passo que sistemas fluviais mais agressivos interceptam e redirecionam rios de sistemas fluviais adjacentes (MIKESELL; WEISSMANN; KARACHEWSKI, 2010). O poder erosivo está intrinsecamente relacionado ao grau de incisão dos gradientes fluviais, uma vez que rios mais declivosos erodem seu leito de forma mais eficaz do que rios com declives suavizados (BEESON; MCCOY; KEEN-ZEBERT, 2017). Fatores como soerguimento diferencial, oscilações climáticas, rebaixamento do nível de base, características litoestruturais e mobilidade dos divisores hidrográficos alteram os gradientes fluviais, possibilitando a disputa de áreas entre as bacias (WHIPPLE et al., 2017).

Embora haja uma expansão na documentação de processos de capturas fluviais pelo mundo, nas terras secas, particularmente em áreas áridas e semiáridas em margens passivas de baixas latitudes, estudos sobre o tema ainda são escassos. Diferentemente de terras secas localizadas em áreas de tectônica recente e/ou ativa (Marrocos e Península Ibérica), que apresentam reportes extensos sobre capturas fluviais (STOKES; MATHER, 2003; ANTÓN et al., 2014; STOKES et al., 2017), terras secas em margens passivas apresentam-se em longo período de tectônica quiescente, portanto, com menor grau de perturbação nos gradientes fluviais (GOUDIE, 2013). Além disso, a condição fisiográfica de incipientes coberturas fitopedológicas, conjugadas com a atuação de eventos meteorológicos torrenciais, influencia um desmonte erosivo acentuado nas terras secas áridas e semiáridas, dificultando a manutenção de vestígios estratigráficos de paleodrenagens (POWELL, 2009).

Essa escassez de estudos sobre capturas fluviais em terras secas áridas ou semiáridas, em margens passivas, também existe com relação à região semiárida setentrional brasileira. Ao longo da última década, trabalhos dessa natureza, realizados no Brasil, estiveram voltados para as áreas tropicais úmidas do país (OLIVEIRA, 2010; CHEREM et al., 2012, 2013; SALGADO; SORDI; CHEREM, 2018). Em parte, a carência desses trabalhos nos terrenos semiáridos se deve à ausência de indícios estratigráficos recentes preservados, sobretudo nos terrenos que compõem a Depressão Sertaneja Setentrional (PEULVAST; BÉTARD, 2015). Ademais, o desinteresse pelo tema na região relaciona-se à raridade de manifestações neotectônicas e/ou morfotectônicas em macroescala (escarpas de falha, basculamentos e compartimentação de blocos) preservadas na área (MORAIS NETO et al., 2009; BEZERRA et al., 2011).

Diante desse contexto, os principais modelos de evolução geomorfológica do nordeste setentrional desconsideram rearranjos fluviais para a atual configuração da rede de drenagem. A organização das bacias hidrográficas é entendida como herança direta da abertura do Atlântico Equatorial no Cretáceo, ao passo que a disposição dos principais vales é considerada antecedente ou superimposta aos esforços crustais pós-cretáceos (AB'SÁBER, 1969; MABESSONE; CASTRO, 1975; PEULVAST; CLAUDINO-SALES, 2004). Dessa forma, a abordagem de transferências de fluxos por capturas, por decapitações de cabeceiras e por inversões de rios é preterida nesses modelos, entendendo a rede de drenagem de forma passiva apenas como promotora dos processos erosivos lineares e diferenciais.

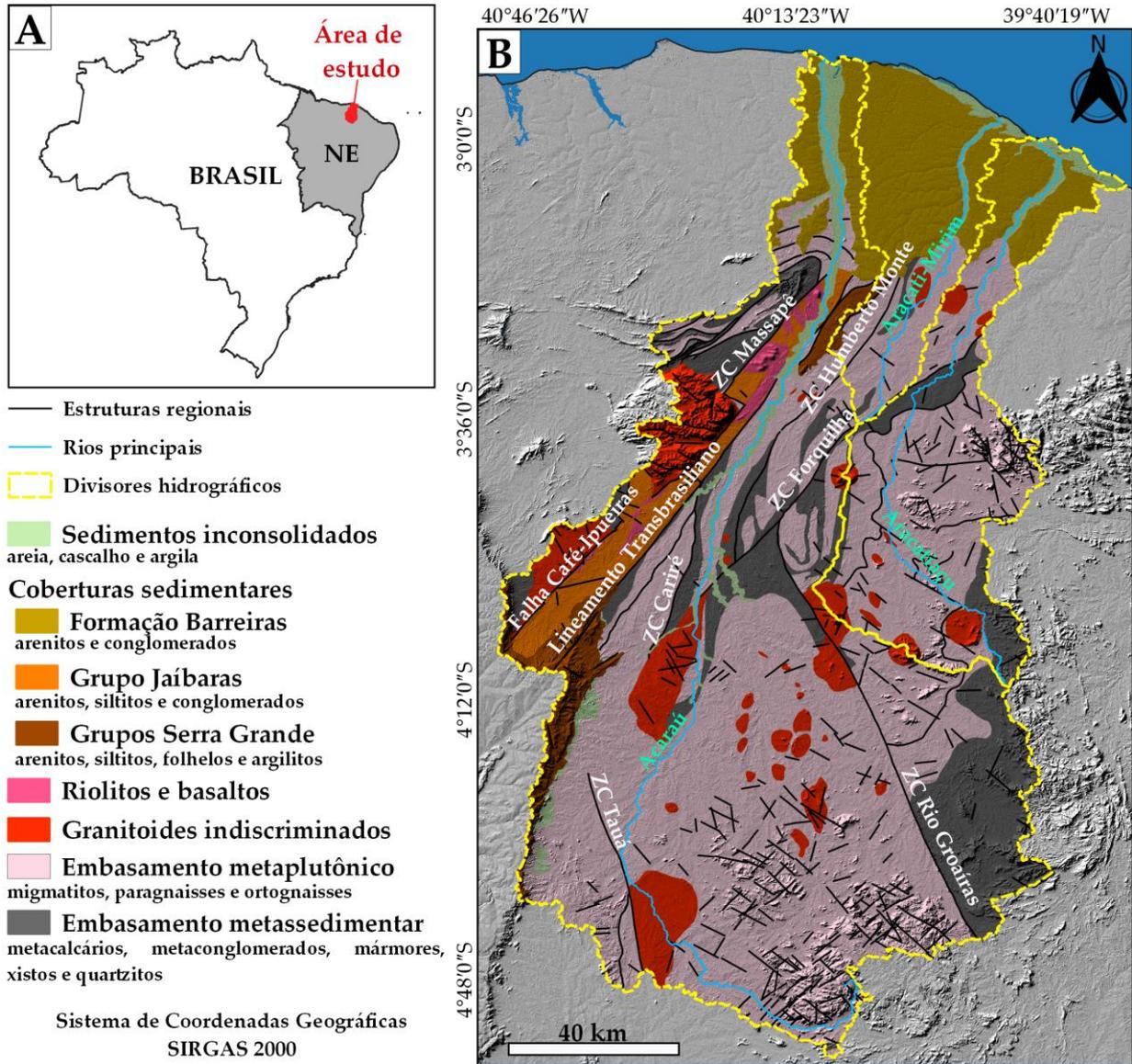
Nesse contexto, a presente pesquisa visa discutir a possibilidade de ocorrência de capturas fluviais em terras secas do nordeste setentrional brasileiro a partir do estudo de caso do divisor hidrográfico dos rios Acaraú e Aracatiaçu, localizados no semiárido cearense. Dada a grande extensão do semiárido setentrional, a escolha dessa área de estudo se deve à ocorrência de expressivas anomalias de drenagem (assimetria entre margens e cotovelos de captura) e à sua localização em terrenos de forte condicionamento estrutural na principal zona de cisalhamento da região, o Lineamento Transbrasiliano (CORDANI et al., 2013). Através de dados obtidos por sensoriamento remoto, geoprocessamento e visitas de campo, esta pesquisa busca compreender se essas anomalias fluviais são decorrentes de capturas fluviais. Ademais, discute-se quais fatores de formação (tectônica, clima e litologia) condicionaram esse possível rearranjo fluvial, além de sua possível idade correlativa a longo-termo.

## 2. Área de Estudo

As bacias hidrográficas dos rios Acaraú e Aracatiaçu estão situadas na porção norte do estado do Ceará e drenam áreas de aproximadamente 14.500 km<sup>2</sup> e 3.500 km<sup>2</sup>, respectivamente (Figura 1). Em termos geológicos, o embasamento da área é composto essencialmente por paragneisses, ortogneisses e migmatitos de composição tonalítica a granodiorítica, subjacentes a sequências metavulcânicas/metassedimentares (ARTHAUD et al., 2015). Entre os grupos metassedimentares, o grau de metamorfismo conforma uma subdivisão de litotipos em quartzitos e anfibolitos com grau de migmatização; e xistos, quartzitos e mármore como supracrustais menos deformadas (CAVALCANTE et al., 2003). Associações granito-migmatíticas compõem amplo arco magmático, constituído em sua maioria por diatexitos, metatexitos e plútons dioríticos máficos a graníticos (DE ARAÚJO et al., 2014). Intrusões granitóides com composições alcalinas a peralcalinas também estão presentes nas porções a NW da área de estudo (DE ARAÚJO et al., 2012).

O substrato sedimentar fanerozoico, em sua maioria, é composto de arenitos finos a médios e de conglomerados de sedimentos mal selecionados do Grupo Serra Grande. Ocorrem ainda depósitos siliciclásticos (conglomerados, arenitos e folhelhos avermelhados) associados a rochas vulcânicas (riolitos e basaltos) do Grupo Jaíbaras (SANTOS et al., 2008). As coberturas cenozoicas apresentam arenitos argilosos de granulação fina da Formação Barreiras (Mioceno), além de depósitos quaternários de sedimentos aluvionares clásticos inconsolidados e sedimentos eólicos em dunas móveis (CAVALCANTE et al., 2003).

Em termos geotectônicos, a área de estudo está situada na Província Borborema Setentrional, domínio amalgamado durante o Neoproterozoico na Orogenia Brasileira/Pan-Africana (BRITO NEVES; SANTOS; VAN SCHMUSS, 2000). A configuração litoestrutural da área de estudo advém da acreção crustal do Gondwana Oeste – 620-615 Ma (DE ARAÚJO et al., 2014), com trecho de sutura marcado pelo Lineamento Transbrasiliano (CORDANI et al., 2013). Esse orógeno promoveu intensa deformação de terrenos metamórficos e sedimentares, magmatismo plutônico e estruturação de zonas de cisalhamento dúcteis e dúctil-rúpteis nos *trends* NE-SW, E-W e N-S (SANTOS et al., 2008). Ao fim do orógeno, esforços distensionais ocasionaram subsidência e reativação frágil das zonas de cisalhamento, possibilitando a deposição das coberturas fanerozoicas da área de estudo e a nova intrusão granitóide (SANTOS et al., 2008). Os Grupos Jaíbaras e Serra Grande, além dos granitos que compõem a Serra da Meruoca, foram originados nessa fase, durante reativação cambro-ordoviciana do Lineamento Transbrasiliano (SANTOS et al., 2008).



**Figura 1.** Localização da área de estudo (A) e geologia simplificada das bacias hidrográficas dos rios Acaraú e Aracatiaçu (NW do Ceará).

Posteriormente, a região foi afetada pela abertura do Oceano Atlântico Equatorial no Albiano, com a formação da atual margem passiva da Província Borborema (MATOS, 1992). Esforços distensivos vinculados ao Sistema de Riftes Cretáceos do Nordeste Brasileiro reaproveitaram a fábrica de estruturas pré-cambrianas como setores de fraqueza anisotrópica para a ruptura do supercontinente Gondwana e a consequente abertura oceânica (MATOS, 1999). Na área de estudo, as principais evidências desses esforços competem à intrusão do magmatismo do Rio Ceará-Mirim (diques basálticos-diabásicos dispostos em sentido W-E) e ao soergimento da borda NE da Bacia do Parnaíba (*Glint* da Ibiapaba) por nova reativação do Lineamento Transbrasiliano (SANTOS et al., 2008; MOURA FÉ, 2017).

No Cenozoico, mudanças no campo de tensões relacionadas ao estágio drift de movimentação da Placa Sul-americana impuseram nova fase compressiva à Província Borborema, com encurtamento máximo em sentido E-W (BEZERRA et al., 2011). Esse quadro de tensões possibilitou novas reativações das estruturas pré-cambrianas, com último pulso de esforços registrados do Mioceno ao Holoceno, em algumas zonas de cisalhamento próximas da

área de estudo e em depósitos costeiros quaternários na Bacia Potiguar (CAVALCANTE, 2006; MAIA; BEZERRA, 2020; RAMOS et al., 2021).

As reativações nas zonas de cisalhamento promoveram acentuado controle sobre a drenagem da área de estudo, com dissecação do relevo de acordo com os *trends* estruturais pré-cambrianos (MAIA; BEZERRA, 2014). Os terrenos entre as bacias são caracterizados por superfícies deprimidas circundadas pelos maciços cristalinos residuais e pela borda norte do *Glint* da Ibiapaba (Figura 2). Essas superfícies integram a Depressão Sertaneja Setentrional (COSTA et al., 2020), que apresenta caimento suave das vertentes dos maciços até os tabuleiros costeiros. Nas áreas de cabeceira dos altos cursos (> 350 m), percebe-se uma distinção na dissecação dos vales fluviais (Figuras 1 e 2). Nos relevos residuais, os vales fluviais apresentam-se mais profundos e estreitos; por outro lado, na depressão, os vales são largos, rasos e desenvolvem planícies fluviais esparsas, com pequenos interflúvios associados a alinhamentos de cristas, inselbergs e maciços de menor dimensão.

