

UNIVERSIDADE FEDERAL DE MINAS GERAIS
Instituto de Geociências
Programa de Pós-Graduação em Geografia

Wesley Feitosa Rodrigues

**A IMPORTÂNCIA DOS REARRANJOS DE DRENAGEM PARA A ORGANIZAÇÃO
HIDROGRÁFICA DO NORDESTE SETENTRIONAL BRASILEIRO**

Belo Horizonte

2023

Wesley Feitosa Rodrigues

**A IMPORTÂNCIA DOS REARRANJOS DE DRENAGEM PARA A ORGANIZAÇÃO
HIDROGRÁFICA DO NORDESTE SETENTRIONAL BRASILEIRO**

Versão final

Tese apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geografia da Universidade Federal de Minas Gerais como requisito parcial para obtenção do título de Doutor em Geografia.

Área de Concentração: Geografia Física.

Orientador: Prof. Dr. André Augusto Rodrigues Salgado.

Belo Horizonte

2023

R696i
2023

Rodrigues, Wesley Feitosa.

A importância dos rearranjos de drenagem para a organização hidrográfica do nordeste setentrional brasileiro [manuscrito] / Wesley Feitosa Rodrigues. – 2023.

155 f., enc.: il. (principalmente color.)

Orientador: André Augusto Rodrigues Salgado.

Tese (doutorado) – Universidade Federal de Minas Gerais, Instituto de Geociências, 2023.

Área de concentração: Geografia Física.

Bibliografia: f. 136-155.

1. Geomorfologia – Ceará – Teses. 2. Bacias hidrográficas – Ceará – Teses. 3. Sensoriamento remoto – Teses. 4. Morfogênese – Teses. I. Salgado, André Augusto Rodrigues. II. Universidade Federal de Minas Gerais. Instituto de Geociências. III. Título.

CDU: 551.4(813.1)



UNIVERSIDADE FEDERAL DE MINAS GERAIS
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
COLEGIADO DO CURSO DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOGRAFIA

FOLHA DE APROVAÇÃO

A IMPORTÂNCIA DOS REARRANJOS DE DRENAGEM PARA A ORGANIZAÇÃO HIDROGRÁFICA DO NORDESTE SETENTRIONAL BRASILEIRO

WESLEY FEITOSA RODRIGUES

Tese de Doutorado defendida e aprovada, no dia **29 de junho de 2023**, pela Banca Examinadora designada pelo Colegiado do Programa de Pós-Graduação em Geografia da Universidade Federal de Minas Gerais constituída pelos seguintes professores:

Maximiliano Bayer

UFG

Rubson Pinheiro Maia

UFC

Luís Felipe Soares Cherem

UFMG

Wellington Lopes Assis

IGC/UFMG

André Augusto Rodrigues Salgado - Orientador

UFG

Belo Horizonte, 29 de junho de 2023.



Documento assinado eletronicamente por **Luis Felipe Soares Cherem, Professor do Magistério Superior**, em 30/06/2023, às 11:18, conforme horário oficial de Brasília, com fundamento no art. 5º do [Decreto nº 10.543, de 13 de novembro de 2020](#).



Documento assinado eletronicamente por **Wellington Lopes Assis, Professor do Magistério Superior**, em 30/06/2023, às 14:19, conforme horário oficial de Brasília, com fundamento no art. 5º do [Decreto nº 10.543, de 13 de novembro de 2020](#).



Documento assinado eletronicamente por **André Augusto Rodrigues Salgado, Usuário Externo**, em 03/07/2023, às 08:56, conforme horário oficial de Brasília, com fundamento no art. 5º do [Decreto nº 10.543, de 13 de novembro de 2020](#).



Documento assinado eletronicamente por **Maximiliano Bayer, Usuário Externo**, em 18/07/2023, às 16:20, conforme horário oficial de Brasília, com fundamento no art. 5º do [Decreto nº 10.543, de 13 de novembro de 2020](#).



Documento assinado eletronicamente por **Rubson Pinheiro Maia, Usuário Externo**, em 20/07/2023, às 18:33, conforme horário oficial de Brasília, com fundamento no art. 5º do [Decreto nº 10.543, de 13 de novembro de 2020](#).



A autenticidade deste documento pode ser conferida no site https://sei.ufmg.br/sei/controlador_externo.php?acao=documento_conferir&id_orgao_acesso_externo=0, informando o código verificador **2333966** e o código CRC **EE488114**.

Dedico este trabalho a José Cláudio, sogro e amigo, que me ensinou o verdadeiro significado do verbo 'cuidar'.

AGRADECIMENTOS

Primeiramente a Deus, pelo dom da vida a mim concedido durante anos tão difíceis na história recente da humanidade. Conseguir estar escrevendo essa Tese, com saúde, dadas tantas duras perdas, é motivo de imensa gratidão.

À minha companheira de vida, Ticiania Patrocínio, que a partir de seu imenso amor, carinho e compreensão, me ajudou a enfrentar todos os percalços dessa árdua jornada.

À minha mãe, Fátima Feitosa, que sempre acreditou no meu potencial e apoiou todas as minhas decisões, mesmo que elas acabassem nos distanciando geograficamente.

Ao meu irmão, Welton Feitosa, que cuidou de nossa casa enquanto estive longe e me deu toda a tranquilidade para seguir minha trajetória.

À Família Patrocínio Ramos, em especial à Heloísa, José Cláudio, Graciema, Larisse, Laura, Geraldo e Arminda, que me acolheram tal qual um filho e me deram um novo lar em terras distantes.

Ao Prof. André Salgado, pelas orientações acadêmicas, os valorosos ensinamentos de vida e a grata amizade construída durante os últimos anos.

Ao Prof. Rubson Maia, que desde o mestrado, vem contribuindo substancialmente na construção de minha carreira acadêmica.

Aos membros da banca de Qualificação, Prof. Luiz Panisset Travassos e Prof. Antônio Carlos Côrrea; e aos membros da banca de Defesa, Prof. Luis Cherem, Prof. Wellington Assis, Prof. Maximiliano Bayer, Prof. Antônio Magalhães Júnior e Prof. Roberto Marques Neto, pela disposição em avaliar e contribuir para o aprimoramento desta Tese.

Aos amigos Tássio Moreira e Amanda Garcia, que compartilharam comigo as dificuldades e alegrias da rotina pelos corredores do Instituto de Geociências da UFMG.

Ao Programa de Pós-Graduação em Geografia da UFMG, na figura dos professores Roberto Célio Valadão e Fábio de Oliveira, pelas oportunidades e conhecimentos a mim ofertados enquanto aluno da instituição.

A Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior – CAPES, pelo suporte financeiro de minha pesquisa (processo 88887.334381/2019-00).

Por fim, agradeço a todos aqueles que não citei nominalmente, mas que de algum modo, ajudaram na construção deste trabalho.

*“ Os rios que eu encontro
vão seguindo comigo.
Rios são de água pouca,
em que a água sempre está por um fio.
Cortados no verão
que faz secar todos os rios.
Rios todos com nome
e que abraço como a amigos.
Uns com nome de gente,
outros com nome de bicho,
uns com nome de santo,
muitos só com apelido.
Mas todos como a gente
que por aqui tenho visto:
a gente cuja vida
se interrompe quando os rios”.*
João Cabral de Melo Neto, O Rio, 1953

RESUMO

Rearranjos de drenagem têm sido reportados no território brasileiro desde a década de 1950. A grande exceção é a margem equatorial semiárida, especificamente o Nordeste setentrional, onde a organização das bacias hidrográficas foi interpretada como antecedente e/ou superimposta a estruturas morfotectônicas herdadas de esforços extensivos cretácicos que culminaram na abertura do Oceano Atlântico Equatorial. Entretanto, até essa região apresenta evidências de processos de rearranjos de drenagem, evidências essas que foram pouco exploradas nos modelos de evolução geomorfológica propostos para a região. Nesse contexto, o presente trabalho investiga a ocorrência de rearranjos de drenagem no Nordeste Setentrional brasileiro, analisando evidências morfológicas e sedimentares obtidas a partir de expedições de campo e mediante a extração de morfométricas como amplitude topográfica, modelagem paleotopográfica e a variável- χ . Dentre os principais resultados destaca-se: (i) redes de drenagens farpadas discordantes a trama estrutural regional; (ii) divisores aplainados drenados por rios litorâneos de fraca penetração no continente; (iii) escalonamento de depressões intermontanas drenadas por rios conectados a boqueirões incisos ou limitados por divisores aplainados (iv); represamento natural de sedimentos fluviais; (v) drenagens transversais formadas por intercepções epigênicas; (vi) assinaturas de transferências de áreas entre rios adjacentes; e (vii) diferenças de incisão entre rios que fluem sobre os mesmos patamares de dissecação. Esses resultados indicam que rearranjos de drenagem foram responsáveis por transferências de alguns milhares de km² de área entre as bacias hidrográficas, promovendo reorganizações neogeno-quadernárias para os rios investigados (Acará, Aracatiaçu, Jaguaribe, Piranji, Choró, Poti, Apodi-Mossoró e Pajeú) e seus divisores hidrográficos. Disparidades no potencial erosivo dos rios da região, subordinadas a setores de fraqueza litoestrutural do embasamento e condicionadas por picos de umidade relacionados a oscilações climáticas, promoveram processos de captura fluvial por mecanismos de aplanamento lateral, transbordamento e intercepção superficial/subterrânea. A identificação dessas capturas fluviais sugere que processos de pirataria fluvial podem ter papel ativo na modelagem do relevo e na organização das bacias hidrográficas do semiárido brasileiro, mesmo com condições topográficas e hidroclimáticas desfavoráveis a manifestação destes processos.

Palavras-chave: captura fluvial; semiárido brasileiro; sensoriamento remoto; morfogênese.

ABSTRACT

Drainage rearrangements have been reported in Brazilian territory since the 1950s. The great exception is the Semi-arid Equatorial Margin, specifically in the Northeastern Brazil, where the hydrography organization was interpreted as an antecedent and/or superimposed on morphotectonic structures inherited from cretaceous extensive stress that culminated in the Equatorial Atlantic Ocean opening. However, even this region shows drainage rearrangement evidence, that has been little explored in geomorphological evolution models proposed for the region. In this context, the present work investigates drainage rearrangements occurrence in the Northeastern Brazil, analysing morphological and sedimentary evidence obtained from field expeditions and through the extraction of morphometrics such as local relief, paleotopographic modelling and the χ variable. Among the main results, the following stand out: (i) barbed drainage networks discordant with the regional structural fabric; (ii) flattened and low-relief divides drained by coastal rivers with interland weak penetration; (iii) steps of intermontane depressions drained by rivers with incised mouths or limited by low-relief divides (iv); natural damming of river sediments; (v) transversal drainage formed by epigenic interceptions; (vi) areas transfers signatures between adjacent rivers; and (vii) incision differences between rivers flowing over the same dissection surfaces. These results indicate that drainage rearrangements were responsible for transfers of a few thousand km² of area between the watersheds, promoting neogene-quaternary reorganizations for investigated rivers (Acaraú, Aracatiaçu, Jaguaribe, Piranji, Choró, Poti, Apodi-Mossoró and Pajeú) and their streams. Erosive potential disparities of regional rivers, subordinated to sectors of basement lithostructural weakness zones and conditioned by moisture peaks related to climatic oscillations, promoted river captures by lateral planation, overflow and underground interception. The identification of these evidence suggests that piracy processes may play an active role in relief shaping and in hydrographic organization of the Northeastern Brazilian semi-arid region, even with unfavourable topographic and hydroclimatic conditions for the manifestation of these processes.

Key-words: river capture; brazilian semi-arid; remote sensing; morphogenesis.

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

Figura 1 – Decapitação envolvendo transferências de áreas entre bacias, mas sem preservação de linhas de drenagem.	19
Figura 2 – Padrões de drenagem de duas formas de rearranjo por desvio, com e sem a formação de cotovelo de captura. A- Padrão em gancho.....	20
Figura 3 – Padrões de drenagem resultantes de captura fluvial com a preservação de linhas de drenagem e transferência de áreas de captação.	20
Figura 4 – Processo de formação e morfologia de um cotovelo de captura decorrente de erosão remontante.	23
Figura 5 – Vale seco em relação ao cotovelo de captura.	24
Figura 6 – Formação e posição de terraços em relação a baixos divisores	24
Figura 7 – Migração de knickpoints a partir de uma captura fluvial e sua repercussão sobre os perfis longitudinais.	26
Figura 8 – Localização da área de estudo em relação a região semiárida setentrional do Brasil.....	31
Figura 9 – Geologia simplificada da Província Borborema Setentrional.....	32
Figura 10 – Hipsometria e configuração da rede de drenagem do Nordeste setentrional Brasileiro.	34
Figura 11 – Planície fluvial do rio Banabuiú circunscrita a superfície aplainada da Depressão Jaguaribe.....	35
Figura 12 – Maciço cristalino dissecado em colinas e topos aguçados, dispendo de vertentes íngremes que se estendem até as superfícies aplainadas.	36
Figura 13 – Platô sedimentar soerguido na Borda Leste da Bacia do Parnaíba (Planalto da Ibiapaba).	37
Figura 14 – Tabuleiros costeiros e faixa de praia no litoral equatorial do Nordeste setentrional.	38
Figura 15 – Esquema da configuração morfoestrutural do Rifte Cariri-Potiguar.	40
Figura 16 – Canal intermitente próximo a escoado a partir de vertente de maciço cristalino da Depressão Sertaneja Setentrional.	42
Figura 17 – Localização da área de estudo (A) e geologia simplificada das bacias hidrográficas dos rios Acaraú e Aracatiaçu (NW do Ceará).....	51
Figura 18 – Hipsometria e unidades de relevo dos rios Acaraú e Aracatiaçu.	53

Figura 19 – Evidências de captura fluvial entre as bacias hidrográficas do Acaraú e do Aracatiaçu.....	61
Figura 20 – Baixo divisor localizado entre os rios Acaraú e Aracatiaçu.....	62
Figura 21 – Perfis longitudinais (A) e perfis χ (B) dos canais principais e dos rios Groaíras e Pajé.	64
Figura 22 – Mapa χ dos rios Acaraú e Aracatiaçu. A - Valores χ para as bacias do Acaraú e do Aracatiaçu.	65
Figura 23 – Gráfico de valores delta para as médias das métricas de Gilbert ao longo do divisor hidrográfico das bacias hidrográficas do Acaraú e Aracatiaçu.	66
Figura 24 – Modelo evolutivo para evolução da rede de drenagem das bacias hidrográficas dos rios Acaraú e Aracatiaçu.	69
Figura 25 – Localização e geologia simplificada do Rio Jaguaribe em relação ao nordeste brasileiro.	78
Figura 26 – Bloco diagrama com a hipsometria e os principais compartimentos geomorfológicos do rio Jaguaribe em relação ao Anfiteatro Jaguaribe-Piranhas.	79
Figura 27 – Assinatura de transferência de áreas de contribuição entre rios.....	83
Figura 28 – Inflexões e reversões associadas a rearranjos de drenagem no rio Jaguaribe e em rios adjacentes.....	85
Figura 29 – Boqueirões identificados ao longo do rio Jaguaribe.	86
Figura 30 – Distribuição dos valores de Vf ao longo do rio Jaguaribe.	87
Figura 31 – Amplitude topográfica e IAD do rio Jaguaribe e rios adjacentes.	88
Figura 32 – Perfis χ pareados do rio Jaguaribe e demais rios adjacentes.....	90
Figura 33 – Paleotopografia do rio Jaguaribe e rios adjacentes.	92
Figura 34 – Empilhamento de fluxos de detritos marcados por material arenoso repleto de seixos subangulosos sobre o divisor entre o riacho Sitiá e o rio Piranji.....	93
Figura 35 – Bloco diagrama com a ocorrência coberturas colúvio-eluviais sobre interflúvios próximos ao riacho Umbuzeiro.	94
Figura 36 – Barramentos estruturais associados às mesetas suportadas pela Formação Moura, no médio curso do rio Jaguaribe.....	95
Figura 37 – Formação Moura e suas evidências de represamento associadas no médio curso do rio Jaguaribe.	96
Figura 38 – Localização e geologia simplificada do rio Poti.	105
Figura 39 – Modelo 3D do alto-médio curso do rio Poti.	107
Figura 40 – Rede de drenagem e perfis longitudinais do rio Poti.	112

Figura 41 – Declividade média (A), amplitude topográfica e perfis de varredura topográfica (C) de terrenos drenados pelo rio Poti.....	114
Figura 42 – Segmentos do cânion do rio Poti com diferentes morfologias.....	115
Figura 43 – Modelos paleotopográficos dos terrenos drenados pelo Rio Poti.....	117
Figura 44 – Mapeamento de lineamentos do cânion do rio Poti.....	118
Figura 45 – Condicionamento estrutural no cânion do rio Poti.....	120
Figura 46 – Exemplos de destacamento e colapso de blocos mediante controle estrutural nos topos e paredes do cânion do rio Poti.....	121
Figura 47 – Sistemas de fraturamento identificados nas paredes dos segmentos de cânion do rio Poti.....	122
Figura 48 – Feições de dissolução e colapso identificadas em substratos da Formação Cabeças (Grupo Canindé), em cotas 200 m acima do leito do rio Poti.....	123
Figura 49 – Modelo de evolução do cânion do rio Poti.....	130

SUMÁRIO

1 INTRODUÇÃO	14
1.1 Justificativa	16
1.2 Hipóteses	16
1.3 Objetivos	17
2 MECANISMOS DE EVOLUÇÃO DOS SISTEMAS FLUVIAIS	18
2.1 Rearranjos de drenagem	18
2.1.1 Capturas fluviais	21
2.2 Rearranjos de drenagem em Terras Secas Quentes	28
3 CARACTERÍSTICAS FISIAGRÁFICAS DO SEMIÁRIDO SETENTRIONAL BRASILEIRO	31
3.1 Contexto geológico-geomorfológico	31
3.2 Configuração da rede de drenagem	38
3.3 Aspectos hidroclimáticos	41
3.4 Características fitopedológicas	43
4. PROCEDIMENTOS METODOLÓGICOS	45
4.1 Revisões bibliográfica e cartográfica	45
4.2 Delimitação de áreas foco do estudo	45
4.3 Aquisição de dados derivados de produtos de sensoriamento remoto	46
4.4 Expedições de campo	47
4.5 Integralização dos dados e elaboração da redação final	47
5 RESULTADOS E DISCUSSÃO	48
5.1 Evidências de captura fluvial no Semiárido setentrional brasileiro: o caso do divisor entre os rios Acaraú e Aracatiaçu	48
Resumo	48
5.1.1 Introdução.....	48
5.1.2 Área de estudo	50
5.1.3 Materiais e Métodos	55
5.1.3.1 <i>Identificação de evidências de captura fluvial</i>	55
5.1.3.2 <i>Extração dos gradientes fluviais</i>	56
5.1.3.3 <i>Métricas para análise da mobilidade dos divisores</i>	58
5.1.4 Resultados.....	60
5.1.4.1 <i>Evidências de captura fluvial</i>	60

5.1.4.2 <i>Análise dos gradientes fluviais</i>	63
5.1.4.3 <i>Análises da mobilidade do divisor</i>	65
5.1.5 <i>Discussão</i>	67
5.1.5.1 <i>Mecanismo da captura fluvial</i>	67
5.1.5.2 <i>Fatores de formação e idade correlativa da captura</i>	69
5.1.6 <i>Conclusões</i>	72
5.2 Rearranjos de drenagem em depressões intermontanas semiáridas: um estudo de caso na América do Sul	74
Resumo	74
5.2.1 <i>Introdução</i>	74
5.2.2 <i>Área de estudo</i>	77
5.2.3 <i>Materiais e Métodos</i>	80
5.2.4 <i>Resultados</i>	84
5.2.4.1 <i>Evidências morfológicas</i>	84
5.2.4.2 <i>Evidências sedimentares</i>	93
5.2.5 <i>Discussão</i>	96
5.2.6 <i>Conclusões</i>	100
5.3 Capturas fluviais subterrâneas em rochas siliciclásticas sobre clima semiárido: o caso do cânion do rio Poti, Brasil	102
Resumo	102
5.3.1 <i>Introdução</i>	102
5.3.2 <i>Área de estudo</i>	104
5.3.3 <i>Materiais e Métodos</i>	108
5.3.4 <i>Resultados</i>	111
5.3.4.1 <i>Evidências de rearranjo de drenagem</i>	111
5.3.4.2 <i>Análises litoestruturais</i>	117
5.3.5 <i>Discussão</i>	124
5.3.5.1 <i>Mecanismo de evolução fluvial</i>	124
5.3.5.2 <i>Papel da meteorização epigênica</i>	126
5.3.6 <i>Conclusões</i>	131
6. CONSIDERAÇÕES FINAIS	133
REFERÊNCIAS	136

1 INTRODUÇÃO

Os cursos fluviais são agentes fundamentais para a morfogênese e morfodinâmica dos ambientes não-glaciais (WOHL, 2010). A partir de sua tendência de ajuste ao nível de base, os rios dissecam o relevo em função de condicionantes endógenos e exógenos que afetam o substrato subjacente. Alterações a longo-termo como oscilações climáticas, esforços tectônicos e eustasia, modificam seus gradientes, o grau de incisão, as taxas de denudação e deposição dos canais (STEVAUX; LATRUBESSE, 2017). No curto-termo, a sazonalidade climática, o substrato litológico, a coesão dos solos e as coberturas vegetais influenciam na vazão, escoamento e o aporte de sedimentos (CHARLTON, 2008). Conseqüentemente, modificações e/ou reorganizações são recorrentes nos sistemas fluviais do planeta.

Em longo-termo, alterações na organização da rede fluvial são manifestadas por processos denominados de ajustamentos ou rearranjos de drenagem (BISHOP, 1995). Esses mecanismos constituem acomodações ou transferências de fluxo, caracterizados por modificações nas linhas e áreas das bacias hidrográficas (MIKSELL *et al.* 2010). Além da imediata importância para a organização fluvial, rearranjos de drenagem também despontam como relevantes fontes de investigação acerca: (1) da neotectônica/morfoestrutural (STOKES; MATHER, 2003; GOUDIE, 2005; ZODERVAN *et al.*, 2020); (2) das taxas de denudação (PRINCE *et al.*, 2010; BEENSON *et al.*, 2017; SORDI *et al.*, 2018); (3) das condições paleoclimáticas e paleogeográficas (PEDERSON, 2001; PASTOR *et al.*, 2012); (4) da proveniência e alteração no aporte sedimentar (ZAPROWSKI *et al.*, 2002; DOUGLASS *et al.*, 2009) e; (5) da redistribuição ictiofauna e cobertura vegetal (BISHOP, 1995; ARANDA-GÓMEZ *et al.*, 2018).

Diversos estudos têm buscado incorporar a análise de rearranjos de drenagem aos modelos de evolução geomorfológica para ambientes predominantemente erosivos. Em geral, o registro desses processos está bem desenvolvido em regiões que denotam duas principais condicionantes: tectônica ativa e climas úmidos a temperados. Tal correlação de fatores assume grande importância para o tema uma vez que: a tectônica afeta o potencial erosivo fluvial ao desajustar os gradientes fluviais; e climas úmidos promovem regimes de fluxos contínuos aos canais, subordinando o trabalho erosivo (CHARLTON, 2008; KIRBY; WHIPPLE, 2012).

De fato, a maior parte dos rearranjos de drenagem reportados na literatura correspondem a capturas fluviais localizadas nos grandes divisores hidrográficos de margens ativas (MIKSELL *et al.*, 2010; PRINCE *et al.*, 2010). Neste contexto, em margens passivas, sobretudo naquelas localizadas em ambientes com climas secos, as reorganizações na rede de drenagem

são pouco debatidas. Isto ocorre apesar dos crescentes reportes de capturas fluviais em ambientes áridos, semiáridos ou desérticos localizados em regiões como na Península Ibérica e em cordilheiras do norte africano (STOKES; MATHER, 2003; GARROTE *et al.*, 2008; STOKES *et al.*, 2008; VACHERAT *et al.*, 2018).