Em termos hidroclimáticos, ambas as bacias hidrográficas são exorreicas e apresentam regime de fluxo intermitente sazonal, subordinado ao déficit hídrico do clima tropical quente semiárido (NASCIMENTO et al., 2008). Os canais que compõem essas redes de drenagem, em geral, apresentam baixa vazão, com morfologias representadas por margens rasas e mal definidas (SOUSA et al., 2005). O escoamento da maioria dos rios no semiárido setentrional acontece durante o período chuvoso (4 a 5 meses), influenciado, sobretudo, pela atuação da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) na região (ZANELLA, 2014). A precipitação média é  $\leq 600$  mm anuais, com altas taxas de insolação e evapotranspiração (DINIZ; KELTING; RUEDA, 2011). Além disso, o potencial de recarga dos rios é baixo, limitando o escoamento e o entalhe dos canais verificados na área de estudo (SOUSA et al., 2005).

As características fitopedológicas, com a ocorrência de coberturas vegetais esparsas (caatinga arbustiva aberta) fixadas em solos pedregosos rasos, de baixa retenção de umidade, favorecem o desmonte erosivo torrencial durante a estação chuvosa (DINIZ; KELTING; RUEDA, 2011). Nos maciços, onde os gradientes denotam maior energia, materiais grosseiros são mobilizados e depositados em rampas proximais formando pedimentos, enquanto detritos de menor calibre são transportados a distâncias relativamente mais longas, sendo depositados nas planícies fluviais (NASCIMENTO et al., 2008). Esse contexto fisiográfico comporta morfologias aplainadas, caracterizadas por vales com fundos dissecados em “U” e por interflúvios suavizados em rampas em direção aos talvegues.

Com relação às condições paleoclimáticas, dados palinológicos, sedimentológicos e modelagens de cobertura vegetal indicam que o nordeste setentrional brasileiro passou por uma série de flutuações em seu grau de aridez desde o Pleistoceno, com picos de umidade no Holoceno Inferior (DE OLIVEIRA; BARRETO; SUGUIO, 1999; BEHLING et al., 2000; PESSENDA et al., 2004; JENNERJAHN et al., 2004). Manifestações dessas alterações climáticas no regime hidrológico da região são verificadas no avanço de patamares siliciclásticos progradando porções carbonáticas da plataforma continental do nordeste setentrional (Bacia Potiguar), fato que indica aumento de umidade durante o Pleistoceno (PEULVAST et al., 2008; MORAIS NETO et al., 2009).

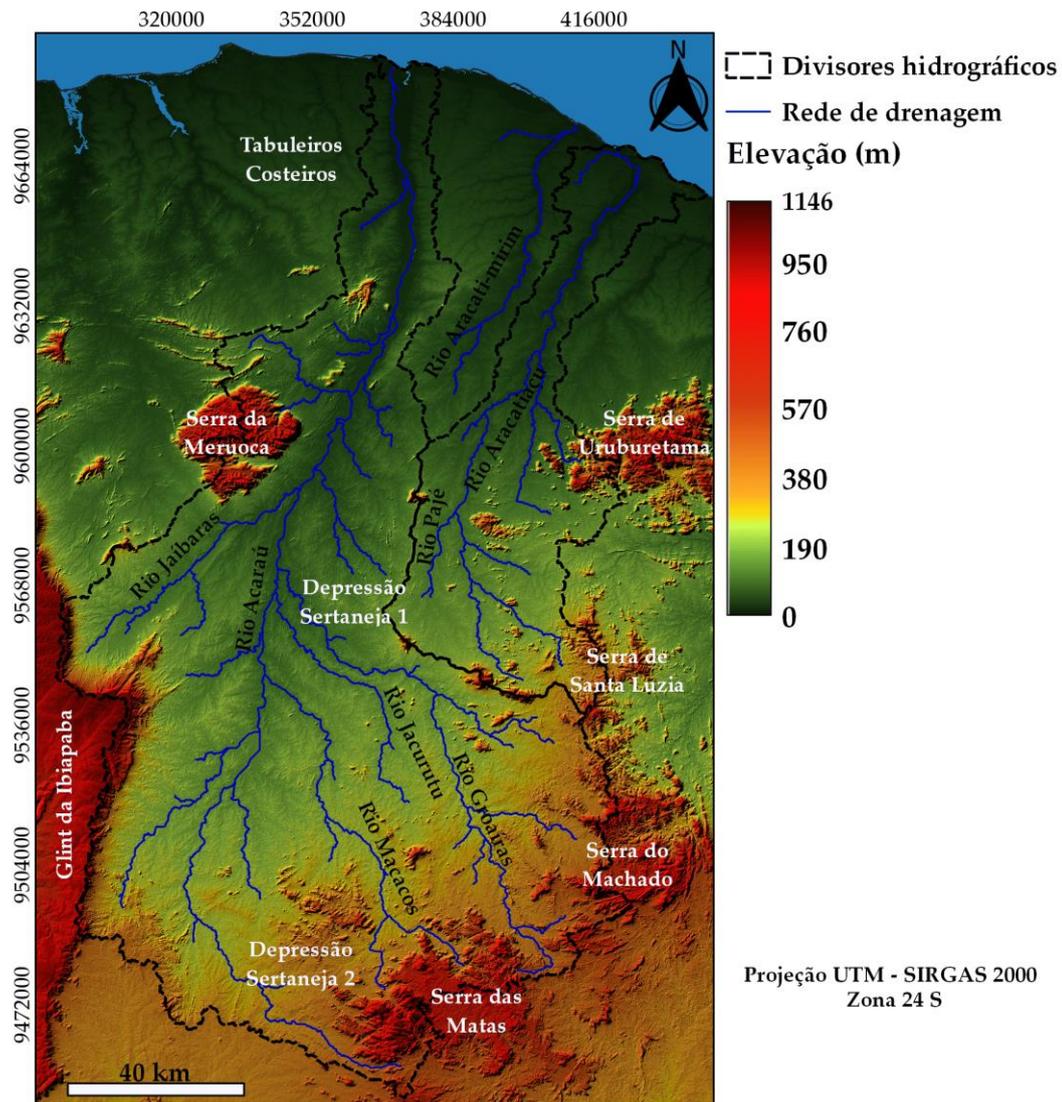


Figura 2. Hipsometria e unidades de relevo da área de estudo.

Alguns indícios verificados na área de estudo corroboram com o quadro de oscilações climáticas durante o Quaternário. Nos baixos cursos dos rios Acaraú e Aracatiaçu, níveis de terraços mantidos por cascalheiras evidenciam alterações na capacidade de mobilização e no regime de fluxo dos rios, atribuídos a ganhos energéticos em períodos de maior umidade durante o Quaternário (DINIZ; KELTING; RUEDA, 2011). Na área de estudo, feições saprolíticas exumadas (*boulders*, tafonis e caneluras) evidenciam formação em ambientes mais úmidos, diferentes do contexto climático atual (RODRIGUES; MAIA, 2019; RODRIGUES; MAIA; GOMES, 2019).

### 3. Materiais e Métodos

A pesquisa foi desenvolvida por correlação de dados referentes à: (i) identificação de evidências de captura fluvial entre as bacias hidrográficas estudadas; (ii) extração dos gradientes fluviais e avaliação de diferenças em relação ao poder erosivo/grau de equilíbrio dos rios da área de estudo; e (iii) avaliação da mobilidade do divisor e sua correlação com o rearranjo de drenagem.

### 3.1 Identificação de evidências de captura fluvial

Capturas fluviais são identificadas por meio de indícios estratigráficos e morfológicos, obtidos diretamente em campo ou derivados de produtos de sensoriamento remoto (STOKES; MATHER, 2003). Terraços fluviais posicionados sobre divisores hidrográficos são as evidências estratigráficas mais claras e precisas reportadas para a identificação de piratarias fluviais (ZAPROWSKI; EVENSON; EPSTEIN, 2002). Entretanto, nem sempre essas evidências geológicas estão preservadas em redes de drenagem que sofreram captura, sobretudo em função da dinâmica erosiva envolta no processo (BISHOP, 1995). Nesses casos, indícios morfológicos presentes nas redes de drenagem e seus interflúvios são comumente utilizados para a constatação de capturas fluviais (OLIVEIRA, 2010). A desproporcionalidade de áreas e a assimetria entre as margens de bacias hidrográficas adjacentes podem indicar setores de transferências de fluxos (OLLIER; PAIN, 2000). A presença de cotovelos de captura, marcados por bruscas inflexões dos canais (em ângulos retos a agudos), associados a padrões de drenagem farpados ou em gancho, apontam canais revertidos mediante a reorganização fluvial (BISHOP, 1995). Vales secos ou superdimensionados em relação a seus canais, nas cabeceiras das bacias vitimadas, próximos a cotovelos de captura, indicam a localização dos paleocanais captados (OLIVEIRA, 2010). Nos divisores, drenagens transversais (gargantas) e setores topograficamente rebaixados, denominados de baixos divisores, podem indicar o prolongamento dos paleovales (SORDI; SALGADO; PAISANI, 2015; GARCÍA-DELGADO; VELANDIA, 2020).

A identificação desses indícios foi feita preliminarmente em dados georreferenciados no software QGIS, versão 3.10, adquirido gratuitamente na plataforma do *QGIS Development Team* (disponível em: [https://www.qgis.org/pt\\_BR/site/forusers/download.html](https://www.qgis.org/pt_BR/site/forusers/download.html)). As bases iniciais correspondem a arquivos em formato *shapefile* referentes à (i) rede de drenagem, em escala de 1:250.000, adquiridos junto ao Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística (IBGE), em sua plataforma online (disponível em: <https://downloads.ibge.gov.br/>); e ao (ii) Mapa geológico do estado do Ceará (CAVALCANTE et al., 2003) em escala de 1:500.000, obtido junto ao Serviço Geológico do Brasil (CPRM) na plataforma GEOSBG (disponível em: <http://geosgb.cprm.gov.br/>). Devido ao regime hidrológico intermitente da área de estudo, sobretudo nas cabeceiras de drenagem, optou-se por caracterização dos cotovelos em canais superiores a 4ª ordem de hierarquia, pois estes apresentam maior continuidade de fluxo (CAVALCANTE, 2018). Em seguida, utilizou-se cenas do Modelo Digital de Elevação (MDE) da *Shuttle Radar Topography Mission* (SRTM), com resolução espacial de 30 m (1 arco-segundo), adquirido junto a *United States Geological Survey* (USGS) em sua plataforma *Earthexplorer* (disponível em: <https://earthexplorer.usgs.gov/>). Foram extraídas informações sobre declividade, altitude e topografia, além de aplicação de filtros direcionais para enfatizar formas, direções, drenagens transversais e baixos divisores. Ao fim dessa etapa, visitas de campo foram realizadas para reconhecimento de possíveis vales secos, vales superdimensionados e averiguação da possibilidade de terraços preservados no divisor.

### 3.2 Extração dos gradientes fluviais

A análise conjunta dos perfis longitudinais e do índice de declividade de canais de leito rochoso dispõe informações essenciais sobre a incisão dos gradientes fluviais e suas interações com esforços tectônicos, nível de base, resistência litológica e atributos climáticos (KIRBY; WHIPPLE, 2012). Em circunstâncias de equilíbrio dinâmico, ou seja, com uniformidade em relação às condições de soerguimento e erodibilidade, canais de leito rochoso podem ser descritos em lei de potência na qual a declividade do canal ( $S$ ) é dada em função da área de contribuição à montante ( $A$ ), como se observa na Eq. (1):

$$S = k_s A^{-\theta} \quad (1)$$

na qual  $k_s$  representa o índice de declividade do canal e  $\theta$  refere-se ao índice de concavidade do canal (FLINT, 1974). O valor de  $\theta$  diz respeito à razão entre as constantes positivas  $m$  e  $n$  ( $m/n$ ), dependentes de condições hidrológicas e geométricas e de processos erosivos relacionados às bacias hidrográficas, logo, atuando diretamente na variação dos resultados de  $k_s$  (WHIPPLE; TUCKER, 1999). Devido a essa dependência das constantes  $m$  e  $n$  e à comum falta de dados para suas determinações, o índice de concavidade pode ser fixado em um valor-referência ( $\theta_{ref}$ ) para a obtenção do índice de declividade normalizado ( $k_{sn}$ ) dos canais (KIRBY; WHIPPLE, 2012). Para rios de leitos rochosos, estudos têm demonstrado que o  $\theta_{ref}$  é compreendido entre os valores 0,3 e 0,7 (WOBUS et al., 2006; KIRBY; WHIPPLE, 2012).