Há de fato um desinteresse pelo tema em ambientes secos e tectonicamente quiescentes. Este desinteresse se estende para o território brasileiro onde rearranjos de drenagem foram identificados, de modo majoritário, nas regiões tropicais úmidas, especificamente nos grandes divisores hidrográficos (SALGADO *et al.*, 2018). Nas porções semiáridas brasileiras, sobretudo no Nordeste setentrional, verifica-se uma emblemática escassez de estudos nessa linha temática. Mesmo com a elevada quantidade de dados neotectônicos, sísmicos e estratigráficos produzidos nos últimos trinta anos (BEZERRA *et al.*, 2011; ROSSETTI *et al.*, 2012; OLIVEIRA; MEDEIROS, 2018), pouco se produziu a luz dos conceitos de reorganização fluvial.

As pesquisas de Geomorfologia Fluvial no Nordeste brasileiro avançaram expressivamente na compreensão do condicionamento estrutural sobre a erosão diferencial (PEULVAST; CLAUDINO-SALES, 2004; CORRÊA *et al.*, 2010; MAIA; BEZERRA, 2014), além do entendimento das oscilações climáticas cenozoicas sobre a dissecação regional (DE OLIVEIRA *et al.*, 1999; BEHLING *et al.*, 2000; PESSEDA *et al.*, 2004; JENNERJAHN *et al.*, 2004). Os modelos evolutivos atuais apontam que os efeitos da tectônica sin e pós-cretácea, demonstrada como recorrente na fachada atlântica nordestina (MATOS, 1999; 2000; PEULVAST *et al.*, 2006; BEZERRA *et al.*, 2011;), foram fatores intrínsecos e fundamentais para a modelagem geomorfológica desses terrenos. Em adição, evidências palinológicas e sedimentológicas demonstram que os processos erosivos foram intensificados do Neógeno até meados do Holoceno médio, por oscilações no grau de aridez, com curtas fases de ganho de umidade (BEHLING *et al.*, 2000; JENNERJAHN *et al.*, 2004; MORAIS NETO *et al.*, 2009; FADINA *et al.*, 2019). Ainda assim, pouco se concluiu sobre mecanismos ativos de evolução fluvial, salvo reportes de pequenas capturas fluviais identificadas e discutidas em alguns maciços no Rio Grande do Norte (Serra de Santana) e nas vertentes orientais do Planalto da Borborema (BARROS, 1998; TAVARES *et al.*, 2014; SILVA, 2016).

Nesse contexto, importantes aspectos sobre os sistemas fluviais semiáridos ainda necessitam de maior investigação. Entende-se que o controle estrutural cretácico sobre os rios foi fundamental para a erosão diferencial e exumação nesses terrenos, entretanto, pouco se sabe sobre o comportamento das bacias hidrográficas frente aos esforços crustais e as flutuações climáticas cenozoicas. Em outras palavras: Como as linhas de drenagem e as bacias hidrográficas se ajustaram ao contexto de reativações tectônicas na região Semiárida

setentrional brasileira? Qual o papel dos ajustes fluviais na modelagem dos divisores hidrográficos dessa região? Como foi estabelecida a configuração de áreas entre essas as bacias hidrográficas? Em resumo: mecanismos de rearranjo de drenagem foram importantes para a configuração da rede fluvial da região Semiárida setentrional brasileira?

Visando fomentar a discussão relativa a rearranjos de drenagem em margens passivas com clima seco, a presente pesquisa avalia indícios de reorganizações fluviais decorridas na porção setentrional do Semiárido brasileiro. Conjuntamente, objetiva elucidar o papel desses mecanismos na organização fluvial da região. Para tanto, evidências geomorfológicas e geológicas desses processos foram identificadas e analisadas a luz dos novos dados morfotectônicos e paleoclimáticos regionais. Tais indícios foram obtidos através de produtos de sensoriamento remoto e expedições de campo em áreas de interesse. Em paralelo, ferramentas de modelagem computacional foram utilizadas como forma de ampliar as evidências tradicionais na análise do tema.

1.1 Justificativa

Ressalta-se que além da nítida importância para a ciência geomorfológica, a presente pesquisa também fornece informações essenciais para outras ciências. Para a estratigrafia, a análise de reorganizações de drenagem denota importantes informações sobre proveniência de detritos em bacias sedimentares, essencial para a indústria de exploração dos hidrocarbonetos (BISHOP, 1995). Sobre enfoque ecológico, alterações nas redes de drenagem e divisores hidrográficos contribuem com fundamentais informações em relação a distribuição de espécies, com destaque para a ictiofauna (ARANDA-GÓMEZ *et al.*, 2018). Alterações nos gradientes fluviais também podem corroborar com estudos paleoclimáticos, uma vez que severas alterações em perfis longitudinais podem ser decorrentes de fluxos de maior energia em circunstâncias de maior disponibilidade de água em climas mais úmidos (CHARLTON, 2008). Por fim, o entendimento desses mecanismos contribui para a compreensão ambiental de uma região com extrema irregularidade de recursos hídricos e que necessita de maiores dados sobre os processos de evolução de sua rede fluvial.

1.2 Hipóteses

Dentro da proposta temática apresentada, a pesquisa baseou-se nas seguintes hipóteses: (1) que os rearranjos de drenagem foram expressivos e relevantes, sobretudo no Quaternário,

para o desenvolvimento das bacias hidrográficas e na configuração dos principais divisores hidrográficos da região; e que (2) a interação entre fatores litoestruturais e climáticos decorridos no Neógeno conduziram uma série de mecanismos de captura fluvial em diferentes escalas espaço/temporais.

A primeira hipótese é embasada no fato de que os mecanismos de pirataria fluvial são comprovadamente importantes na evolução de margens passivas (GILCHRIST; SUMMERFIELD, 1990; PRINCE *et al.*, 2010; MARENT *et al.*, 2013; WILLET *et al.*, 2014), bem como por serem fenômenos de registro bem documentado nas margens passiva sul e sudeste do Brasil (SALGADO *et al.*, 2018). Já a segunda hipótese se baseia no fato de que os cursos fluviais do Nordeste setentrional escoam por terrenos moldados em diversas e diferentes litologias, bem como pela razão de que o clima e a vegetação regional variaram sensivelmente durante os últimos milhões de anos (DE OLIVEIRA *et al.*, 1999; BEHLING *et al.*, 2000; PESSENDA *et al.*, 2004). Considerando que a interação entre clima e geologia favorece ajustes na rede fluvial, entende-se que a evolução da rede de drenagem regional foi muito complexa e que, provavelmente, envolveu significativos rearranjos fluviais.

1.3 Objetivos

O objetivo geral deste trabalho é compreender a evolução Neógeno Superior/Quaternária da rede de drenagem do Semiárido setentrional Brasileiro, com ênfase na questão dos rearranjos fluviais e no papel desses processos na organização dos divisores hidrográficos da região. Como objetivos específicos destacam-se:

- Identificar e caracterizar evidências geomorfológicas e geológicas que possam demonstrar possíveis áreas afetadas por processos de reorganização fluvial;
- Dimensionar a ocorrência e relevância dos ajustes nos sistemas fluviais para a morfologia das bacias hidrográficas e de seus divisores;
- Propor um modelo evolutivo empírico para as bacias hidrográficas investigadas a partir dos dados de rearranjo fluvial obtidos, e mediante a operação de vários condicionantes que atuaram no Semiárido setentrional durante o Neógeno/Quaternário.

2 MECANISMOS DE EVOLUÇÃO DOS SISTEMAS FLUVIAIS

O presente capítulo objetiva, através de revisão da literatura, expor os principais conceitos relacionados à organização das bacias hidrográficas com foco nos rearranjos de drenagem.

2.1 Rearranjos de drenagem

Rearranjos de drenagem correspondem a mecanismos evolutivos de bacias hidrográficas, caracterizados como transferências de fluxo, parciais ou totais, entre rios (BISHOP, 1995). Ocorrem tanto na escala local, como demonstrado por Oliveira e Queiroz (2007) em cabeceiras nas escarpas da Serra do Mar, quanto em escala regional, como exposto por Rezende *et al.* (2018) para uma reorganização entre divisor das bacias dos rios São Francisco e Paraná. Em relação à distribuição, são reportados em distintas paisagens geomorfológicas, refletindo complexas interações entre seus condicionantes, sobretudo tectônica, clima, litoestruturas e eustasia (BARROS; MAGALHÃES JÚNIOR, 2020).

Desde os trabalhos pioneiros de Gilbert (1877) sobre o tema, uma série de classificações de rearranjos de drenagem foram produzidas, especificando relações processo/tipo para as condições morfogenéticas de cada mecanismo (DAVIS, 1899; CROSBY, 1937; THOMPSON, 1939; COTTON, 1948; THORNBURRY, 1954; SMALL, 1972; CHRISTOFOLETTI, 1980). Uma ampla síntese desse conjunto de postulações foi elaborada por Bishop (1995), estabelecendo que os rearranjos envolvem, essencialmente, diferenças no potencial erosivo das bacias hidrográficas, ocasionando alterações nas áreas de captação e/ou nas linhas de drenagem.

Segundo Bishop (1995) modificações nas áreas de captação dizem respeito a transferências de área de drenagem entre sistemas fluviais, ao passo que reorganizações nas linhas de drenagem abrangem tanto incorporações de áreas, quanto canais em formas originais parcialmente preservadas. Destarte, o mesmo autor também salienta a distinção entre rearranjos decorrentes de processos *top-down* (descendentes) ou *bottom-up* (ascendentes). Processos descendentes ocasionam deslocamento de um canal para outra bacia, de modo que o rio seja incorporado a outro sistema fluvial por uma espécie de “empurrão”. A migração lateral de canais, basculamentos ou fluxos catastróficos são os principais condicionantes dos processos descendentes. Já os mecanismos do tipo ascendente são oriundos da interceptação e subtração ativa de bacias hidrográficas adjacentes, como no caso de uma captação motivada por erosão remontante ou regressiva. Nesse contexto, Bishop (1995) especifica três formas de rearranjo

que podem ser distinguidas processualmente, denominadas de (i) decapitação, (ii) desvio e (iii) captura ou pirataria.

A decapitação equivale a um mecanismo ascendente, com a transferência de área de captação de uma bacia para outra adjacente (Figura 1), sem a manutenção das linhas de drenagem do rio consumido (BISHOP, 1995). Sua diferença em relação a processos de captura relaciona-se a brusca alteração no canal principal, sem necessariamente estarem vinculados a cotovelos de captura (ZAPROWSKI *et al.*, 2002). Tal rearranjo manifesta-se tipicamente em escarpamentos coincidentes com grandes divisores hidrográficos, como verificado no Brasil por Cherem *et al.* (2012) em alguns rios em bordas interplanálticas do sudeste de Minas Gerais.

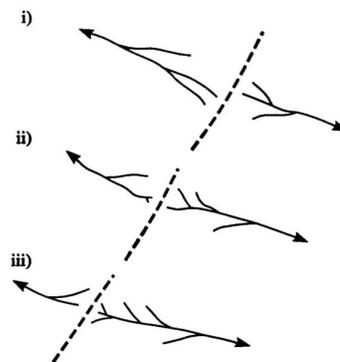


Figura 1 – Decapitação envolvendo transferências de áreas entre bacias, mas sem preservação de linhas de drenagem. A linha tracejada marca o divisor. Fonte: Adaptado de Bishop (1995).

O desvio configura um processo descendente que envolve o rompimento de um divisor hidrográfico (Figura 2), ocasionando transferência de áreas de captação interbacias e a persistência das linhas de drenagem (BISHOP, 1995). Rearranjos dessa natureza podem ser impulsionados pela migração dos canais, como disposto em tributários do Rio Amazonas (ROSSETTI *et al.*, 2012); por dobramentos e basculamentos tectônicos, como nos registrados em sistemas rifte em Uganda (GOUDIE, 2005); além de avulsões em eventos de cheia em regiões semiáridas (TOOTH, 2000).

A captura ou pirataria fluvial (Figura 3) corresponde ao mecanismo de rearranjo comumente reportado dentro da ciência geomorfológica referente a reorganizações fluviais (SUMMERFIELD, 1991; OLLIER; PAIN, 2000). Na pirataria fluvial, um canal pertencente a um sistema fluvial de baixo poder erosivo (vítima), é capturado por um sistema adjacente com maior poder erosivo (captor), ou seja, de maior agressividade (BISHOP, 1995). Uma captura marca a incorporação tanto de áreas de captação, quanto das linhas de drenagem, às bacias captoras. Contrariamente ao processo de decapitação, em uma captura, a interceptação

manifesta-se pelo roubo de cabeceiras (áreas de captação), sem necessariamente impactos bruscos no canal principal (OLIVEIRA, 2010).

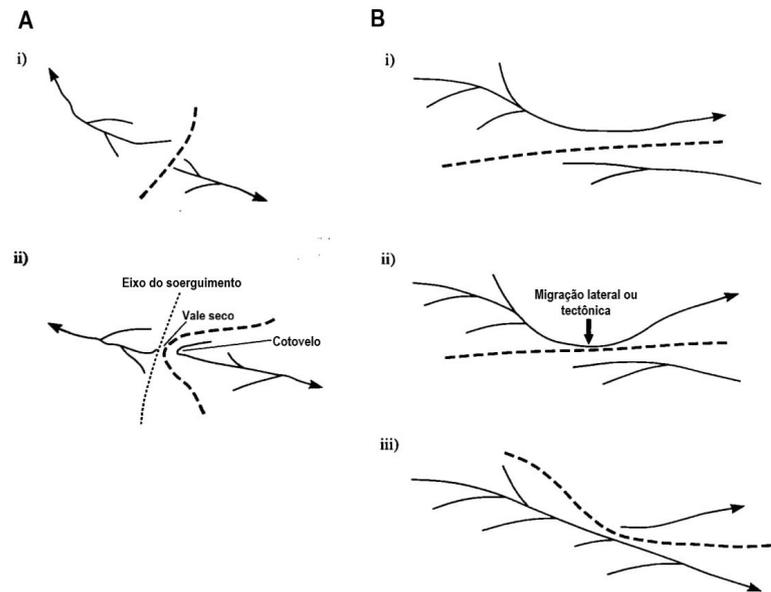


Figura 2 – Padrões de drenagem de duas formas de rearranjo por desvio, com e sem a formação de cotovelo de captura. A- Padrão em gancho. B- Preservação de linhas de drenagem/transferências de áreas. Fonte: Adaptado de Bishop (1995).

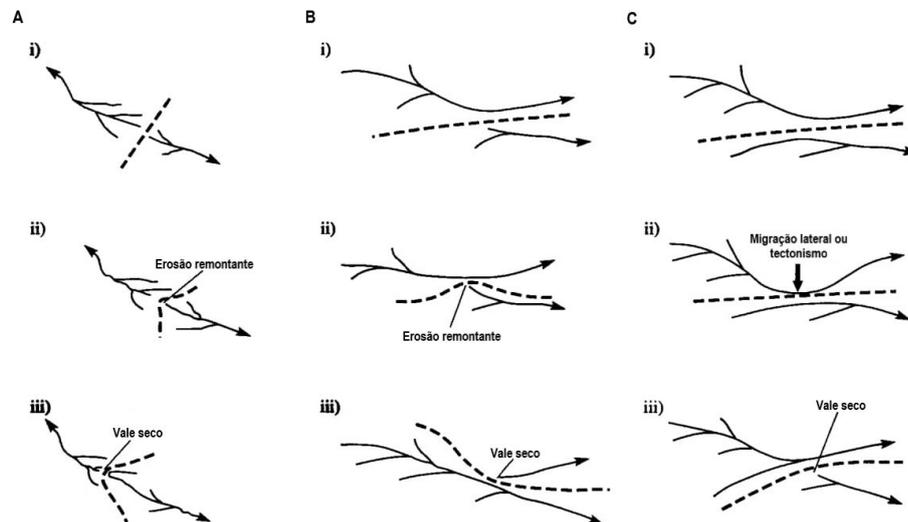


Figura 3 – Padrões de drenagem resultantes de captura fluvial com a preservação de linhas de drenagem e transferência de áreas de captação. A- Padrão em gancho formado por erosão remontante em bacias desniveladas. B- Captura por migração lateral entre bacias adjacentes. C- Captura por migração lateral decorrente de basculamento. Fonte: Adaptado de Bishop (1995).

2.1.1 Capturas fluviais

De modo geral, as capturas fluviais são atribuídas a cinco principais mecanismos morfogenéticos: absorção, aplainamento lateral, transbordamento, interceptação subterrânea e erosão remontante (CROSBY; 1937; THORNBURY, 1954; CHRISTOFOLETTI, 1975; OLIVEIRA, 2010).

Na absorção, as capturas são condicionadas por diferenças de entalhe entre riachos adjacentes que escoam sobre uma mesma superfície, como uma vertente (THORNBURY, 1954). Nesse contexto, uma ravina ou uma voçoroca local acelera o aprofundamento de um canal, promovendo a incorporação de linhas de drenagem vizinhas (SANTOS, 2017).

A captura por aplainamento lateral ocorre entre rios dispostos nos mesmos patamares de dissecação, motivadas por desnivelamento anômalo de seus níveis de base (OLIVEIRA, 2010). Episódios de subsidência tectônica, reativações estruturais, regressões marinhas, entre outros, promovem o rebaixamento da foz do rio captor, condicionando um pulso erosivo que promoverá o rompimento de divisores e a incorporação de rios adjacentes (MATHER, 2000a).

O transbordamento é efetivado a partir do rompimento descendente de uma barreira topográfica (DOUGLASS *et al.*, 2009). O alçamento de uma camada litológica de maior resistência erosiva, promove o represamento natural de água e sedimentos de um canal, ao passo que o avanço de entulhamento de seu leito promove subida da coluna d'água e condições favoráveis para o extravasamento (HILGENDORF *et al.*, 2020). Em fases de cheia, o canal barrado avança erosivamente sobre a barreira, ao passo que o rompimento topográfico promove a conexão de seu fluxo com o fluxo de rios a jusante da estrutura (LARSON *et al.*, 2017).

Capturas também ocorrem mediante interceptações epigênicas, configurando interceptações subterrâneas ou criptorreicas (PEDERSON, 2001). São, sobretudo, vinculadas a substratos propensos a carstificação, como os carbonatos (CROSBY, 1937). Conduitos cársticos nas faces de um divisor promovem a conexão entre canais, ao passo que a captura se estabelece em direção a drenagem com gradiente mais íngreme (HILL; POLYAK, 2014).

Por fim, a erosão remontante, também denominada de recuo/retração de cabeceiras ou erosão regressiva, é o mecanismo de captura mais comum e evidente em circunstâncias de rearranjo fluvial (OLIVEIRA, 2010). O processo se estabelece através de diferenças no nível de ajuste de rios adjacentes em relação a seus patamares de dissecação e níveis de base (BISHOP, 1995). O canal mais rebaixado e próximo ao patamar de seu nível de base avança erosivamente sobre as cabeceiras de um rio vizinho, que flui sobre patamar topográfico alçado

em relação a seu nível de base. Isto causa o rebaixamento do divisor no ponto onde o tributário da bacia agressora promove a captura (PRINCE *et al.*, 2010).

Como mencionado anteriormente, todos esses mecanismos são subordinados a contrastes de energéticos entre os canais, que por sua vez, respondem a controles estabelecidos por fatores externos aos sistemas fluviais como tectônica, oscilações climáticas, resistência litológica e eustasia (WILLET *et al.*, 2014). A dinâmica erosiva é alterada em função do balanço entre estes fatores, condicionando o avanço de incisão ou agradação dos leitos (WOHL, 2010). Modificações dessa relação produzem desnivelamentos longitudinais dos rios em relação a seus níveis de base, ao passo que gradientes mais perturbados sofreram maiores impactos em seu trabalho erosivo (WHIPPLE *et al.*, 2017).

Os movimentos tectônicos são expressivos condicionantes dos processos de captura pois podem propiciar desconformidades topográficas que modificam os patamares de dissecação fluvial (PRINCE *et al.*, 2010). Em termos morfológicos, evidências da ação deformadora crustal sobre sistemas de drenagem são verificados nos perfis longitudinais dos canais e em seus depósitos como, por exemplo, nos leques, planícies e terraços (KELLER; PINTER, 1996). Alterações bruscas na declividade das superfícies drenadas, deflexões de canais, alteração do calibre da carga de leito, *knickpoints*, ruptura de divisores e disparidades nas taxas erosivas entre bacias, também podem ser consequências da atividade tectônica (TWIDALE, 2004).

O condicionamento geológico impacta significativamente no rebaixamento topográfico, visto que litologias menos coesas, com materiais friáveis facilmente alteráveis ou rochas com predisposição a alteração, favorecem a denudação (SUMMERFIELD, 1991). Associado a essas diferenças de resistência, estruturas geológicas como foliações, lineações e clivagens atribuem caminhos preferências de alteração, denotando trechos de maior fraqueza ao substrato (VAN DER PLUIJM; MARSHAK, 2004). Em áreas de interflúvios, altas densidades estruturais atribuem contrastes de resistência favoráveis a capturas, gerando trechos propícios ao rompimento desses divisores e interceptação de drenagens (PEDERSON, 2001).

O clima atua diretamente sobre as condições hidrológicas, fitopedológicas e de transporte sedimentar dos sistemas fluviais (SCHUMM, 2005). Oscilações climáticas modificam a morfologia dos perfis longitudinais, sobretudo por seus impactos na vazão e nas características da cobertura vegetal nas margens dos rios (CHARLTON, 2008). Sendo assim, aumentos de umidade e precipitação intensificam a incisão e impactam na estabilidade das planícies, vertentes e interflúvios (PEDERSON, 2001). Em adição, o clima altera o padrão dos canais e o aporte de sedimentos carregados (SCHUMM, 2005).

Em termos de geformas, as capturas fluviais deixam na paisagem cotovelos de captura, drenagens inversas (em direção contrária ao fluxo da bacia hidrográfica), vales secos ou superdimensionados, baixos divisores hidrográficos, canais desajustados em relação a seus vales, terraços fluviais e *knickpoints* em perfis longitudinais (SMALL, 1972; BISHOP, 1995; PEDERSON, 2001; PRINCE *et al.*, 2010). Os cotovelos em canais fluviais (Figura 4) correspondem a anomalias caracterizadas por bruscas inflexões em seus eixos planos, geralmente em ângulos retos ou superiores (TWIDALE, 2004). Suas morfologias, quando associadas a rearranjos fluviais – denominados de cotovelos de captura (*elbows of capture*) – marcam o ponto de interceptação ou desvio do fluxo (SUMMERFIELD, 1991).

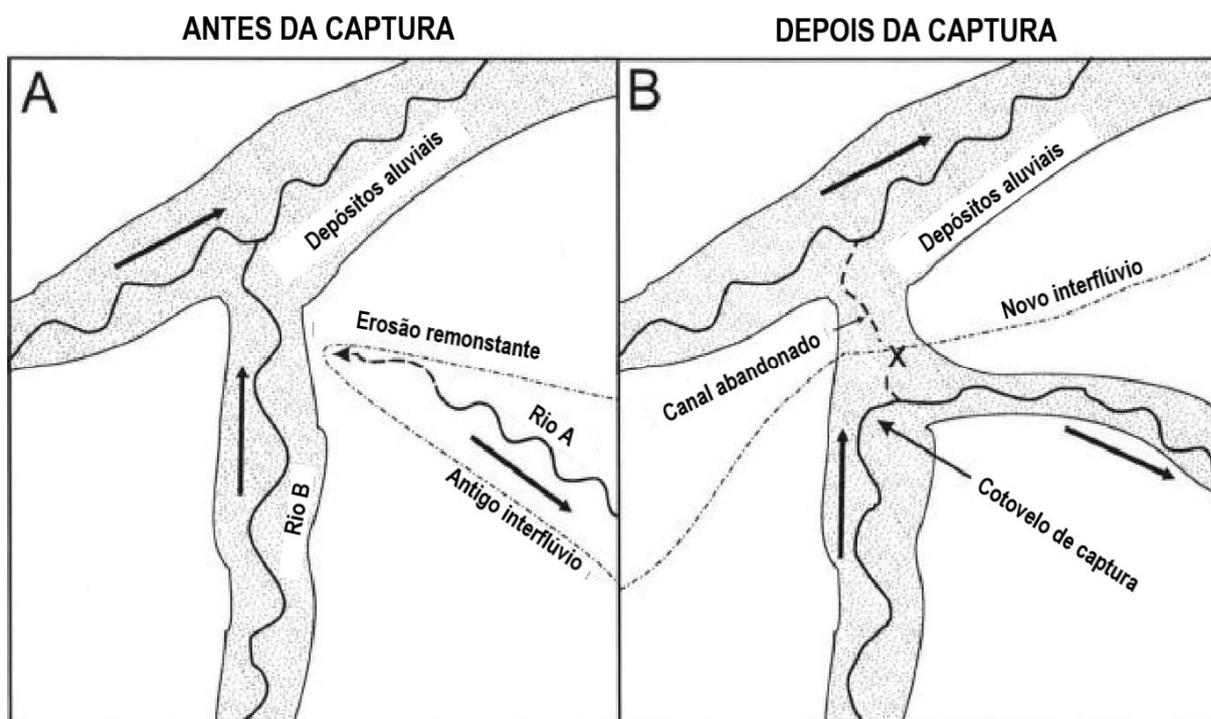


Figura 4 – Processo de formação e morfologia de um cotovelo de captura decorrente de erosão remonstante. Fonte: Adaptado de Zaprowski *et al.* (2002).