Contudo, em MDEs com baixas resoluções espaciais ou com vales aplainados, os valores de declividade podem estar incorretos, com valores nulos ou repletos de ruídos de amostragem, ocasionando problemas na aquisição dos gradientes a partir de análises *slope-area* (declividade-área de contribuição). Como métrica alternativa para a obtenção dos gradientes, Perron e Royden (2013) propõem um cálculo integral de  $k_{sn}$  conhecido como gradiente Chi ( $\chi$ ) ou variável  $\chi$ . Nesse método, as coordenadas horizontais dos perfis longitudinais ( $x$ ) são transformadas em coordenadas  $\chi$  a partir de um limite de área-referência arbitrário (WILLET et al., 2014; WHIPPLE et al., 2017). Assumindo que em condições de equilíbrio dinâmico, com taxas de soerguimento e erosão balanceadas e constantes no tempo e espaço, a Eq. (1) pode ser integralizada de acordo com a Eq. (2):

$$z(x) = zb + \left( \frac{k_{sn}}{A_0^{-\theta_{ref}}} \right) \chi \quad (2)$$

na qual  $z$  corresponde à elevação do leito do canal,  $zb$  equivale à elevação do nível de base estabelecido em determinada distância ( $x = xb$ ) e  $A_0$  representa a área de referência (FORTE; WHIPPLE, 2018). Dessa forma, a função integral referente à localização da rede de drenagem (PERRON; ROYDEN, 2013) é dada conforme a Eq. (3):

$$\chi = \int_{xb}^x \left( \frac{A_0}{A(x)} \right)^{\theta_{ref}} dx \quad (3)$$

Perfis  $\chi$  ( $z$  versus  $\chi$ ), em circunstâncias de equilíbrio dinâmico, apresentam-se lineares, com gradientes correspondentes aos valores de  $k_{sn}$  (WHIPPLE et al., 2017). Desvios na linearidade de perfis  $\chi$ , em linhas curvas ou parcialmente convexas, podem indicar condições transientes, expressando a magnitude de esforços tectônicos, as diferenças em erodibilidade dos terrenos e as transferências de áreas entre bacias adjacentes (WILLET et al., 2014; WHIPPLE et al., 2017). Os valores de  $\chi$  diminuem com a tendência para ganho de áreas, enquanto a tendência para perdas de áreas manifesta aumento dos valores  $\chi$  (WHIPPLE et al., 2017). Essa interação produz perfis côncavos para os rios potencialmente agressores, a partir do ponto de captura em direção à jusante, e perfis convexas para os rios que potencialmente serão vitimados, do ponto captado em direção à jusante (WILLET et al., 2014).

Nesse contexto, os perfis longitudinais e os perfis  $\chi$  foram calculados para área de estudo com o uso do software MATLAB a partir da ferramenta *TopoToolbox* (SCHWANGHART; SCHERLER, 2014), que corresponde a uma série de *scripts* em linguagem MATLAB, utilizados para análises do relevo e das redes de drenagem (disponível em: <https://topotoolbox.wordpress.com/topotoolbox/>). Inicialmente, a rede de drenagem e os divisores foram extraídos a partir dos dados MDE SRTM, através de rotina de fluxo D8 (TARBOTON, 1997), com limiar de pixels acima de 1 km<sup>2</sup> para a obtenção dos canais. Os valores de  $k_{sn}$  e da variável  $\chi$  foram calculados para toda a área de estudo, a partir de um  $\theta_{ref}$  de 0,45. Especificamente para a variável  $\chi$ , foram utilizados os valores de 1 m<sup>2</sup> para a área escalar de referência ( $A_0$ ), além do valor do nível de base ( $zb$ ) estabelecido no nível do mar (0 m). Além disso, foram usadas janelas móveis de suavização de 100 m para a remoção de artefatos ou de valores negativos aleatórios no MDE.

### 3.3 Métricas para análise da mobilidade dos divisores

A partir da variável  $\chi$ , Willet et al. (2014) desenvolvem um método para avaliar a dinâmica horizontal das redes de drenagem. Os gradientes  $\chi$  são convertidos em mapas  $\chi$ , nos quais a distribuição dos valores nas faces do divisor é utilizada para diagnóstico de suas condições de mobilidade (WILLET et al., 2014). Diferenças em  $\chi$  através dos divisores, denominadas de anomalias  $\chi$ , sugerem tendência para reorganização fluvial em virtude do desequilíbrio entre cabeceiras opostas nos divisores (WHIPPLE et al., 2017). Em contrapartida, faces dos divisores que denotam valores  $\chi$  similares indicam equilíbrio geométrico entre as redes de drenagem, sem indícios de tendência para reorganização fluvial eminente (STRUTH et al., 2019). Dessa forma, a ocorrência de anomalias  $\chi$  aponta instabilidade, com tendência de migração do divisor em direção aos sistemas com menor poder erosivo. Já valores similares de  $\chi$  indicam um divisor potencialmente estável, em que os sistemas fluviais denotam poder erosivo balanceado (WILLET et al., 2014). Em situação de instabilidade, a direção de mobilidade se estabelece de baixos para altos valores  $\chi$  no decorrer dos divisores. Além disso, anomalias  $\chi$  com baixas diferenças podem sugerir sistemas fluviais em condições de quase-equilíbrio (transientes), uma vez que *feedbacks* negativos (uniformização das taxas de soerguimento e erodibilidade) acabam por balancear o potencial erosivo das bacias (WHIPPLE et al., 2017).

Contudo, as premissas de uniformidade entre taxas de soerguimento, erodibilidade e condições climáticas devem ser realizadas com cautela nas interpretações de anomalias  $\chi$ , uma vez que, em sistemas naturais, esses parâmetros podem variar espacialmente (WILLET et al., 2014). Nessa perspectiva, estudos recentes têm recomendado que as interpretações de anomalias  $\chi$  sejam feitas em conjunto com parâmetros topográficos adicionais, obtidos ao longo do divisor (WHIPPLE et al., 2017; FORTE; WHIPPLE, 2018). Baseados em princípios fundamentais estabelecidos por Gilbert (1877) de que faces assimétricas nos divisores implicam em diferentes taxas erosivas, Whipple et al. (2017) estabelecem um conjunto de métricas geomórficas para averiguação de assimetria geométrica nos divisores. Denominadas de Métricas de Gilbert, esses parâmetros, calculados diretamente em MDEs, correspondem a valores médios da variável  $\chi$ , dos gradientes, do relevo relativo e da elevação de leito dos canais, em áreas de drenagem referências no divisor (FORTE; WHIPPLE, 2018). A proposição dessas mensurações é baseada em análises empíricas que demonstram correlação entre essas métricas topográficas e as taxas erosivas (KIRBY; WHIPPLE, 2012; HURST et al., 2013; HAREL; MUDD; ATTAL, 2016).

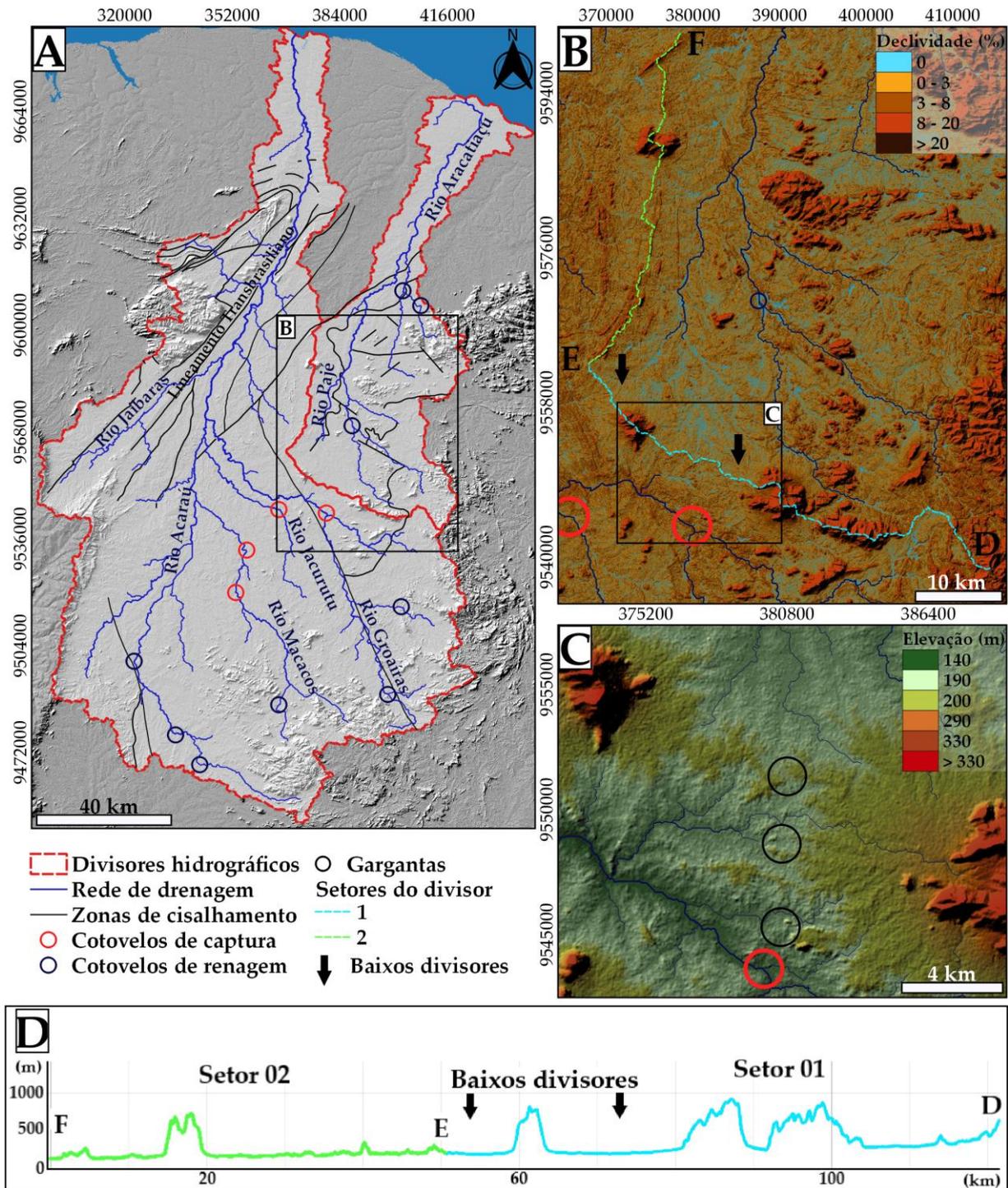
As médias e suas incertezas (positivas e negativas) normalizadas são comparadas em gráficos de valores “delta” ao longo do divisor. Se médias e/ou incertezas se sobrepõem à linha de estabilidade, assume-se que o divisor é estável, ao passo que, se elas se distribuem para fora da linha de estabilidade, o divisor é considerado instável, portanto, potencialmente móvel. Segundo Forte e Whipple (2018), a ferramenta *DivideTools* pode realizar o cálculo das médias e das incertezas a partir de três métodos estatísticos: desvio padrão, erro padrão e intervalo de confiança no nível de 95%. A escolha do método de amostragem é arbitrária e varia de acordo com as especificidades dos valores obtidos para cada métrica (FORTE; WHIPPLE, 2018). O desvio padrão produz incertezas normalizadas maiores, portanto, mais propensas à apresentação de divisores estáveis, enquanto o erro padrão gera barras menores, tendendo a representar divisores mais instáveis. Os desenvolvedores recomendam que as análises de mobilidade sejam obtidas em todos os métodos estatísticos, entretanto, assumem que médias calculadas pelo intervalo de confiança de 95% apresentam meio termo em relação à sobreposição de incertezas (FORTE; WHIPPLE, 2018).

As análises de mobilidade do divisor foram realizadas através de mapa  $\chi$  e da amostragem das métricas de Gilbert, geradas a partir da ferramenta *DivideTools* (FORTE; WHIPPLE, 2018), que diz respeito a uma série de funções baseadas na estrutura de *scripts* do TopoToolbox (disponível em: <http://github.com/amforte/DivideTools>). Para a produção do mapa  $\chi$ , foram usados os mesmos parâmetros descritos para a obtenção dos perfis  $\chi$  ( $\theta_{ref} = 0,45$ ,  $A_0 = 1 \text{ m}^2$  e  $z_b = 0 \text{ m}$ ). Para a obtenção das métricas de Gilbert, foram utilizadas 26 cabeceiras com áreas de referência em canais de até 3ª ordem, sendo 12 para a bacia do rio Acaraú e 14 para a bacia do rio Aracatiaçu. Os dados de relevo relativo foram mensurados a partir de raios de 500 m. O gráfico de valores delta das métricas de Gilbert foi produzido nos três métodos de incertezas, optando-se pela apresentação do resultado do intervalo de confiança a nível de 95%, por sua condição de meio-termo entre os métodos.

## 4. Resultados

### 4.1 Evidências de captura fluvial

A bacia do rio Acaraú é cerca de quatro vezes maior que a do rio Aracatiaçu, com desproporcionalidade bem marcada nos médios e altos cursos em ambas as bacias (Figura 3). Essa desproporcionalidade de áreas se confirma com o arranjo da bacia do rio Acaraú, que em seu alto curso alarga-se para leste e drena áreas a sul das cabeceiras do rio Aracatiaçu, através de alguns de seus principais afluentes – rios Macacos, Jacurutu e Groaíras.



**Figura 3.** Evidências de captura fluvial entre as bacias hidrográficas do Acaraú e do Aracatiçu. A - Rede de drenagem e cotovelos identificados em canais acima de 5ª ordem. B - Declividade (percentual) e setores do divisor hidrográfico. C - Hipsometria e drenagens em baixo divisor no Setor 01. D - Perfil topográfico do divisor com a localização dos baixos divisores.