A manifestação de diversos cotovelos em uma rede de drenagem caracteriza um padrão farpado (*barbed*), em que os cursos tributários expõem confluências anômalas sistemáticas em ângulos retos com o canal principal a montante (OLLIER; PAIN, 2000). A ocorrência desse padrão pode diagnosticar uma reversão de drenagem, principalmente quando associada a padrões mais antigos ou rupturas de divisores hidrográficos (MIKESELL *et al.*, 2010). Este fato está intimamente relacionado com a segunda evidência de capturas fluviais: as drenagens inversas. Os cursos tributários em uma bacia hidrográfica tendem a desembocar no canal

principal em ângulos entre 0° e 90° . Drenagens tributárias que vertem para o curso principal em ângulos maiores que 90° estão fluindo na direção contrária da bacia hidrográfica e, não raro, indicam que houve abrupta mudança na direção do canal principal graças a uma captura fluvial.

Os vales secos ou superdimensionados também constituem evidência de captura fluvial, pois indicam profundas alterações no fluxo do canal (SORDI *et al.*, 2015). Quando sua origem está relacionada aos processos de pirataria fluvial, ocorrem na bacia pirateada logo após o cotovelo de drenagem (Figura 5). A perda da porção montante do canal interrompe ou diminui consideravelmente o fluxo hídrico e produz o vale seco (BISHOP, 1995). A ocorrência de sedimentos fluviais nos vales secos, sobretudo seixos rolados, corrobora com a interpretação de captura fluvial, pois esses depósitos podem indicar a paleodinâmica de um canal atualmente inativo (PRINCE *et al.*, 2010; PASTOR *et al.*, 2012).

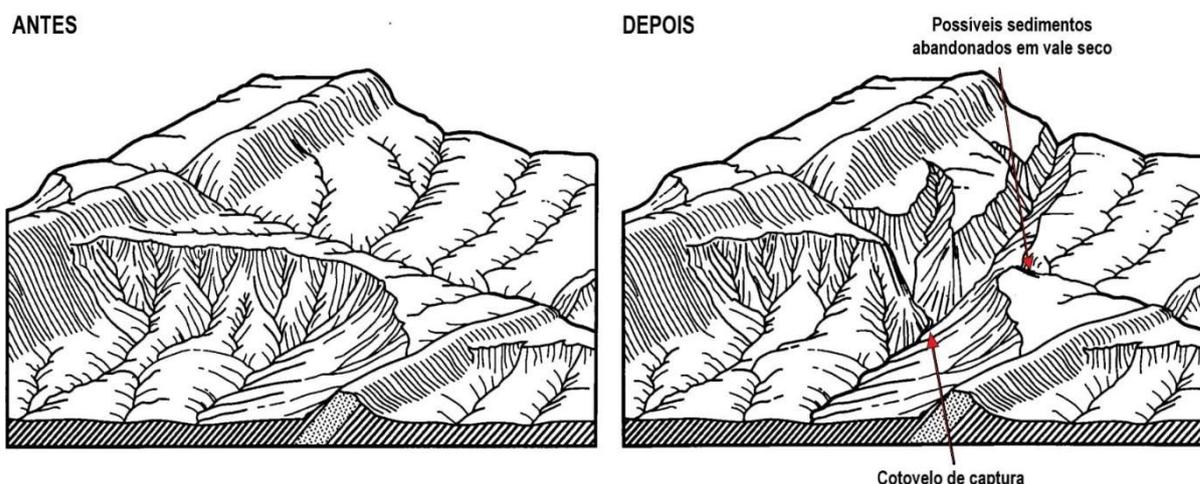


Figura 5 – Vale seco em relação ao cotovelo de captura. Fonte: Adaptado de Bishop (1995).

Baixos divisores, principalmente quando associados à presença de cotovelos de drenagem, também sinalizam capturas fluviais, pois marcam o paleovale por onde antes fluía o curso fluvial pirateado e que foi transformado em novo divisor hidrográfico (SORDI *et al.*, 2015). De fato, principalmente entre grandes bacias hidrográficas, é comum o limite entre elas ser formado por serrarias e cumeadas. Áreas nitidamente mais baixas entre essas serrarias refletem áreas onde a erosão, no passado, agiu mais fortemente. Considerando que os cursos fluviais determinam níveis de base para as vertentes, não raro os baixos divisores indicam paleovales abandonados graças à pirataria fluvial que redirecionou um curso fluvial que por ali fluía (STRUTH *et al.*, 2017).

A existência de terraços fluviais em uma área de rearranjo fluvial, especialmente em um baixo divisor, configura decisiva evidência de captura fluvial, indicando geocronômetros de

manifestação do processo (Figura 6). Terraços indicam que um curso fluvial passou por aquela região e quando localizados em baixos divisores comprovam uma paleoligação entre duas bacias hidrográficas. Além disso, terraços podem ser utilizados para determinar de alterações no fluxo, regime e estilo fluvial do canal pretérito, sobretudo através da observação do mergulho de seus estratos, calibres granulométricos, arredondamento dos clastos e suprimento de sedimentos (ZAPROWSKI *et al.*, 2002; MAGALHÃES JÚNIOR; BARROS, 2020).

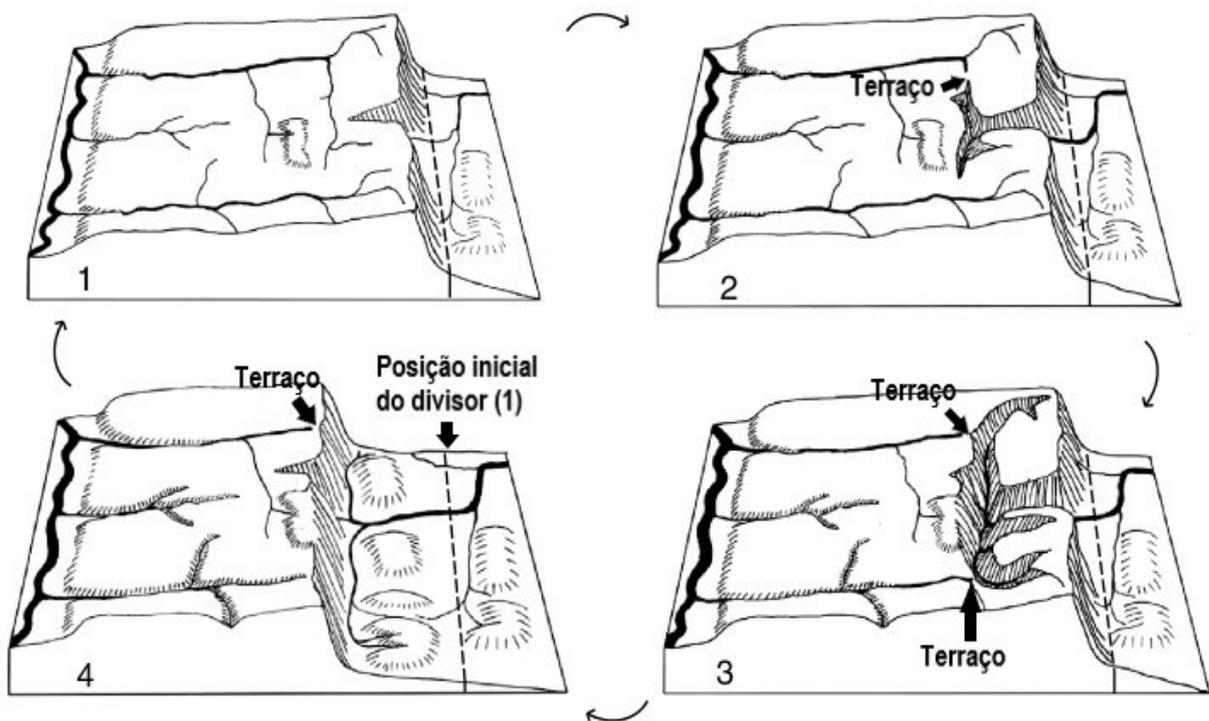


Figura 6 – Formação e posição de terraços em relação a baixos divisores. Após o momento 1, com o avanço dos processos de interceptação (momentos 2, 3 e 4), a antiga dinâmica fluvial é alterada, tornando os antigos níveis de deposição do rio capturado, terraços preservados em cima da nova linha de divisor (momento 4). Fonte: Adaptado de Prince *et al.* (2010).

A análise dos perfis longitudinais de rios envolvidos em um processo de rearranjo, demonstram contrastes expressivos em relação a suas concavidades, que podem indicar interceptações de fluxo (WHIPPLE *et al.*, 2017). Rupturas de declive, também denominadas de *knickpoints*, correspondem a mudanças abruptas no gradiente do canal, figurando trechos de convexidade anômala nos perfis, que podem indicar influências da mudança do nível de base, regional ou local, propiciadas por capturas fluviais (ANTÓN *et al.*, 2014). Morfologicamente, esses segmentos íngremes correspondem a quedas d'água, corredeiras (*rapids*) e cachoeiras,

além de amplos degraus topográficos com diversos *knickpoints* denominados de *knickzones* (MAHER *et al.*, 2007; WOHL, 2010).

De fato, rios pirateados sofrem uma queda súbita de seu nível de base a partir do ponto de interceptação, ocasionando o rejuvenescimento de sua rede de drenagem concomitante a um aumento em suas taxas de incisão (DOUGLASS *et al.*, 2009). O condicionamento do novo nível de base local pode estimular uma reorganização a montante do *knickpoint* de captura, ao passo que os tributários do rio capturado buscarão novo ajuste as condições de gradiente a jusante da captura (WHIPPLE *et al.*, 2013). Essas condições de reorganização podem promover a migração de *knickpoints* a montante do cotovelo de captura (Figura 7), influenciados pela nova condição de incisão fluvial do canal principal (TUCKER; WHIPPLE, 2002).

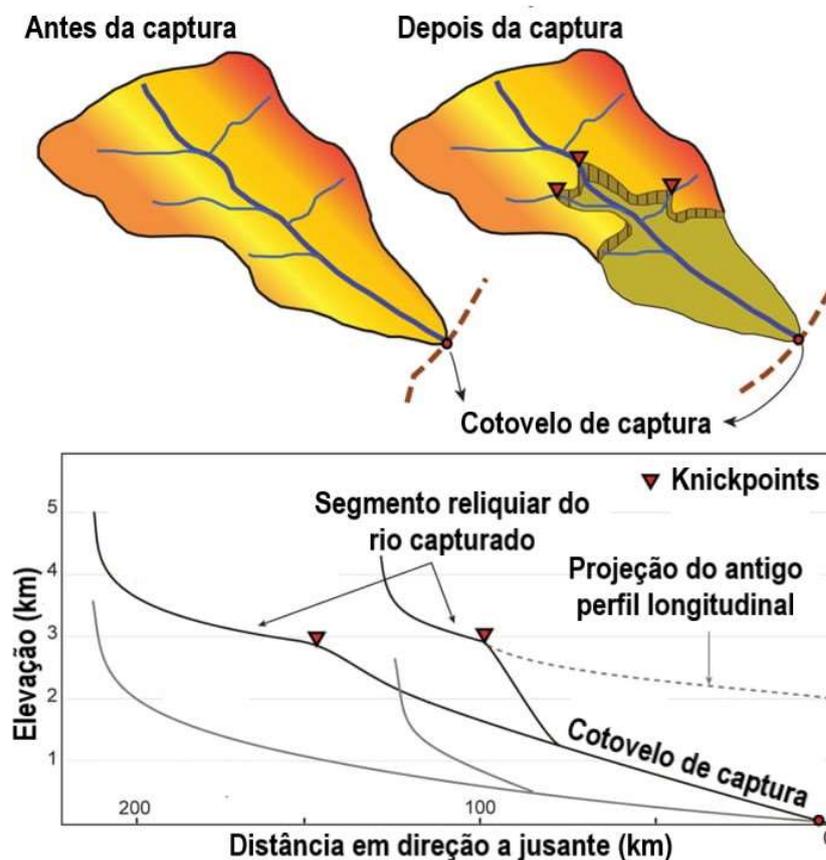


Figura 7 – Migração de knickpoints a partir de uma captura fluvial e sua repercussão sobre os perfis longitudinais. As rupturas marcam o trecho capturado, que servem de base para reconstituição do antigo perfil longitudinal. Fonte: adaptado de Jaiswara *et al.* (2019).

Segundo Whipple *et al.* (2017) a perturbação motivada por capturas pode ser temporalmente desconexa no sistema fluvial como um todo, ao passo que os tempos de reajuste se manifestam de modo diferente a montante e a jusante do ponto de captura. Nesse sentido, os

perfis longitudinais de tributários a montante da captura podem preservar as condições pré-pirataria, dependendo da temporalidade de reajuste e relaxamento as alterações (SCHUMM, 2005; CHEREM *et al.* 2012). Leitos aluviais denotam velocidade de propagação de *knickpoints*, cerca de duas vezes maior que em canais de leitos rochosos, ao passo que a presença de estruturas intensifica as taxas erosivas, aumentando a velocidade de migração (CROSBY; WHIPPLE, 2006; JAISWARA *et al.* 2019).

Entretanto, ressalta-se que alguns cuidados interpretativos devem ser tomados em relação à identificação das evidências de capturas fluviais. Ao se analisar os cotovelos, deve-se considerar o condicionamento estrutural sobre a rede de drenagem, tendo em vista que a ortogonalidade verificada pode representar apenas uma adaptação a estruturas como falhas, juntas, xistosidade, lineações e bandamentos (TWIDALE, 2004). Em adição, Zaprowski *et al.* (2002) ressalta que nem todos os casos de captura apresentam cotovelos morfologicamente definidos, uma vez que fluxos fluviais adjacentes podem denotar a mesma direção, principalmente se ambos são controlados pela mesma estrutura geológica. Por consequência, padrões de drenagem anômalos como em rios farpados devem ser analisados com cuidado e a luz do arcabouço litoestrutural regional.

A presença de cascalhos em vales secos exprime significativa evidência de rearranjo fluvial, contudo, sua origem deve ser estritamente fluvial, pois não podem estar associados a produtos do intemperismo das rochas do embasamento local (BISHOP, 1995). Pastor *et al.* (2012) ressalta que a origem fluvial dos depósitos encontrados nos vales abandonados ou depósitos em cabeceiras, deve ser acompanhada de descrição minuciosa dos materiais constituintes e suas correlações com sedimentos coletados em outros pontos do curso fluvial.

A análise dos vales superdimensionados e rios subdimensionados deve atentar para outras possíveis causas de desajuste, como mudanças climáticas que afetam diretamente a vazão desses canais (TWIDALE, 2004). Assim como apontado para distinção dos terraços fluviais oriundos de capturas fluviais, a sincronidade de vales desajustados na região deve ser avaliada, a fim de determinar se paleoclimas condicionaram o desajuste ou se ocorrem de forma localizada nas cabeceiras e estão associadas as demais evidências de pirataria (SANTOS, 2017).

Para o uso de *knickpoints* como indicadores de capturas, necessita-se de uma investigação minuciosa de seus processos morfogenéticos, uma vez que podem ser feições resultantes de movimentações tectônicas, erosão diferencial, oscilações climáticas, variações eustáticas ou mesmo de concentrações detritos grosseiros provenientes de movimentos de massa (WHIPPLE, 2004). As migrações de *knickpoints* podem gerar rupturas de declive inexpressivas tendo em vista que com a migração, a declividade do degrau é reduzida em direção a montante, ajustando-

se a inclinação do restante do rio e ocasionando modificação na energia potencial do canal (CROSBY; WHIPPLE, 2006). Além disso, rebaixamentos do nível de base podem não estar associados a formação de *knickpoints* à medida que os estilos e padrões fluviais a jusante da anomalia, podem se ajustar as alterações reequilibrando seus gradientes sem aumento de incisão fluvial (STOKES *et al.*, 2017). Geralmente, rios entrelaçados e retilíneos respondem a mudanças no nível de base com incisão vertical de seus canais concomitante a formação de terraços fluviais a montante do *knickpoint*; ao passo que rios meandantes conseguem reajustar seus perfis com modificações na largura e sinuosidade de seus canais, sem o aprofundamento do entalhe (CHARLTON, 2008).

2.2 Rearranjos de drenagem em Terras Secas Quentes

A expressão “terras secas” (tradução do termo *Drylands*) é utilizada nos estudos de geomorfologia referindo-se a regiões do planeta submetidas a climas hiperáridos, áridos, semiáridos e subúmidos-secos, além de regiões desérticas e semidesérticas (TOOTH, 2013). Algumas regiões frias de altas latitudes e altitudes, também apresentam condições secas, entretanto, em sua maioria, terras secas estão localizadas em ambientes quentes, em baixas latitudes e altitudes, nas porções subtropicais dos hemisférios Norte e Sul (GRAF, 1988). Estas apresentam alta variabilidade no grau de aridez em função de variações nas baixas taxas de precipitação e no alto potencial de evapotranspiração, associados a diferenças nos elevados índices de insolação e temperatura (TOOTH, 2000). Esse quadro hidrodinâmico atribui aos sistemas fluviais das terras secas fluxos infrequentes, condicionando características particulares de transporte sedimentar, morfologias de canais e taxas de incisão. Logo, expõe circunstâncias de evolução espaço/temporais distintas em relação a outras zonas climáticas (GOUDIE, 2013).

Destarte, Tooth (2013) salienta que as condições hidroclimáticas de terras secas geram problemas na utilização de conceitos clássicos de Geomorfologia Fluvial, visto que, predominantemente, estes foram formulados a partir da morfodinâmica de ambientes úmidos. Muitos desses conceitos, embasados principalmente na teoria do equilíbrio dinâmico (GILBERT, 1877; HACK, 1960; SCHUMM; LICHTY, 1965), assumem fluxos em operação contínua, com mecanismos de retroalimentação bem estabelecidos nos sistemas fluviais, condição dificilmente verificada em terras secas (NANSON *et al.*, 2002). Contrariamente, terras secas quentes apresentam longos períodos de baixa ou nula atividade fluvial, alternados com curtos eventos pluviométricos de alta intensidade e energia (POWELL, 2009).

A aridez limita o desenvolvimento fitopedológico dessas regiões e favorece altas taxas erosivas em episódios de enchente associados a abundante suprimento de sedimentos grosseiros nos canais, com limitada capacidade de transporte (GOUDIE, 2013). A própria falta de coberturas vegetais desestabiliza bancos e leitos dos canais, tornando-os altamente vulneráveis aos processos erosivos (TOOTH, 2013). Dessa forma, estudos da evolução de redes de drenagem em terras secas quentes devem compreender a interação entre controles alocíclicos (externos) e autocíclicos (internos) nos sistemas fluviais (NANSON *et al.*, 2002).

Maizels (1990) reforça que a interpretação de evidências de paleodrenagens em terras secas quentes deve ser disposta a partir do conceito de resposta complexa (SCHUMM, 1977). Deve avaliar a dinâmica dos processos em diferentes escalas espaço/temporais. O escoamento e o suprimento de sedimentos, subordinantes do poder erosivo dos rios, podem refletir tanto controles autocíclicos como, por exemplo, a sazonalidade, magnitude e frequência de períodos de cheias, quanto alocíclicos — oscilações climáticas, tectônica, ou variações eustáticas (MAIZELS, 1990).

Nesse cenário, alguns estudos têm elucidado a morfogênese dos rios em terras secas quentes, entretanto, em suma maioria, os dados produzidos nesses ambientes são dispostos em regiões tectonicamente ativas, com ênfase na Cordilheira Atlas, no Marrocos (STOKES *et al.*, 2008; PASTOR *et al.*, 2012; BARCOS *et al.*, 2014; ZODERVAN *et al.*, 2020) e na Península Ibérica (MATHER, 2000b; STOKES; MATHER, 2003; GUTIÉRREZ *et al.*, 2008; ANTÓN *et al.*, 2014; STRUTH *et al.*, 2019). Na América do Sul, os dados disponíveis referem-se a regiões áridas e desérticas da Pré-cordilheira Andina, entre Argentina e Chile (COLOMBO *et al.*, 2000; BARCELONA *et al.*, 2014; BLANC; PERUCCA, 2017; CANO *et al.*, 2017; PENA-MONNÉ *et al.*, 2019).

Rearranjos nesses ambientes demonstram uma complexa interação entre controles alocíclicos e autocíclicos, com sobrepujança dos segundos sobre os primeiros (DOLLAR, 1998; MATHER, 2000a; GOUDIE, 2005; STOKES *et al.*, 2017). Apesar de a morfotectônica ser o fator chave na maioria dos processos de captura em terras secas, estudos apontam que variações no grau de aridez, sobretudo durante o Neógeno e o Quaternário, condicionaram o poder erosivo das bacias hidrográficas, conseqüentemente, promovendo disparidades energéticas entre elas (PASTOR *et al.*, 2012; GIACONIA *et al.*, 2012; MUNACK *et al.*, 2016; CANO *et al.*, 2017). De fato, a perda de umidade em climas secos ocasiona um avanço dos processos de agração, refletidos em aumentos na convexidade dos perfis longitudinais em decorrência da baixa capacidade de incisão dos canais (GOUDIE, 2013). Em contrapartida, ganhos de vazão com o aumento das taxas de umidade promovem uma expansão das redes de drenagem, favorecendo

o entalhe fluvial e acentuando a concavidade dos gradientes em função do acréscimo de poder erosivo (POWELL, 2009). Além disso, alterações estabelecidas nos gradientes também modificam a estabilidade dos divisores e interflúvios, uma vez que diminuições na condição seca impõem ganhos de vazão, ocasionando aumentos de área de drenagem em bacias com maior poder erosivo (VARCHERAT *et al.*, 2018; STRUTH *et al.*, 2019).

Indícios dessas flutuações climáticas são registrados na estratigrafia de terraços e planícies de inundação desses rios. Porém, como mencionado por Maizels (1990), a própria hidrodinâmica espaço/temporal de não-equilíbrio, pode obliterar tais vestígios paleohidrológicos. De qualquer modo, depósitos com predominância de material grosseiro, pouco selecionado, refletem aumento no grau de aridez e uma dinâmica de regime fluxo infrequente (TOOTH, 2013). Já estratos de sedimentos finos, bem selecionados, indicam fluxo contínuo, com maiores taxas de vazão e conseqüentemente, sistemas com melhores taxas de umidade (MAIZELS, 1990).