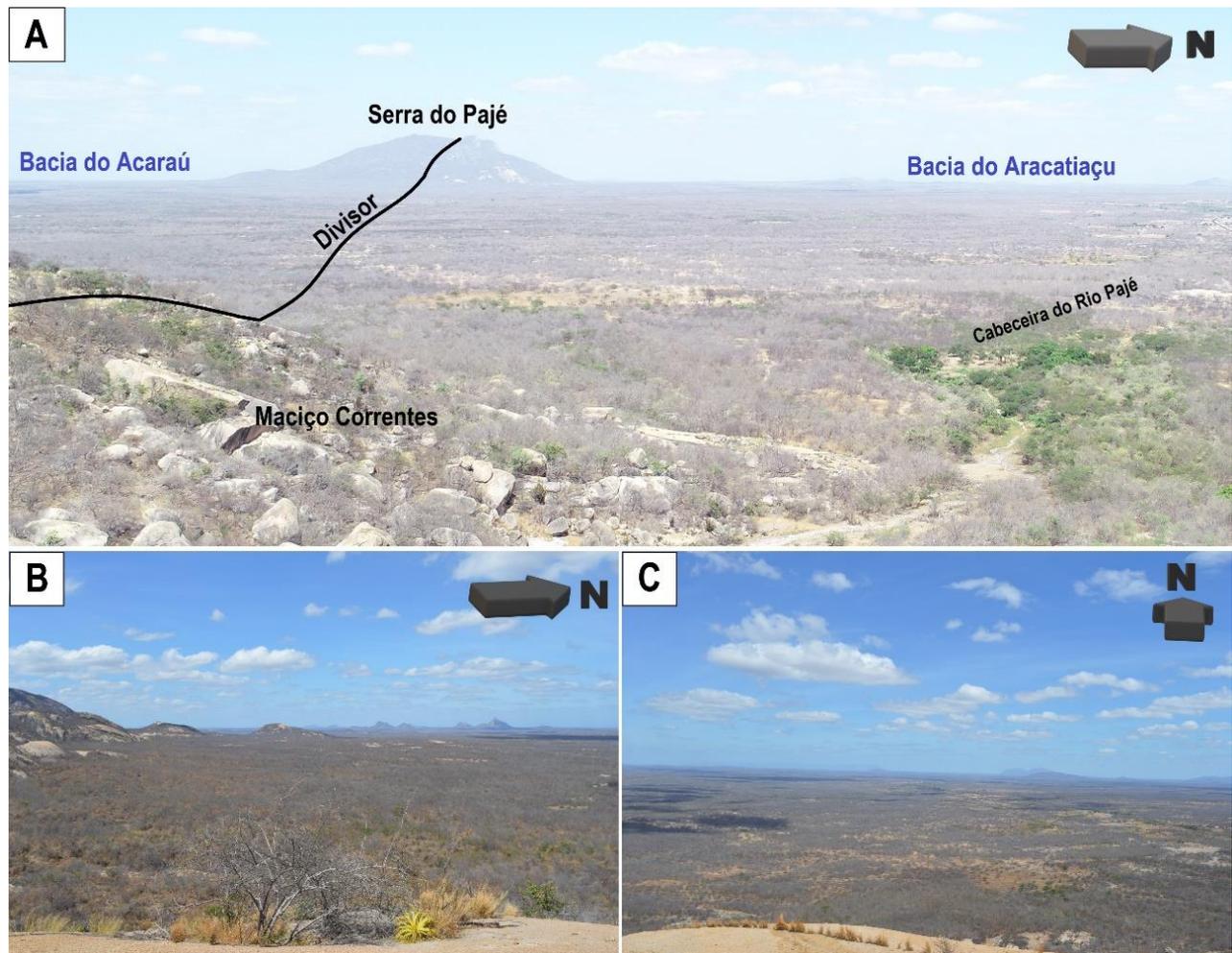
Em termos de forma, ambas as bacias são simétricas no baixo curso, mas assimétricas no médio/alto curso, caracterizadas por margens direitas dos canais principais com maiores dimensões espaciais e linhas de drenagem mais extensas, em comparação com as margens opostas. Os canais principais dessas bacias denotam tropia na direção SSW-NNE, ao passo que os tributários, em sua maioria, estão dispostos em tropias secundárias de sentido SE-NW e SE-WNW. Treze cotovelos de drenagem são verificados na região, sendo dez deles presentes na margem

direita ou no próprio alto curso do rio Acaraú, enquanto apenas três são verificados no alto/médio curso do rio Aracatiaçu, preferencialmente na margem direita (Figura 3A). A distribuição dos cotovelos estabelece padrões parcialmente farpados ou em ganchos, representados por inflexões substanciais nas linhas de drenagem. As mais bruscas inflexões são verificadas nos rios Groaíras, Jacurutu e Macacos, destacadas como os possíveis cotovelos de captura. Entre os rios mencionados, o Groaíras é o que apresenta a maior inversão verificada nas proximidades do divisor hidrográfico entre as bacias do Acaraú e do Aracatiaçu. O rio Groaíras apresenta fluxo em sentido SSE-NNW até o cotovelo de drenagem, onde muda de direção abruptamente e passa a escoar em sentido ESE-WNW, até sua confluência com o rio Acaraú.

O divisor hidrográfico entre as bacias dos rios Acaraú e Aracatiaçu apresenta-se, de modo geral, rebaixado. Entretanto, é composto por alguns maciços e alinhamentos de cristas, que atribuem significativas diferenças à sua topografia (Figuras 3B e 3C). O divisor apresenta uma segmentação em dois setores de morfologia distintos: o primeiro (Setor 01) estende-se de SE para NW e perpassa, predominantemente, litologias granito-migmatíticas que embasam maciços isolados segmentados por trechos aplainados; já o segundo (Setor 02) alonga-se de S-N e corta, principalmente, cristas quartzíticas. No Setor 01, verificou-se dois trechos aplainados, com as topografias menos íngremes do divisor (inclinação média = 2,9%), posicionados nas proximidades dos cotovelos de captura identificados no rio Groaíras (Figura 3B). Nesses trechos, o terreno possui morfologia característica da Depressão Sertaneja 1 (altitude média = 193 m). Ademais, nota-se que, próximo ao Setor 01, o rio Groaíras apresenta seu segmento à montante dos cotovelos (direcionado aproximadamente em sentido S-N) com aparente continuidade direcional com as cabeceiras do rio Pajé, tributário do rio Aracatiaçu. Acompanhando o prolongamento entre esses rios, nas proximidades do divisor, uma série de drenagens transversais rompe os interflúvios em sentido S-N a partir do rio Groaíras em direção ao rio Pajé, sugerindo continuidade relacionada a um paleovale (Figura 3C).

No Setor 02, a topografia é mais acidentada, em alinhamentos de cristas que sustentam o divisor em sentido S-N. Esse setor mais íngreme, que se destaca à condição aplainada verificada na Depressão Sertaneja, encontra-se em patamar altimétrico inferior ao Setor 01, tendo em vista a condição de inclinação geral dos terrenos da área de estudo. Uma série de drenagens transversais também é marcada ao longo do divisor. Contudo, a falta de trechos significativamente aplainados, como demonstrados no Setor 01, além da ausência de cotovelos de captura, corrobora com sua diferenciação em relação ao Setor 01 (Figura 4).

Em campo, não foi constatada a presença de terraços posicionados na região do divisor, condizendo com o alto grau de exumação do substrato cristalino na área. Foram encontrados apenas depósitos incipientes relacionados a fluxos de detritos, com seixos mais grosseiros próximos às cabeceiras e sedimentos arenosos bem selecionados em trechos mais distantes do divisor. Em decorrência do regime efêmero dos canais, também não foi possível a identificação de indícios de vales secos e canais superdimensionados. Há de se ressaltar que a largura dos vales em regiões semiáridas reflete o alto desmonte erosivo influenciado pela precipitação torrencial concentrada, causando uma desproporcionalidade generalizada entre vales e seus segmentos de drenagem. Isso impossibilitou a identificação dessas anomalias.

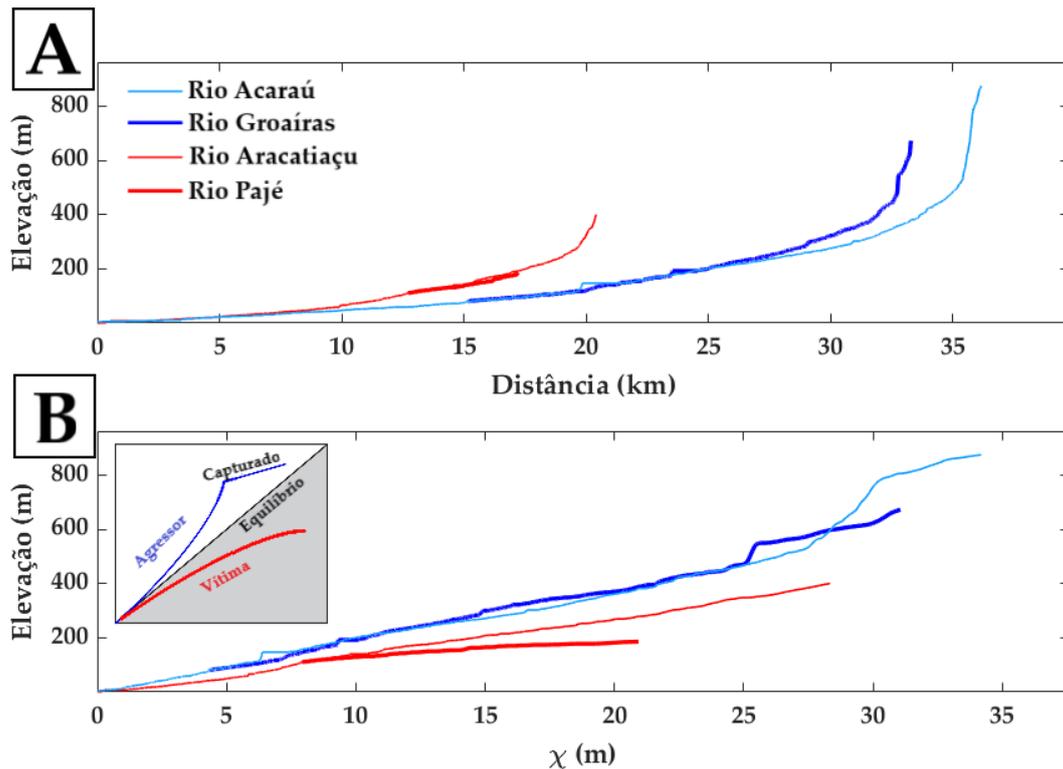


**Figura 4.** Baixo divisor localizado no Setor 01. A - Vista aérea do divisor (vista E-W). B - Áreas drenadas pela Bacia do Acaraú. C - Áreas drenadas pela Bacia do Aracatiaçu.

#### 4.2 Análise dos gradientes fluviais

Os perfis longitudinais apontam diferenças no ajuste dos rios Acaraú e Aracatiaçu ao nível de base geral (Figura 5A). O canal principal do rio Acaraú, com gradiente de aproximadamente 2,18 m/km, atravessa degrau de 400 m de sua nascente até o patamar mais elevado da Depressão Sertaneja. A partir desse degrau, seu perfil assume forma côncava, encaixando-se na zona de cisalhamento Cariré até desnível abrupto, na transição de substrato entre rochas metassedimentares e metaplutônicas. A declividade volta a se suavizar, até adentrar nas litologias sedimentares, segmento onde o Lineamento Transbrasiliiano controla o rio Acaraú. Já o rio Aracatiaçu manifesta perfil mais desajustado e linear, com o talvegue de seu alto/médio curso fluindo cerca de 200 m acima do médio curso do rio Acaraú, em gradiente de aproximadamente 1,75 m/km. O canal principal do rio Aracatiaçu só atinge entalhe aproximado ao do rio Acaraú ao adentrar na Formação Barreiras.

Os perfis longitudinais dos tributários que drenam o Setor 01 (Groaíras e Pajé) expõem diferenças de incisão similares aos verificados para os rios Acaraú e Aracatiaçu. O rio Groaíras, com gradiente de aproximadamente 3,70 m/km, escoia em perfil côncavo até as proximidades do cotovelo de drenagem, onde denota abrupta ruptura de declive ao transpassar um dique máfico. Após esse segmento, o gradiente do perfil volta a ser suavizado, percorrendo cerca de 75 km até desaguar no canal principal do rio Acaraú. Em contrapartida, o rio Pajé apresenta gradiente de 2,76 m/km, marcado por linearidade acentuada, sobretudo nos terrenos granito-migmatíticos, em patamar de entalhe similar ao do rio Aracatiaçu.