Nesse contexto, pesquisas em sistemas fluviais em terras secas quentes avançaram no entendimento de que as condições paleohidrológicas são essenciais para os processos de rearranjo fluvial, sobretudo em função do contexto de instabilidade (DOLLAR, 1998; SAGRI *et al.*, 2008; PASTOR *et al.*, 2012; MEEK, 2019). De particular valor para a análise de capturas fluviais ressaltam-se as seguintes análises complementares:

- (i) correlação entre a dinâmica de transporte atual dos canais e as circunstâncias de fluxo pretéritas registradas em seus depósitos correlativos (GIACONIA *et al.*, 2012; SILVA *et al.*, 2008; PASTOR *et al.*, 2012);
- (ii) natureza dos sedimentos registrados em terraços e planícies fluviais, sobretudo relacionadas à área fonte, composição, textura, fácies, geometria e mergulho dos estratos (STOKES; MATHER, 2003; STOKES *et al.*, 2008; CANO *et al.*, 2017);
- (iii) alteração do padrão e geometria dos canais em relação aos comportamentos verificados a montante e a jusante e suas interações com o gradiente, incisão, vazão e granulometria sedimentar (MATHER, 2000a; STOKES *et al.*, 2017; ANTÓN *et al.*, 2014; STRUTH *et al.*, 2017; XUE *et al.*, 2018);
- (iv) correlação entre níveis de exposição e soterramento dos depósitos em função do condicionamento de controles alocíclicos como tectônica e oscilação climática (MAIZELS, 1990; ORTEGA-BECERRIL *et al.*, 2018; MUNACK *et al.*, 2016).

3 CARACTERÍSTICAS FISIAGRÁFICAS DO SEMIÁRIDO SETENTRIONAL BRASILEIRO

A área de estudo localiza-se em porção continental da margem equatorial brasileira, mais precisamente no setor setentrional do nordeste brasileiro e corresponde a terrenos pertencentes aos Estados do Piauí, Ceará, Rio Grande do Norte, Paraíba e Pernambuco (Figura 8). Ao todo, são aproximadamente 405.000 km² de extensão territorial, que se estendem de leste a oeste da vertente ocidental do Planalto da Borborema até a borda leste da Bacia do Parnaíba; e de sul a norte a partir da Chapada do Araripe em direção a plataforma continental equatorial (bacias Ceará e Potiguar). Tal recorte está inserido dentro dos domínios do Bioma Caatinga e circunscrito na Depressão Sertaneja Setentrional (AB’SÁBER, 2003; ROSS, 2006).

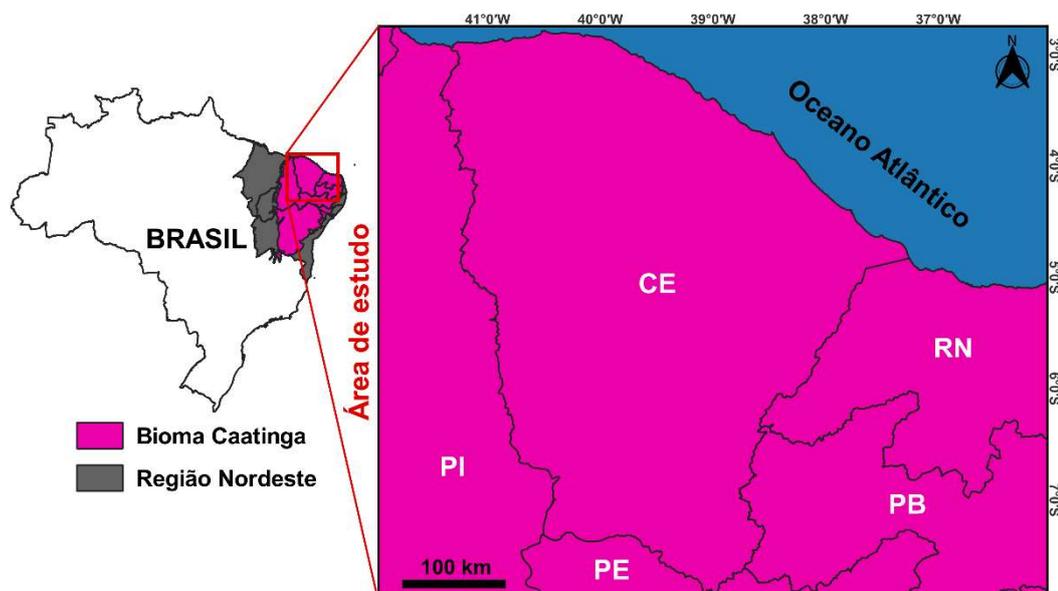


Figura 8 – Localização da área de estudo em relação a região semiárida setentrional do Brasil.

Fonte: Elaborado pelo autor.

3.1 Contexto geológico-geomorfológico

O trecho descrito pertence a porção setentrional da Província Borborema, um complexo mosaico de terrenos alóctones cristalinos pré-cambrianos, subjacentes a uma série de coberturas sedimentares fanerozoicas (Figura 9) (BRITO NEVES *et al.*, 2014; OLIVEIRA; MEDEIROS, 2018; MAIA; BEZERRA, 2019). Do ponto de vista morfotectônico, dois episódios foram essenciais para a configuração litoestrutural regional: (i) a Orogenia Brasileira/Pan-africana –

750 a 540 Ma – e a (ii) fragmentação do Gondwana/abertura do Oceano Atlântico Equatorial – 120 a 100 Ma – (PEULVAST; CLAUDINO-SALES, 2004; MAIA; BEZERRA, 2014).

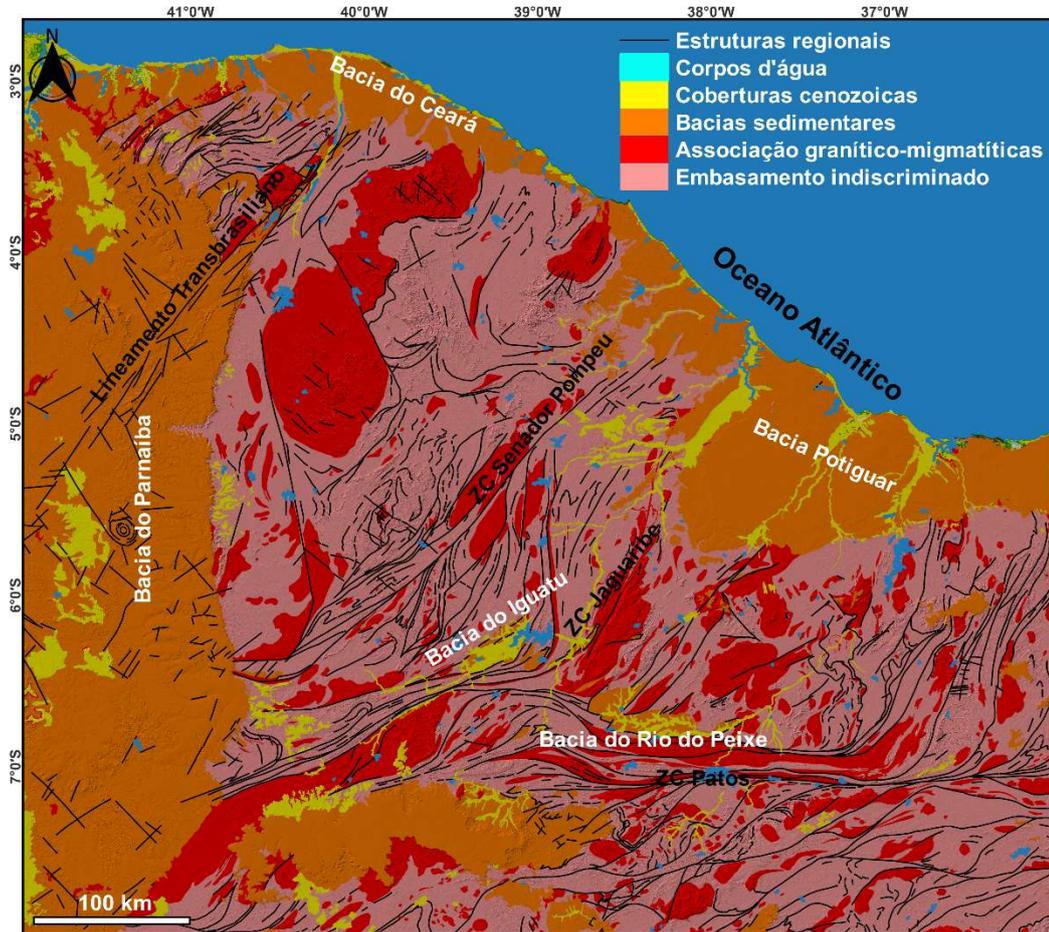


Figura 9 – Geologia simplificada da Província Borborema Setentrional. Fonte: Elaborado pelo autor.

Durante a Orogenia Brasileira/Pan-africana, dois principais eventos diacrônicos foram responsáveis pela estruturação geológica da Província Borborema setentrional: a Orogenia do Gondwana Oeste – 620 a 600 Ma – e a Orogenia Sergipana – 590 a 570 Ma (FETTER *et al.*, 2003; ARTHAUD *et al.*, 2008; DE ARAÚJO *et al.*, 2014). Tais convergências foram estabelecidas entre o Cráton São Luiz-Oeste africano, o Cráton São Francisco-Congo, além de blocos crustais de menor dimensão, em acreção do tipo Himalayana (FETTER *et al.*, 2003; DE ARAÚJO *et al.*, 2012). Como heranças tectônico-metamórficas dessas colisões, destacam-se: (i) metamorfismo de alto grau a embasamento essencialmente gnáissico, com produção geral de fácies anfibólicas; (ii) intrusão de volumes graníticos sin e tardi-orogênicos; e (iii) extrusão tectônica associada a esforços transcorrentes dextrais seguida por (iv) abertura de grábens e

formação de bacias molássicas tardi-orogênicas (SANTOS *et al.*, 2008; ARTHAUD *et al.*, 2008).

O metamorfismo de alto grau desenvolveu um embasamento paleoproterozoico predominantemente composto por gnaisses e migmatitos afetados por fusão parcial e alta migmatização, com apenas pequenos núcleos de crosta arqueanos preservados (SANTOS *et al.*, 2008; ARTHAUD *et al.*, 2008; DE ARAÚJO *et al.*, 2012). Esse embasamento, subjaz a sequências supracrustais metavulcânicas e metassedimentares (paleoproterozoicas a neoproterozoicas), originárias de deposição plataformal e continental, pré a sin-orogênicas (SANTOS *et al.*, 2008; DE ARAÚJO *et al.*, 2014; PEULVAST; BÉTARD, 2015). Em menor proporção, uma série de intrusões granitoides sin a tardi-orogênicas foram alojadas em condicionamento exercido por fases magmáticas distintas durante o neoproterozoico (FETTER *et al.*, 2003; ARTHAUD *et al.*, 2008; DE ARAÚJO *et al.*, 2014).

Na etapa de extrusão tectônica, sistemas de profundas zonas de cisalhamento transcorrentes, sin e tardi-orogênicas, foram formadas em resposta ao escape lateral decorrente da compressão crustal (DE ARAÚJO *et al.*, 2014; PEULVAST; BÉTARD, 2015). Essas estruturas, com dimensões em escala continental, seccionam a Província Borborema preferencialmente nos *trends* NE-SW e E-W, além de representarem os principais condutos de alojamento magmático durante o ciclo orogênico (DE ARAÚJO *et al.*, 2014; MAIA; BEZERRA, 2019). A principal dessas estruturas corresponde ao Lineamento Transbrasiliano, zona de cisalhamento que marca o setor de sutura do Gondwana Oeste (OLIVEIRA; MEDEIROS, 2018).

Após o orógeno, reativações distensivas diacrônicas das zonas de cisalhamento brasileiras — decorridas dentre o Paleozoico e o Mesozoico — foram responsáveis pelo desenvolvimento de grande parte das coberturas sedimentares fanerozoicas verificadas na Província Borborema Setentrional (BRITO NEVES *et al.*, 1984). As coberturas paleozoicas (Jaíbaras e Cococi) correspondem a bacias depositadas em rfites molássicos alongados em sentido geral NE-SW, com idade de deposição cambro-ordovinciana (SANTOS *et al.*, 2008). No Mesozoico, sobretudo no período cretáceo, os rifteamentos e cisalhamentos transformantes que possibilitaram a fragmentação entre América do Sul e África, condicionaram a formação de bacias sedimentares marginais (Ceará e Potiguar) e interioranas (Araripe, Iguatu e Rio do Peixe) (PEULVAST; BÉTARD, 2015; MAIA; BEZERRA, 2019). Coberturas sedimentares cenozoicas também são registradas na área, sobretudo com idades de deposição paleógeno-quadernárias (MAIA; BEZERRA, 2019). Destacam-se a Formação Serra do Martins, condizente com arenitos e conglomerados continentais de deposição Paleógena; o Grupo Barreiras, uma

sequência de afloramentos clásticos transicionais de idade oligoceno-miocênica, capeada por fina camada de paleossolos lateritizados; e depósitos aluviais, eólicos e marinhos quaternários (MORAIS NETO *et al.*, 2009; BEZERRA *et al.*, 2011).