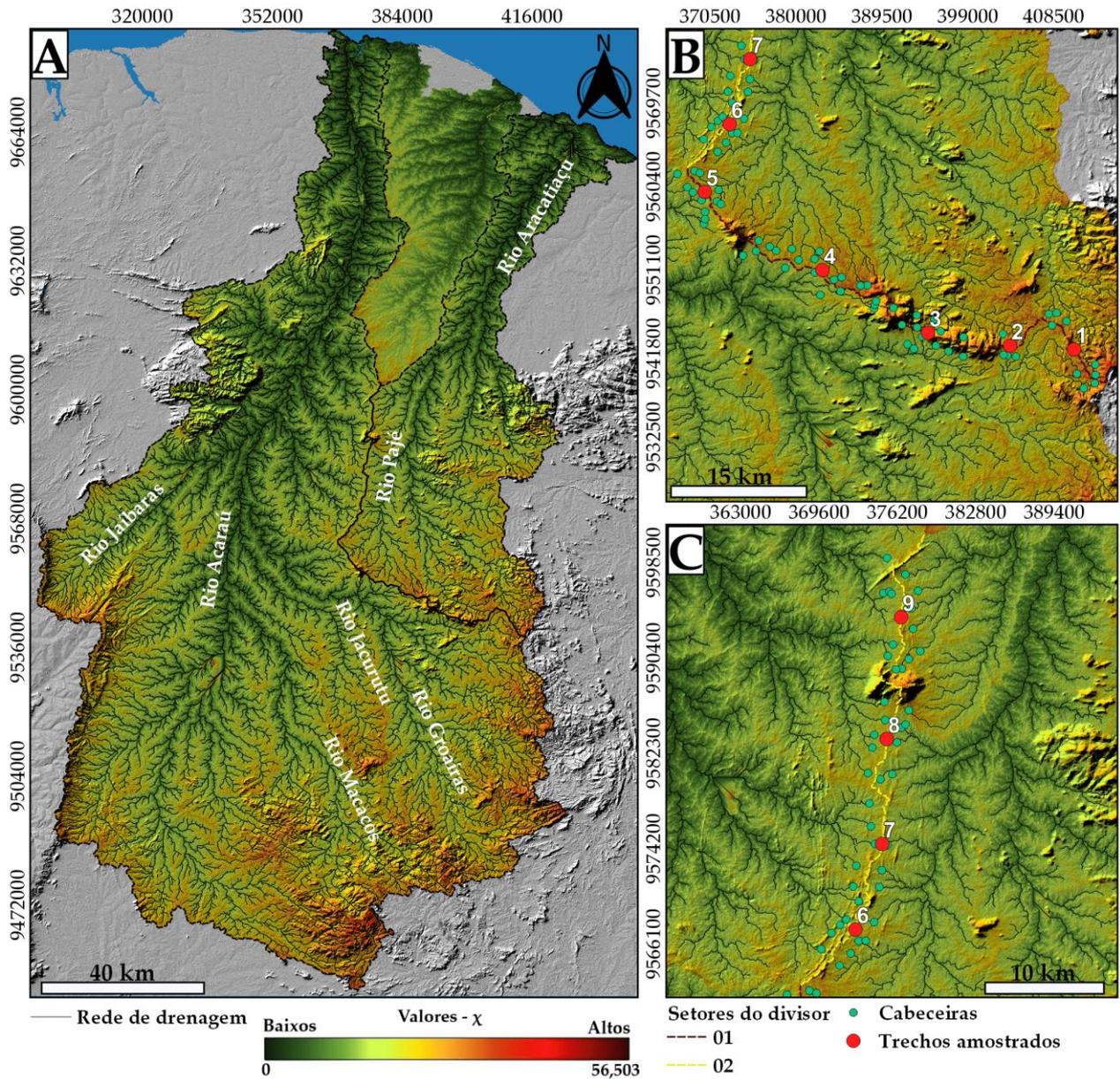


**Figura 5.** Perfis longitudinais (A) e perfis  $\chi$  (B) dos canais principais e dos rios Groaíras e Pajé. Em B, verifica-se as diferenças de poder erosivo e as condições de equilíbrio. Diagrama do perfil  $\chi$  (B) adaptado de Whipple et al. (2017) e Beeson; Mccoy; Keen-Zebert (2017).

Os perfis  $\chi$  dos rios Acaraú e Aracatiaçu, em geral, são lineares, indicando canais em equilíbrio dinâmico (Figura 5B). Os maiores desnivelamentos são registrados no rio Acaraú, em segmentos que fluem sobre a Serra do Machado e sobre rochas do Grupo Jaíbaras. No Aracatiaçu, a perda de linearidade mais expressiva ocorre na transição entre as rochas metaplutônicas e metassedimentares. Em contrapartida, a forma dos perfis  $\chi$  dos rios Groaíras e Pajé indica distintas condições de equilíbrio. O perfil do rio Groaíras apresenta-se com linearidade mais ajustada ao rio Acaraú, ao passo que o perfil do rio Pajé denota nítido desajuste ao perfil do rio Aracatiaçu, indicando um estado de desequilíbrio, marcado pelo ganho de convexidade no perfil. Em adição, os tênues desnivelamentos no perfil  $\chi$  do rio Groaíras, à montante do ponto de confluência com o rio Acaraú, podem ser atribuídos a ganhos de área de drenagem, uma vez que esses desnivelamentos ocorrem associados às evidências de captura fluvial no Setor 01. Dessa maneira, os perfis  $\chi$  apontam que o rio Groaíras denota maior agressividade erosiva em comparação ao rio Pajé.

#### 4.3 Análises da mobilidade do divisor

O mapa  $\chi$  revela que tênues anomalias são verificadas no Setor 01, com maiores valores de  $\chi$  na face do divisor drenada pelo rio Pajé (Figura 6). Essas diferenças indicam uma propensão de mobilidade do divisor em direção à bacia do rio Aracatiaçu, coincidindo com o setor do divisor hidrográfico, onde estão localizadas as principais evidências de captura fluvial na área de estudo. Já no Setor 02, a variável  $\chi$  não apresenta diferenças significativas, indicando um setor estável do divisor hidrográfico. Dessa forma, a distribuição dos valores  $\chi$  no decorrer do divisor indica que as cabeceiras do rio Groaíras denotam o maior poder erosivo entre os canais que drenam o divisor.



**Figura 6.** Mapa  $\chi$  da área de estudo. A - Valores  $\chi$  para as bacias do Acaraú e do Aracatiáçu. B - Valores  $\chi$  e localização de cabeceiras e trechos amostrados para as métricas de Gilbert do Setor 01. C - Valores  $\chi$  e localização de cabeceiras e trechos amostrados para as métricas de Gilbert do Setor 02.

Em relação às Métricas de Gilbert, os resultados foram amostrados em nove trechos individuais do divisor, para avaliação de possíveis heterogeneidades específicas nas condições de mobilidade (Figura 7). Esses trechos foram denominados de pontos, dos quais os pontos de 1 a 5 correspondem a segmentos do Setor 01 do divisor, ao passo que os pontos de 6 a 9 correspondem a segmentos do Setor 02. Ademais, as médias foram calculadas em todos os métodos estatísticos propostos por Forte e Whipple (2018), apresentando resultados similares (Tabela 1).

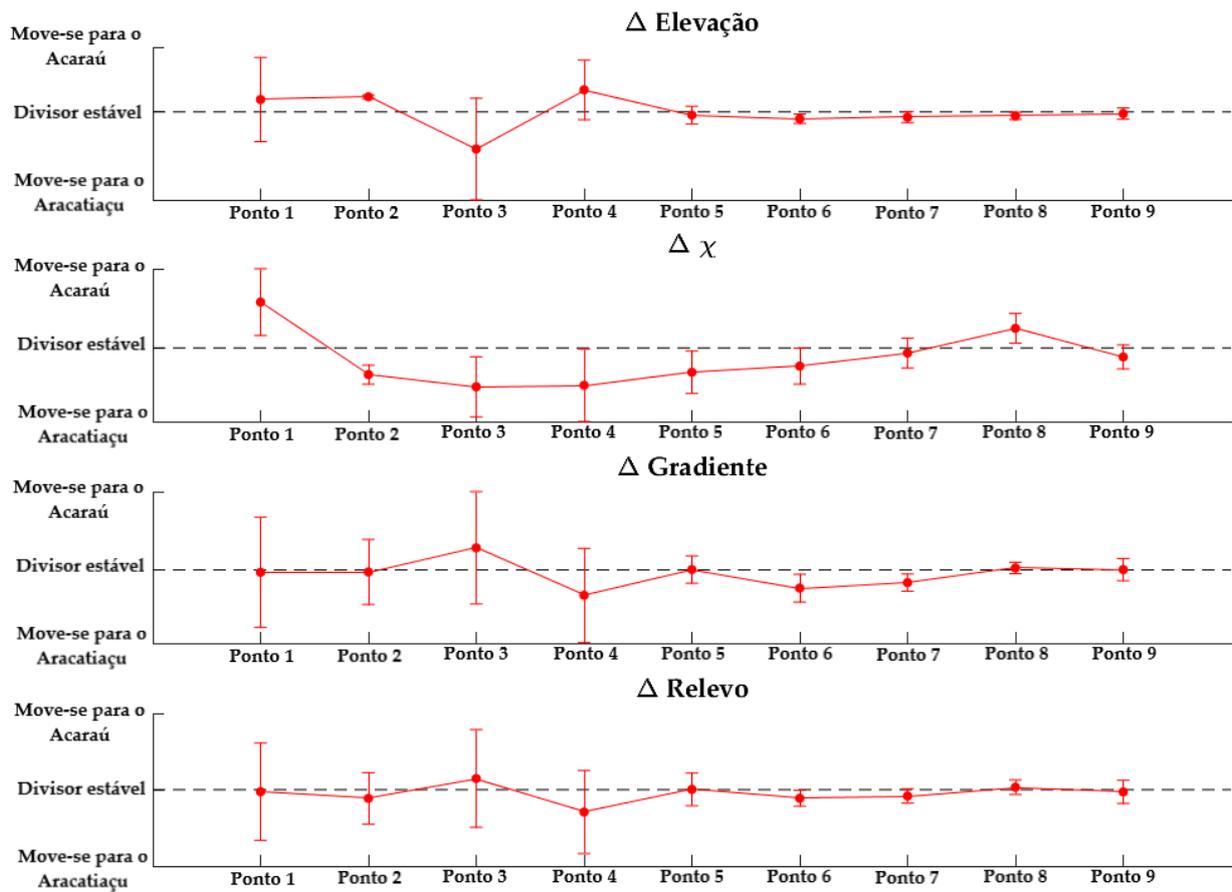


Figura 7. Gráfico de valores delta para as médias das métricas de Gilbert ao longo do divisor hidrográfico das bacias hidrográficas do Acaraú e Aracatiaçu.

Verifica-se que, em geral, o divisor apresenta-se estável, uma vez que as médias e suas incertezas estão próximas ou interceptam a linha de estabilidade, fato que pode ser atribuído às baixas diferenças entre as médias para as faces do divisor. As incertezas estatísticas são menores nos trechos do Setor 02 (Pontos 6, 7, 8 e 9), indicando condições de estabilidade mais precisas.

Tabela 1. Valores médios obtidos a partir das métricas de Gilbert e  $K_{sn}$  para as faces do divisor na área referência de drenagens até 3ª ordem.

Setores	Faces	$K_{sn}$ (m <sup>0,9</sup> )	$\chi$	Elevação (m)	Gradiente (°)	Relevo r. (m)
Setor 01	Acaraú	9,117030	13,084565	187,524997	1,598791	24,391825
	Aracatiaçu	9,337557	19,826068	218,392901	1,365225	32,965708
Setor 02	Acaraú	4,84968	13,737762	128,928708	0,945933	14,315372
	Aracatiaçu	5,838513	12,667996	120,697238	1,294652	19,576560

Para os trechos do Setor 01, verifica-se maiores incertezas para todas as métricas, provavelmente relacionadas à desproporcionalidade de cabeceiras identificadas nesses trechos (Pontos 1, 2, 3, 4 e 5). Contudo, no Ponto 4, onde se estabelece o baixo divisor principal no Setor 01, verifica-se que incertezas nas médias de gradiente, relevo relativo e  $\chi$  estão mais próximos de mobilidade em direção à bacia do rio Aracatiaçu. Essa tendência no Ponto 4 condiz com as características dos perfis  $\chi$ , para os rios Groaíras e Pajé, além de condizer com o setor onde foram encontradas as evidências morfológicas de captura fluvial. De qualquer modo, há de se ressaltar que tanto o índice

$\chi$  quanto as métricas de Gilbert apresentam a tendência de mobilidade do divisor hidrográfico do presente/futuro e que processos de rearranjo de drenagem que ocorreram no passado podem fazer com que um divisor antes desequilibrado alcance equilíbrio.

## 5. Discussão

### 5.1 Mecanismo da captura fluvial

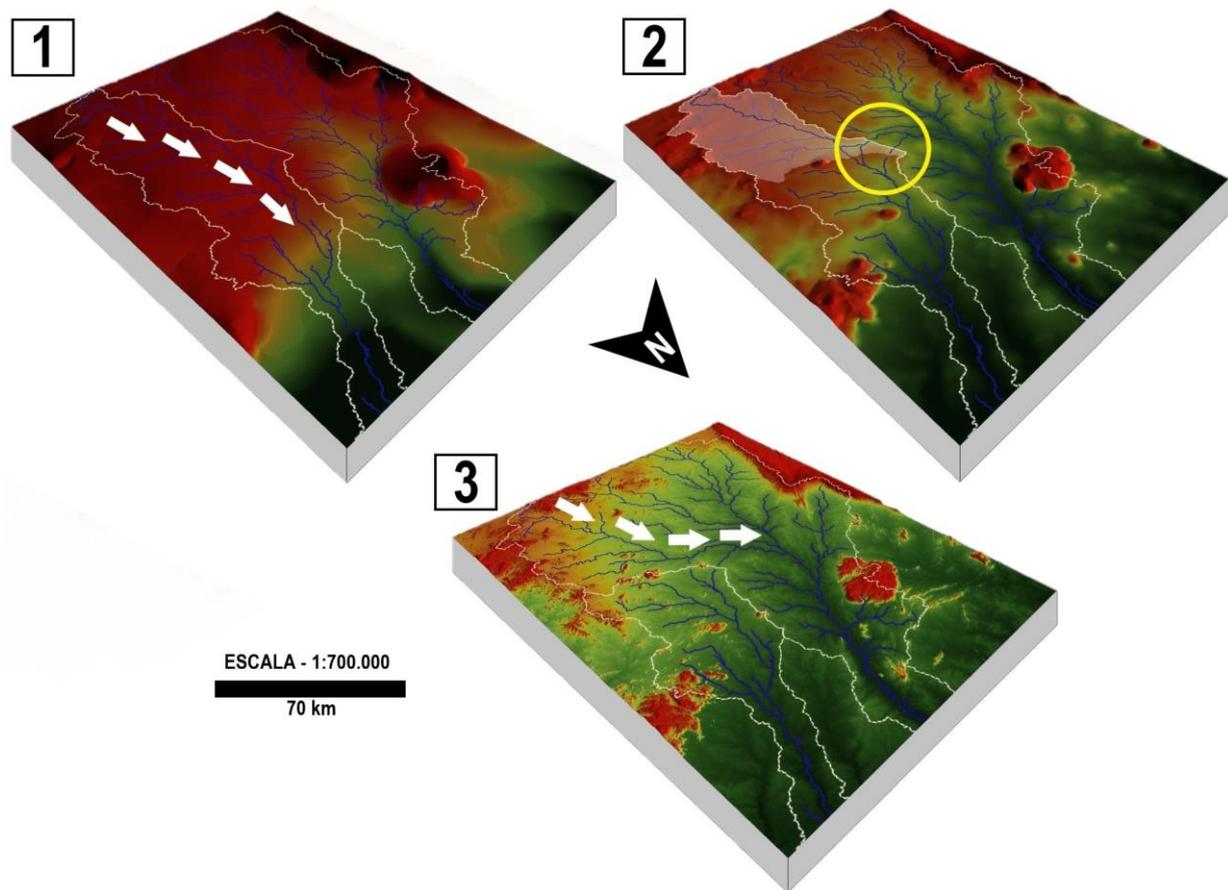
Dada a não observação em campo de terraços fluviais sobre o interflúvio, a análise da possibilidade do fenômeno de captura fluvial ter ocorrido é avaliada pelo somatório dos seguintes dados: (i) assimetria da rede de drenagem; (ii) existência de anomalias geomorfológicas, como cotovelos de drenagem, drenagens transversais, paleovale e baixos divisores aplainados; (iii) diferenças no grau de incisão dos gradientes fluviais; (iv) contrastes entre as condições de agressividade em sub-bacias que drenam o divisor; e (v) indício de mobilidade do divisor condizente com a localização das evidências morfológicas de captura (Ponto 4).

A correspondência entre a assimetria no alto curso da bacia do rio Acaraú e a localização das evidências geomorfológicas na rede de drenagem e no divisor hidrográfico sugere a ocorrência de uma captura fluvial envolvendo uma transferência de linhas e áreas de drenagem entre as sub-bacias do rio Groaíras e do rio Pajé. Na área de estudo ocorrem, associadas entre si, duas formas típicas de rearranjo de drenagem: baixo divisor aplainado e cotovelos de drenagem.

Os cotovelos identificados apontam para uma série de mudanças de direção de S-N para E-W na extensa margem direita (oriental) das duas bacias hidrográficas. No rio Groaíras (bacia hidrográfica do rio Acaraú), um desses cotovelos localiza-se muito próximo aos dois baixos divisores aplainados identificados no Setor 01 do interflúvio (Figura 5). Ademais, entre esses cotovelos e as nascentes localizadas a norte do divisor (Bacia do Aracatiaçu) é observada uma série de drenagens transversais alinhadas. Estas ligam visualmente os rios Pajé e Groaíras, são discordantes ao direcionamento dos riachos tributários e insinuam claramente a localização do paleovale que conectou esses rios (Figura 6). Além disso, a repetição da morfologia verificada no baixo divisor do Setor 01, com topografia aplainada isolando maciços granito-migmatíticos, se repete em direção à jusante do rio Pajé, sugerindo o prolongamento do paleovale.

A maior incisão do rio Acaraú condiz com sua entrada mais imediata em rochas de maior erodibilidade das coberturas sedimentares. O maior ajuste do rio Acaraú ao nível de base reforça os dados verificados nos perfis e no mapa  $\chi$ , com tendência de maior agressividade do rio Groaíras em relação ao rio Pajé, sobretudo no Setor 01 do divisor. Em contrapartida, a situação generalizada de estabilidade verificada no divisor a partir das Métricas de Gilbert não corresponde ao contexto de agressividade apresentado nos perfis  $\chi$  em relação ao nível de base. Esse fato pode ser explicado pela própria dinâmica de mobilidade de um divisor após um rearranjo fluvial. Como ressaltado por Whipple et al. (2017) e observado na prática por Cherem et al. (2012; 2013), após uma reorganização de drenagem, o ganho de áreas do rio captor o faz incorporar os canais e a topografia da área incorporada, e isso causa lenta diminuição em seu potencial erosivo, atuando como um *feedback* negativo à mobilidade. Dessa maneira, o divisor continuará móvel até o reajuste do gradiente captado ao seu novo nível de base, o mesmo do rio captor (FORTE; WHIPPLE, 2018). Nessa perspectiva e com base nas médias das Métricas de Gilbert verificadas no Ponto 4, infere-se que a atual tendência à estabilidade do divisor é posterior à captura fluvial analisada. Além disso, a condição de quase-equilíbrio do rio Groaíras reforça essa interpretação, uma vez que, após o processo de rearranjo, as áreas captadas foram reajustadas ao nível de base de sua confluência, o rio Acaraú.

Dessa forma, a correlação desses dados demonstra que a área de estudo sofreu um grande rearranjo de drenagem, onde uma captura fluvial fez com que a média/alta e alta bacia hidrográfica do rio Pajé na bacia do rio Aracatiaçu fosse pirateada por um paleorrio Groaíras e incorporada à bacia do rio Acaraú (Figura 8). Após isso, graças ao clima local que favorece chuvas torrenciais e ao caráter intermitente da rede de drenagem, houve tempo suficiente para que as evidências estratigráficas fossem eliminadas na região.



**Figura 8.** Modelo evolutivo para evolução da rede de drenagem das bacias hidrográficas dos rios Acaraú e Aracatiaçu. 1 - Arranjo dos sistemas de drenagem antes da captura, com o paleorrio Groaíras conectado ao rio Pajé; 2 - Interceptação por parte de braço do rio Acaraú no rio Groaíras; 3 - Atual configuração das bacias hidrográficas e decapitação do rio Pajé. As setas brancas indicam a direção dos canais antes e após a captura.

### 5.2 Fatores de formação e idade correlativa da captura

Em áreas de mesmo tipo de substrato litológico ou sem expressivas desconformidades de resistência à erosão, alterações nos gradientes fluviais e consequentes rearranjos fluviais são comumente associados a esforços tectônicos verticais, como compartimentação de blocos em patamares, basculamentos, escarpas de falhas e dobramentos ativos (SUMMERFIELD, 1991; OLLIER; PAIN, 2000). No caso da área de estudo, existem indícios de reativações tectônicas, em escala de afloramento, no Lineamento Transbrasiliano, apesar de em macroescala não haver repercussões topográficas expressivas (CACAMÁ, 2015; MESQUITA et al., 2015). A morfologia, possivelmente morfotectônica, de maior magnitude topográfica compete à escarpa ocidental do Maciço da Meruoca, atrelada à reativação da Falha Café-Ipueiras (PEULVAST et al., 2006). Contudo, não há indícios estratigráficos claros que possam distinguir se essa feição é decorrente de um processo morfotectônico ou resultante da erosão diferencial (PEULVAST et al. 2006). Outros indícios de reativações neotectônicas (Neogeno) no Lineamento Transbrasiliano correspondem a fraturas na zona de foz dos rios Acaraú e Aracatiaçu, identificadas pela presença de anomalias gravimétricas na plataforma continental do estado do Ceará (SILVA FILHO et al., 2007). Embora essas estruturas desempenhem condicionamento *offshore* e seus *trends* sejam condizentes com o atual campo de tensões da Província Borborema (BEZERRA et al., 2011), o componente de inversão nessas estruturas foi incipiente, sem significativas alterações no nível de base local (SILVA FILHO et al., 2007). Dessa forma, é pouco provável que esforços tectônicos verticais possam ter produzido a captura fluvial apresentada.

Em contrapartida, o quadro de reativações rúpteis transcorrentes nas zonas de cisalhamento da região, ou seja, com componente cinemático horizontal, parece ter contribuído para o aumento na erodibilidade dos terrenos da área de estudo. Como destacado por Maia e Bezerra (2014), as reativações rúpteis das zonas de cisalhamento pré-cambrianas configuram os principais planos de fraqueza para o desenvolvimento dos vales fluviais e para a

deposição quaternária no nordeste setentrional. Em adição, diversos estudos têm demonstrado padrões de altas densidades de lineamentos morfoestruturais nas principais zonas de cisalhamento da região (SILVA; MAIA, 2017; BARBOSA; MAIA, 2018; RODRIGUES; MAIA, 2019). Nesse contexto, a maior ocorrência de zonas de cisalhamento na Bacia do Acaraú foi fator importante para a incisão de seus canais, sobretudo nos substratos de maior erodibilidade (Grupo Jaíbaras e Formação Barreiras).

Em relação à litologia, a diferença no grau de deformação e na composição das fábricas minerais da região pode ter contribuído para o menor poder erosivo do rio Aracatiaçu em relação ao Acaraú, com seu alto curso drenando substrato composto por rochas mais resistentes do arco magmático. Apesar de o nordeste setentrional ser formado por litotipos predominantemente cristalinos, a ocorrência de bandamentos vem sendo observada como fator preponderante para a resistência à erosão diferencial (MAIA; BEZERRA, 2014; PEULVAST; BÉTARD, 2015). Estudos quantitativos de fraturas têm demonstrado que fácies isotrópicas apresentam-se menos deformadas e ressaltadas na paisagem do que fácies anisotrópicas, em função do aumento de planos de fraqueza explorados pelo intemperismo diferencial (MAIA et al., 2015; RODRIGUES; MAIA; GOMES, 2019). Além disso, grande parte do arco magmático apresenta composições minerais leucocráticas (fábrica com mais de 70% de minerais félsicos) atribuindo maior resistência à erosão diferencial para essas rochas em relação a outros litotipos do embasamento metamórfico (DE ARAÚJO et al., 2014; RODRIGUES; MAIA; GOMES, 2019).

Outros fatores, como o comportamento climático (disparidades de umidade e precipitação entre os divisores das bacias hidrográficas) e as características fitopedológicas (coberturas que reduzem ou aumentam o impacto erosivo nos solos), também podem contribuir para o desenvolvimento de rearranjos de drenagem em menores escalas espaciais (BISHOP, 1995). Entretanto, por se tratar de uma área totalmente disposta dentro dos domínios de um geoambiente semiárido, não há significativas diferenças em relação à estabilidade das coberturas fitopedológicas que possam justificar a condição de captura apresentada entre as bacias.

Nesse contexto, a área de estudo sugere forte influência das litoestruturas presentes nas bacias hidrográficas do Acaraú e do Aracatiaçu sobre o mecanismo de captura fluvial. Entretanto, os setores de alto e médio curso dessas bacias hidrográficas refletem escoamentos de baixos fluxos e energias (SOUZA et al., 2005), marcados pelo encaixe de rios intermitentes nas estruturas pré-cambrianas regionais (MAIA; BEZERRA, 2014). Logo, esses rios não dispõem de regimes hidrológicos compatíveis com o quadro de rearranjo verificado. Em terras secas áridas e semiáridas, predominam-se canais com perfis mais convexos, sobretudo nas cabeceiras, uma vez que os sistemas fluviais não apresentam vazão competente para o transporte fluvial (GOUDIE, 2013). Apenas em episódios de alta energia, como em eventos pluviométricos extremos, é que esses canais efetivam incisão e transportes (POWELL, 2006). Destarte, a discrepância na incisão entre os perfis dos rios Acaraú e Aracatiaçu não é compatível com o atual regime hidrológico da região. Pelo contrário, a diferença no poder erosivo entre esses rios sugere que a captura fluvial do paleorrio Pajé ocorreu em circunstâncias de fluxos mais contínuos, em momento de maior umidade do que o atual. Nesse contexto, as oscilações climáticas quaternárias, referentes a flutuações no grau de aridez, correspondem a fator que parece ter sido essencial para o desenvolvimento desse rearranjo na área de estudo.

Quanto à idade da pirataria, devido à menor intermitência de fluxos necessária para o desenvolvimento da captura, dados sobre o início das condições hidroclimáticas atuais na região indicam um limite de idade correlativo para seu início. Pessenda et al. (2004), a partir de isótopos de carbono, avaliaram o ganho e a retração de condições arbóreas da vegetação em pequeno transecto no Maranhão, atribuindo as características atuais do Cerrado local ao estabelecimento de fase seca no Holoceno Médio. Medeiros et al. (2018), por meio da análise de dados palinológicos em áreas ecotonais da Caatinga no Piauí e em Pernambuco, reafirmaram a implantação da fase seca em mesma idade. Lima e Lupinacci (2019), analisando depósitos aluviais em canais efêmeros da Depressão Sertaneja baiana, identificam fácies provenientes de condições áridas, também datadas do Holoceno Médio (4,4 – 3,5, k.a. AP). Assim, em decorrência do estabelecimento de flutuações climáticas desde o Pleistoceno Superior, o processo de captura pode ter decorrido até o Holoceno Médio, no qual o estágio seco atual foi estabelecido e, consequentemente, as taxas de precipitação e vazão foram reduzidas, contribuindo para a reorganização fluvial da área de estudo.

## 6. Conclusões

Conclui-se que a bacia do rio Acaraú pirateou e incorporou uma paleodrenagem anteriormente drenada pela alta Bacia do Aracatiaçu. Evidências geomorfológicas, como assimetrias entre margens, cotovelos de captura, baixos divisores e paleovale associado a drenagens transversais rompendo interflúvios, demonstram que esse rearranjo de drenagem ocorreu por transferência de linhas e áreas de drenagem da sub-bacia do rio Pajé para a sub-bacia do rio Groaíras. Diferenças no grau de ajuste dos gradientes fluviais e vestígios de mobilidade do divisor hidrográfico entre as bacias hidrográficas, embora tênues, reforçam a captura ocorrida entre o rio Acaraú (captor) e o rio Aracatiaçu (vítima). As características litoestruturais desses terrenos propiciaram o desbalanço erosivo e energético entre os rios Acaraú e Aracatiaçu. Contudo, só foram eficazmente exploradas em circunstâncias de maior umidade durante as flutuações no grau de aridez da região, em fluxos fluviais mais contínuos. Logo, ainda que não tenha sido possível datar de forma absoluta essa captura fluvial, devido à ausência de terraços fluviais preservados no divisor, é possível inferir que, pela idade dos últimos picos climáticos úmidos da região semiárida brasileira, a captura teria ocorrido entre o Pleistoceno Superior e o Holoceno Médio.

Por fim, nota-se que a comprovação da ocorrência dessa captura traz à tona novas questões sobre a morfogênese e a configuração da rede de drenagem no semiárido setentrional brasileiro. Apesar do clima semiárido tropical, uma reorganização fluvial teve papel ativo na organização das bacias hidrográficas da região, e isso se refletirá na modelagem do relevo de importante zona morfoestrutural da região (Lineamento Transbrasileiro). Apesar de, até o presente momento, o arranjo fluvial do nordeste setentrional ser entendido em função de antecedência e/ou superimposição fluvial, a ocorrência dessa captura levanta a hipótese de que os rearranjos de drenagem podem ter sido recorrentes no semiárido brasileiro, inclusive no setentrional. A análise de mecanismos de evolução fluvial via rearranjos e seus possíveis condicionamentos provenientes da litoestrutura e das oscilações climáticas podem, portanto, representar um novo caminho investigativo a ser acoplado aos modelos de evolução geomorfológica propostos para a região.

**Contribuições dos Autores:** W. F. R. participou de todas as fases de elaboração desse estudo, uma vez que o manuscrito expôs parcela dos resultados obtidos em sua pesquisa de doutoramento. A. A. R. S. participou da concepção metodológica, escrita do artigo, revisão e supervisão da pesquisa. R. P. M. colaborou com os levantamentos realizados em campo, juntamente com a revisão e leitura crítica do manuscrito. Todos os autores leram e concordaram com a versão publicada do manuscrito.

**Financiamento:** Esta pesquisa foi financiada pela Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES), bolsa n° 88887.334381/2019-00, por meio do Programa de Pós-Graduação em Geografia da Universidade Federal de Minas Gerais.

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

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

## Referências

1. AB'SÁBER, A. N. Participação das superfícies aplainadas nas paisagens do Nordeste Brasileiro. **Boletim de Geomorfologia**, IGEOG-USP, São Paulo, n. 19, p. 1-38, 1969.
2. ANTÓN, L.; VICENTE, G. D.; MUÑOZ-MARTÍN, A.; STOKES, M. Using river long profiles and geomorphic indices to evaluate the geomorphological signature of continental scale drainage capture, Duero basin (NW Iberia). **Geomorphology**, v. 206, n. 1, p. 250-261, 2014. DOI: 10.1016/j.geomorph.2013.09.028.
3. ARTHAUD, M. H.; FUCK, R. A.; DANTAS, E. L.; SANTOS, T. J. S.; CABY, R.; ARMSTRONG, R. The Neoproterozoic Ceará Group, Ceará Central domain, NE Brazil: Depositional age and provenance of detrital material. New insights from U-Pb and Sm-Nd geochronology. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 58, n. 3, p. 223-237, 2015. DOI:10.1016/j.jsames.2014.09.007.
4. BARBOSA, A. B. D. S.; MAIA, R. P. Geomorfologia dos maciços costeiros da região metropolitana de Fortaleza, Ceará. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 19, n. 2, p. 617-633, 2018. DOI: 10.20502/rbg.v19i3.1312.
5. BEESON, H. W.; MCCOY, S. W.; KEEN-ZEBERT, A. Geometric disequilibrium of river basins produces long-lived transient landscapes. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 475, n. 1, p. 34-43, 2017. DOI: 10.1016/j.epsl.2017.07.010.
6. BEHLING, H.; ARZ, H. W.; PÄTZOLD, J.; WEFER, G. Late Quaternary vegetational and climate dynamics in northeastern Brazil, inferences from marine core GeoB 3104-1. **Quaternary Science Reviews**, v. 19, n. 10, p. 981-994, 2000. DOI: 10.1016/S0277-3791(99)00046-3.

7. BEZERRA, F. H. R.; NASCIMENTO, A. F. D.; FERREIRA, J. M.; NOGUEIRA, F. C.; FUCK, R. A.; BRITO NEVES, B. B.; SOUSA, M. O. L. Review of active faults in the Borborema Province, Intraplate South America – Integration of seismological and paleoseismological data. **Tectonophysics**, v. 510, n. 3–4, p. 269-290, 2011. DOI: 10.1016/j.tecto.2011.08.005.
8. BISHOP, P. Drainage rearrangement by river capture, beheading and diversion. **Progress in Physical Geography**, v. 19, n. 4, p. 449–473, 1995. DOI: 10.1177/030913339501900402.
9. BRITO NEVES, B. B.; SANTOS, E. J.; VAN SCHMUSS, W. R. Tectonic history of the Borborema province. In: CORDANI, U. G.; MILANI, E. J.; THOMAZ FILHO, A.; CAMPOS, D. A. (Ed.). Tectonic Evolution of South America. In: **31º International Geological Congress**, 2000, Rio de Janeiro, p. 151–182.
10. CAVALCANTE, A. A. Geomorfologia fluvial no semiárido brasileiro. **Revista de Geografia**, Recife, v. 35, n. 4, p. 254-268, 2018.
11. CAVALCANTE, J. C.; VASCONCELOS, A. M.; MEDEIROS, M. DE F.; PAIVA, I. G. **Mapa geológico do Estado do Ceará**. Fortaleza: CPRM, 2003. Escala 1:500.000.
12. CAVALCANTE, A. S. Á. **Evolução termocronológica do sistema de falhas Senador Pompeu-CE**. Dissertação (Mestrado em Geodinâmica e Geofísica) – Programa de Pós-Graduação em Geodinâmica e Geofísica, Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Natal, 2006. 140p.
13. CHEREM, L. F. S.; VARAJÃO, C. A. C.; BRAUCHER, R.; BOURLÈS, D.; SALGADO, A. A. R.; VARAJÃO, A. F. D. C. Long-term evolution of denudational escarpments in southeastern Brazil. **Geomorphology**, v. 173-174, n. 1, p. 118-127, 2012. DOI: 10.1016/j.geomorph.2012.06.002.
14. CHEREM, L. F. S.; VARAJÃO, C. A. C.; MAGALHÃES JÚNIOR, A. P.; VARAJÃO, A. F. D. C.; SALGADO, A. A. R.; OLIVEIRA, L. A. F.; BERTOLINI, W. Z. O papel das capturas fluviais na morfodinâmica das bordas interplanálticas do sudeste do Brasil. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 14, n. 4, p. 299-308, 2013. DOI: 10.20502/rbg.v14i4.325.
15. CORDANI, U. G.; PIMENTEL M. M.; ARAÚJO C. E. G.; FUCK, R. A. The significance of the Transbrasiliiano-Kandi tectonic corridor for the amalgamation of West Gondwana. **Brazilian Journal of Geology**, v. 43, n. 3, p. 583-597, 2013. DOI: 10.5327/Z2317-48892013000300012.
16. COSTA, L. R. F.; MAIA, R. P.; BARRETO, L. L.; CLAUDINO-SALES, V. C. Geomorfologia do nordeste setentrional brasileiro: uma proposta de classificação. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v.21, n.1, p.185-208, 2020. DOI: 10.20502/rbg.v21i1.1447.
17. DE ARAÚJO, C. E. G.; COSTA, F. G.; PINÉO, T. R. G.; CAVALCANTE, J. C.; MOURA, C. A. V. Geochemistry and <sup>207</sup>Pb/<sup>206</sup>Pb zircon ages of granitoids from the southern portion of the Tamboril-Santa Quitéria granitic-migmatitic complex, Ceará Central Domain, Borborema Province (NE Brazil). **Journal of South American Earth Sciences**, v.33, n. 1, p.21-33, 2012. DOI: 10.1016/j.jsames.2011.07.009.
18. DE ARAÚJO, C. E. G.; CORDANI, U. G.; WEINBERG, R. F.; BASEI, M. A. S.; ARMSTRONG, R.; SATO, K. Tracing Neoproterozoic subduction in the Borborema Province (NE-Brazil): Clues from U-Pb geochronology and Sr-Nd-Hf-O isotopes on granitoids and migmatites. **Lithos**, v. 202–203, n. 1, p. 167-189, 2014. DOI: 10.1016/j.lithos.2014.05.015.
19. DE OLIVEIRA, P. E.; BARRETO, A. M. F.; SUGUIO, K. Late Pleistocene/Holocene climatic and vegetational history of the Brazilian caatinga: the fossil dunes of the middle São Francisco River. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, v.152, n. 3-4, p.319-337, 1999. DOI: 10.1016/S0031-0182(99)00061-9.
20. DINIZ, S. F.; KELTING, F. M. S.; RUEDA, J. R. J. Análise fisiográfica solo/paisagem do Rio Acaraú-CE. **Revista da ANPEGE**, v. 7, n. 7, p.143-154, 2011. DOI: 10.5418/RA2011.0707.0010.
21. FLINT, J. J. Stream gradient as a function of order, magnitude, and discharge. **Water Resources Research**. v. 10, n. 5, p. 969–973, 1974. DOI: 10.1029/WR010i005p00969.
22. FORTE, A. M.; WHIPPLE, K. X. Criteria and tools for determining drainage divide stability. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 493, n. 1, p. 102-117, 2018. DOI: 10.1016/j.epsl.2018.04.026.
23. GILBERT, G. K. Report on the Geology of the Henry Mountains (Utah). **Survey of the Rocky Mountains Region Report**, United States Geological Survey (USGS), Washington, D.C., 160 p., 1877. DOI: 10.3133/70039916.
24. GOUDIE, A. S. **Arid and Semi-Arid Geomorphology**. 1ª ed. Cambridge: Cambridge University Press., 2013. 461 pp.
25. HAREL, M. A.; MUDD, S. M.; ATTAL, M. Global analysis of the stream power law parameters based on worldwide 10Be denudation rates. **Geomorphology**, v. 268, n. 1, p. 184–196, 2016. DOI: 10.1016/j.geomorph.2016.05.035.
26. HURST, M. D.; MUDD, S. M.; YOO, K.; ATTAL, M.; WALCOTT, R.; 2013. Influence of lithology on hillslope morphology and response to tectonic forcing in the northern Sierra Nevada of California. **Journal of Geophysical Research**, v. 118, n. 1, p. 832–851, 2013. DOI: 10.1002/jgrf.20049.

27. JENNERJAHN, T. C.; ITTEKKOT, V.; ARZ, H. W.; BEHLING, H.; PÄTZOLD, J.; WEFER, G. Asynchronous terrestrial and marine signals of climate change during Heinrich events. **Science**, v. 306, n. 5705, p.2236-2239, 2004. DOI: 10.1126/science.1102490.
28. KIRBY, E.; WHIPPLE, K. X. Expression of active tectonics in erosional landscapes. **Journal of Structural Geology**, v. 44, n. 1, p. 54–75, 2012. DOI: 10.1016/j.jsg.2012.07.009.
29. LIMA, K. C.; LUPINACCI, C. M. Significado de depósitos aluviais holocênicos em ambiente semiárido: estudo de caso na depressão sertaneja da Bahia. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v.20, n. 4, p.841-860, 2019. DOI: 10.20502/rbg.v20i4.1660.
30. MABESSONE, J. M.; CASTRO, C. Desenvolvimento Geomorfológico do Nordeste Brasileiro. **Boletim do núcleo Nordeste da Sociedade Brasileira de Geologia**. v. 3, n. 1, 1975.
31. MAIA, R. P.; BEZERRA, F. H. R. Condicionamento estrutural do relevo no Nordeste setentrional brasileiro. **Mercator**, v. 15, n. 13, p. 127-141, 2014. DOI: 10.4215/RM0000.0000.0000.
32. MAIA, R. P.; BEZERRA, F. H. R. **Structural Geomorphology in Northeastern Brazil**. 1ª ed. Springer International Publishing, 2019. 122p.
33. MATOS, R. M. D. The northeast Brazilian rift system. **Tectonics**, v. 11, n. 2, p. 766-791, 1992. DOI: 10.1029/91TC03092.
34. MEDEIROS, V. B.; OLIVEIRA, P. E.; SANTOS, R. A.; BARRETO, A. M. F.; OLIVEIRA, M. A. T.; PINAYA, J. L. D. New Holocene pollen records from the Brazilian Caatinga. **Anais da Academia Brasileira De Ciências**, v. 90, n. 2, p. 2011-2023, 2018. DOI: 10.1590/0001-3765201820170161.
35. MIKESSELL, L. R.; WEISSMANN, G. S.; KARACHEWSKI, J. A. Stream capture and piracy recorded by provenance in fluvial fan strata. **Geomorphology**, v. 115, n. 3–4, 2010, p. 267-277, 2010. DOI: 10.1016/j.geomorph.2009.04.025.
36. MESQUITA, A. F.; SILVA FILHO, W. F.; DUARTE, C. R.; CADORINI, R. M. A. Atividade Holocênica do Lineamento Transbrasiliano na Costa Oeste do Ceará – Brasil. In: XV Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, 2015, Vitória. **Anais do XV Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos**, São Paulo: Sociedade Brasileira de Geologia: 2015, v. único, p. 1845-1862. ISBN: 978-85-99198-13-1.
37. MORAIS NETO, J. M.; HEGARTY, K. A.; KARNER, G. D.; ALKMIM, F. F. Timing and mechanisms for the generation and modification of the anomalous topography of the Borborema Province, northeastern Brazil. **Marine and Petroleum Geology**, v. 26, n. 7, p. 1070-1086, 2009. DOI: 10.1016/j.marpetgeo.2008.07.002.
38. MOURA-FÉ, M. M. Etchplanação da Ibiapaba Setentrional, Noroeste do Ceará: abordagem dos principais processos erosivos. **Revista de Geociências do Nordeste**, v. 3, p. 64-82, 2017. ISSN: 2447-3359.
39. NANSON, G. C.; TOOTH, S.; KNIGHTON, A. D. A global perspective on dryland rivers: Perceptions, misconceptions and distinctions. In: BULL, L. J.; KIRKBY, M. J. (Ed.). **Dryland River Hydrology and Geomorphology of Semi-Arid Channels**. 1ª Ed. West Sussex: John Wiley and Sons Ltd, 2002. p. 17–54.
40. NASCIMENTO, F. R.; CUNHA, S. B. da; SOUZA, M. J. N.; CRUZ, L. B. Diagnóstico Geoambiental da bacia hidrográfica semiárida do Rio Acaraú: subsídios aos estudos sobre desertificação. **Boletim Goiano de Geografia**, v.28, n. 1, p.4-62, 2008. DOI: 10.5216/bgg.v28i1.4900.
41. OLIVEIRA, D. de. Capturas fluviais como evidências da evolução do relevo: uma revisão bibliográfica. **Revista do Departamento de Geografia**, v.20, n. 1, p.37-50, 2010. DOI: 10.7154/RDG.2010.0020.0003.
42. OLLIER, C.; PAIN, C. 2000. **The Origin of Mountains**. London: Taylor & Francis, 2000. 375p.
43. 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. DOI: 10.1002/esp.3302.
44. PESSENDA, L. C. R.; RIBEIRO, A. S.; GOUVEIA, S. E. M.; ARAVENA, R.; BOULET, R.; BENDASSOLLI, J. A. Vegetation dynamics during the late Pleistocene in the Barreirinhas region, Maranhão State, northeastern Brazil, based on carbon isotopes in soil organic matter. **Quaternary Research**, v. 62, n. 2, p. 183–193, 2004. DOI: 10.1016/j.yqres.2004.06.003.
45. PEULVAST, J. P.; BÉTARD, F. **Landforms and Landscape Evolution of the Equatorial Margin of Northeast Brazil**. 1ª Ed. Cham: Springer Earth System Sciences, 2015. 202p.
46. PEULVAST, J. P.; CLAUDINO-SALES, V. Stepped surfaces and palaeolandforms in the northern Brazilian “Nordeste”: constraints on models of morphotectonic evolution. **Geomorphology**, v.62, n. 1-2, p. 89–122, 2004. DOI: 10.1016/j.geomorph.2004.02.006.
47. PEULVAST, J. P.; CLAUDINO-SALES, V.; BETARD, F.; GUNNELL, Y. Low post-Cenomanian denudation depths across the Brazilian Northeast: Implications for long-term landscape evolution at a transform continental margin. **Global and Planetary Change**, v. 62, n. 1–2, p. 39-60, 2008. DOI: 10.1016/j.gloplacha.2007.11.005.
48. PEULVAST, J. P.; CLAUDINO-SALES, V.; BEZERRA, F. H. R.; BETARD, F. Landforms and neotectonics in the Equatorial passive margin of Brazil. **Geodinamica Acta**, v. 19, n. 1, p. 51-71, 2006. DOI: 10.3166/ga.19.51-71.

49. POWELL, D. M. Dryland rivers: Processes and forms. In: PARSONS, A. J.; ABRAHAMAS, A. D. (Ed.). **Geomorphology of Desert Environments**, 2<sup>a</sup> ed. Dordrecht: Springer, 2009. p. 333–373. DOI: 10.1007/978-1-4020-5719-912.
50. PRINCE, P. S.; SPOTILA, J. A.; HENIKA, W. S. New physical evidence of the role of stream capture in active retreat of the Blue Ridge escarpment, southern Appalachians. **Geomorphology**, v. 123, n. 3-4, p.305-319, 2010. DOI: 10.1016/j.geomorph.2010.07.023.
51. RAMOS, G. V.; DE CASTRO, D. L.; BEZERRA, F. H. R.; FERREIRA, J. M.; NASCIMENTO, A. F. DO; OLIVEIRA, P. H. S. DE; NOGUEIRA, F. C. C. Seismicity in the equatorial margin of Brazil reactivates the Precambrian basement fabric. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 106, n. 1, p. 103084, 2021. DOI: 10.1016/j.jsames.2020.103084.
52. RODRIGUES, W. F.; MAIA, R. P. Condicionamento morfoestrutural dos relevos no entorno do distrito de Taparuaba, sertão central do Ceará, Brasil. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 20, n. 1, p. 35-52, 2019. DOI: 10.20502/rbg.v20i1.1335.
53. RODRIGUES, W. F.; MAIA, R. P.; GOMES, D. D. M. Condicionamento morfoestrutural do inselberg Pedra da Andorinha, Sertão Norte do Ceará, Brasil. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 20, n. 4, p.861-876, 2019. DOI: 10.20502/rbg.v20i4.1521.
54. SALGADO, A. A. R.; SORDI M. V. DE; CHEREM, L. F. Grandes capturas fluviais no Brasil: síntese das novas descobertas. **Estudos do Quaternário**, v. 19, n. 1, p. 23-31, 2018. DOI: 10.30893/eq.v0i19.176.
55. SANTOS, T. J. Dos; FETTER, A. H.; HACKSPACKER, P. C.; VAN SCHMUS, W. R.; NOGUEIRA NETO, J. A. Neoproterozoic tectonic and magmatic episodes in the NW sector of Borborema Province, NE Brazil, during assembly of Western Gondwana. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 25, n. 3, p. 271-284, 2008. DOI: 10.1016/j.jsames.2007.05.006.
56. 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. DOI: 10.5194/esurf-2-1-2014.
57. SILVA, M. B. DA; MAIA, R. P. Caracterização morfoestrutural do alto curso da bacia hidrográfica do rio Jaguaribe, Ceará - Brasil. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 18, n. 3, p. 637-655, 2017. DOI: 10.20502/rbg.v18i3.1083.
58. SILVA FILHO, W. F.; CASTRO, D. L.; CORREA, I. C. S.; FREIRE, G. S. S. Estruturas Rasas na Margem Equatorial ao Largo do Nordeste Brasileiro (Estado do Ceará): Análise de Relevos e Anomalias Gravimétricas Residuais. **Revista Brasileira de Geofísica**, v. 25, n. 1, p. 65-77, 2007. DOI: 10.1590/S0102-261X2007000500007.
59. SORDI, M. V. DE; SALGADO, A. A. R.; PAISANI, J. C. Evolução do relevo em áreas de tríplice divisor de águas regional - o caso do Planalto de Santa Catarina: análise da rede hidrográfica. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 16, n. 3, p. 435-447, 2015. DOI: 10.20502/rbg.v16i3.653.
60. SORDI, M. V. DE; SALGADO, A.A.R.; SIAME, L.; BOURLÉS, D.; PAISANI, J. C.; LEANNI, L.; BRAUCHER, R.; COUTO, E. V. Implications of drainage rearrangement for passive margin escarpment evolution in southern Brazil. **Geomorphology**, v. 306, n. 1, p.155-169, 2018. DOI: 10.1016/j.geomorph.2018.01.007.
61. SOUZA, M. J. N.; NASCIMENTO, F. R. DO; OLIVEIRA, V. P. V. DE; SANTOS, J. DE O. **Contexto geoambiental das bacias hidrográficas do Acaraú, Curu e Baixo Jaguaribe - CE**. Fortaleza: EMBRAPA: Série Boletins Técnicos, 2005. 50 p. Livro publicado, n. 101.
62. STOKES, M. F.; GOLDBERG, S. L.; PERRON, J. T. Ongoing River Capture in the Amazon. **Geophysical Research Letters**, v.45, n. 11, p.5545-5552, 2018. DOI: 10.1029/2018GL078129.
63. STOKES, M.; MATHER, A. E. Tectonic origin and evolution of a transverse drainage: the Rio Almanzora, Betic Cordillera, southeast Spain. **Geomorphology**, v. 50, n. 1-3,59–81, 2003. DOI: 10.1016/S0169-555X(02)00208-8.
64. STOKES, M.; MATHER, A. E.; BELFOUL, M.; FAIK, F.; BOUZID, S.; GEACH, M. R.; CUNHA, P. P.; BOULTON, S. J.; THIEL, C. Controls on dryland mountain landscape development along the NW Saharan desert margin: Insights from Quaternary river terrace sequences (Dadès River, south-central High Atlas, Morocco). **Quaternary Science Reviews**, v. 166, n. 1, p. 363-379, 2017. DOI: 10.1016/j.quascirev.2017.04.017.
65. STRUTH, L.; GARCIA-CASTELLANOS, D.; VIAPLANA-MUZAS, M.; VERGÉS, V. Drainage network dynamics and knickpoint evolution in the Ebro and Duero basins: From endorheism to exorheism. **Geomorphology**, v. 327, n. 1, p.554-571, 2019. DOI: 10.1016/j.geomorph.2018.11.033.
66. TARBOTON, D. G. A new method for the determination of flow directions and upslope areas in grid digital elevation models. **Water Resources Research**, v. 33, n. 2, p. 309–319, 1997. DOI: 10.1029/96WR03137.
67. WHIPPLE, K. X.; FORTE, A. M.; DIBIASE, R. A.; GASPARINI, N. M.; OUMET, W. B. Timescales of landscape response to divide migration and drainage capture: Implications for the role of divide mobility in landscape evolution. **Journal of Geophysical Research: Earth Surface**, v.122, n.1, p. 248-273, 2017. DOI: 10.1002/2016JF003973.
68. WHIPPLE, K. X.; TUCKER, G. E. Dynamics of the stream-power river incision model: Implications for height limits of mountain ranges, landscape response timescales, and research needs. **Journal Geophysical Research**, v. 104, n. 17, p. 661–17,674, 1999. DOI: 10.1029/1999JB900120.

69. WILLETT, S. D.; MCCOY, S. W.; PERRON, J. T.; GOREN, L.; CHEN, C. Y. Dynamic reorganization of river basins. **Science**, v. 343, n. 6175, p. 1248765, 2014. DOI: 10.1126/science.1248765.
70. WOBUS, C.; WHIPPLE, K. X.; KIRBY, E.; SNYDER, N.; JOHNSON, J.; SPYROPOLOU, K.; CROSBY, B.; SHEEHAN, D. Tectonics from topography: Procedures, promise, and pitfalls. **Geological Society of America**, Special Papers, v. 398, p. 55–74, 2006. DOI:10.1130/2006.2398(04).
71. ZANELLA, M. E. Considerações sobre o clima e os recursos hídricos do semiárido nordestino. **Caderno Prudentino de Geografia**, v. Especial, p.126-142, 2014. ISSN: 2176-5774.
72. ZAPROWSKI, B. J.; EVENSON, E. B.; EPSTEIN, J.B. Stream piracy in the Black Hills: a geomorphology lab exercise. **Journal of Geoscience Education**, v. 50, n. 4, p. 380–388, 2002. DOI: 10.5408/1089-9995-50.4.380.



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.