A atual compartimentação topográfica regional é interpretada como uma herança morfoestrutural do Sistema de Riftes Cretáceos do Nordeste Brasileiro (MATOS, 1992) e de posteriores reativações do conjunto de zonas de cisalhamento transcorrentes pré-cambrianas (PEULVAST *et al.*, 2008; MAIA; BEZERRA, 2014). A dissecação do relevo responde a erosão diferencial, que por sua vez, condiciona o rebaixamento/exumação de formas com resistências litológicas distintas (MAIA; BEZERRA, 2014). Nessa perspectiva, os terrenos do Nordeste setentrional compõem um anfiteatro erosivo semicircular (denominado de Anfiteatro Jaguaribe-Piranhas por Peulvast e Claudino-Sales, 2004), com escarpamento de concavidade que se estende da Borda Leste da Bacia do Parnaíba, passa pela Chapada do Apodi e termina na vertente ocidental do Planalto da Borborema (Figura 10), orientado em sentido geral NE-SW.

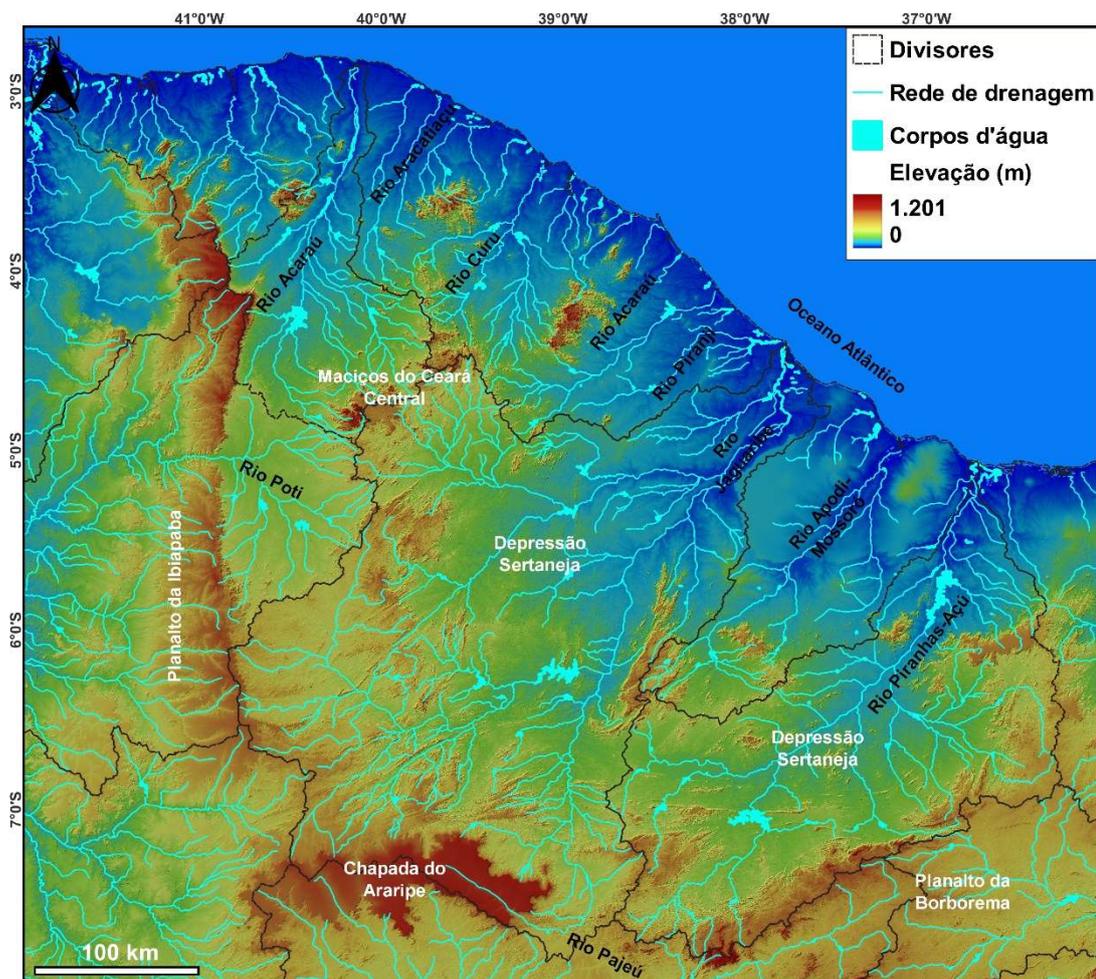


Figura 10 – Hipsometria e configuração da rede de drenagem do Nordeste setentrional Brasileiro. Fonte: Elaborado pelo autor.

Morfológicamente, o relevo é composto por esparsas superfícies aplainadas intercaladas por maciços cristalinos, platôs sedimentares e formas intermontanas de menor proporção (cristas estruturais e inselbergs), com disposição controlada pelo sistema de zonas de cisalhamento (MAIA; BEZERRA, 2014).

As superfícies aplainadas apresentam caimento suave em sentido SW-NE, além de graus distintos de dissecação, com patamares mais rebaixados próximo ao litoral e suavemente ondulados em direção ao interior (Figura 11). Classicamente, essas superfícies foram interpretadas como depressões em concepções morfoclimáticas, compondo a ampla unidade geomorfológica da Depressão Sertaneja (AB'SÁBER; BIGARELLA, 1961; AB'SÁBER, 1969; MABESSONE; CASTRO, 1975).



Figura 11 – Planície fluvial do rio Banabuiú circunscrita a superfície aplainada da Depressão Jaguaribe. Fonte: Acervo do Autor (2018).

A Superfície Jaguaribe, herdada do Rifte Cariri-Potiguar (jurássico-cretáceo), regionalmente corresponde ao principal conduto denudacional (PEULVAST; CLAUDINO-SALES, 2004). A deposição de grande parte dos pacotes sedimentares mesozoicos (Potiguar,

Araripe, Rio do Peixe e Iguatu) são associadas a essa zona de rifteamento abortada durante a abertura do Oceano Atlântico (PEULVAST; BÉTARD, 2015). As demais superfícies rebaixadas são dissecadas por vales em cotas altimétricas que partem de 50 m (Tabuleiros costeiros) até 400 m em direção ao sopé dos relevos intermontanos (COSTA *et al.*, 2020).

Os maciços cristalinos correspondem a formas residuais montanhosas exumadas, alçadas a paisagem pela atuação da erosão diferencial no contexto de aplainamento regional (MAIA; BEZERRA, 2014; COSTA *et al.*, 2020). Apresentam platôs dissecados em cristas e colinas íngremes, raramente apresentando topos planos, situados entre cotas altimétricas que variam de 500 a 800 metros em relação ao nível do mar (Figura 12). Dimensionalmente, o Planalto da Borborema corresponde a principal forma cristalina verificada na área, com escarpa ocidental que se estende da cota de 200 m no contato com a Superfície Seridó e alcança patamar de 800 m no platô. Os Maciços do Ceará Central denotam as maiores dimensões espaciais e altimétricas circunscritas ao anfiteatro e constituem importantes divisores hidrográficos (PEULVAST; BÉTARD, 2015).



Figura 12 – Maciço cristalino dissecado em colinas e topos aguçados, dispendo de vertentes íngremes que se estendem até as superfícies aplainadas. Fonte: Acervo do autor (2019).

Os platôs sedimentares correspondem a formas circundenudacionais com configuração topográfica caracterizada por bordas alçadas em decorrência de processos de inversão de relevo (CLAUDINO-SALES, 2016; COSTA *et al.*, 2020) (Figura 13). Com feições tabulares a cuestiformes, esses platôs soerguidos denotam arcabouço estrutural constituído por grábens assimétricos condicionados pelas zonas de cisalhamento pré-cambrianas (COSTA *et al.*, 2020). O alçamento geral desses pacotes sedimentares é correlacionado a duas etapas de soerguimento tectônico regional: (i) durante os esforços distensivos decorridos na abertura do Atlântico (cretáceo) e posteriormente com (ii) magmatismo cenozoico intraplaca (PEULVAST; BÉTARD, 2015; OLIVEIRA; MEDEIROS, 2018). A atuação da erosão diferencial promoveu a dissecação de suas escarpas tanto em função de capeamentos lateríticos (Chapada do Araripe e Apodi), quanto em virtude da compactação arenítica (CLAUDINO-SLAES, 2016).



Figura 13 – Platô sedimentar soerguido na Borda Leste da Bacia do Parnaíba (Planalto da Ibiapaba). Fonte: Acervo do autor (2022).

Por fim, do ponto de vista de macrofeições, formas agradacionais presentes na zona costeira ocupam ampla extensão da margem setentrional nordestina e correspondem as Planícies litorâneas, Planícies fluviais e Tabuleiros costeiros (Figura 14). Segundo Peulvast e Bétard (2015) essas formas estão vinculadas a setores de acumulação morfoestruturalmente controlados por grábens associados às bacias costeiras, com sistemas de falhas reativados durante o Cenozoico. A subsidência termal do setor costeiro, além de propiciar a deposição de formações geológicas mesozoicas, possibilitou a contínua deposição sedimentar do Grupo Barreiras e de depósitos aluviais quaternários, principais constituintes dessas unidades de relevo

(MAIA; BEZERRA, 2019). Especificamente sobre os Tabuleiros, geoformas moldadas sobre o Grupo Barreiras, a associação entre oscilações do nível eustático e atuação da erosão diferencial são seus principais fatores morfogenéticos (CLAUDINO-SLAES, 2016). Os tabuleiros apresentam formas planas, suavemente inclinadas em direção ao nível de base, com topos em cota altimétrica média de 50 m (COSTA *et al.*, 2020).



Figura 14 – Tabuleiros costeiros e faixa de praia no litoral equatorial do Nordeste setentrional. Fonte: Acervo do autor (2016).

3.2 Configuração da rede de drenagem

As bacias hidrográficas que drenam o Anfiteatro Jaguaribe-Piranhas dispõem-se em sentido geral NE-SW e acompanham o caimento topográfico geral (Figura 10). As estruturas transcorrentes regionais controlam a dissecação dos vales fluviais, predispondo percursos de acentuada erodibilidade que são explorados pelas principais bacias hidrográficas, a exemplo das dos rios Acaraú, Curu, Choró, Jaguaribe, Apodi e Piranhas (MAIA; BEZERRA, 2014). A morfologia geral dessa rede de drenagem é repleta de fluxos bruscamente revertidos, geralmente em ângulos retos ou superiores, predispostas em bacias hidrográficas com fortes condições de assimetria entre suas margens.

Diferentemente de outras redes hidrográficas em terrenos áridos que convergem em depressões fechadas (GOUDIE, 2013), a drenagem é marcadamente exorreica, com canais principais paralelos, baixo meandramento geral e sub-bacias adensadas em padrão dendrítico. Segundo Peulvast e Bétard (2015) a ausência de padrões centrípetos ou anelares associados a morfologia semicircular do anfiteatro, sugere que o arranjo desses rios é posterior ao desenvolvimento do Anfiteatro, refletindo o acentuado controle estrutural.

Em algumas exceções, verifica-se escoamentos que rompem os limites morfológicos do Anfiteatro. O Rio Poti denota o padrão anômalo mais expressivo, visto que flui em direção N-S a partir de suas nascentes, tomando sentido oeste centrífugo ao anfiteatro, nas imediações do município de Crateús (PEULVAST; BÉTARD, 2015) (Figura 10). Esse arranjo obsequente ao Planalto da Ibiapaba configura-se em um cânion, culminando na confluência desse rio com o Rio Parnaíba. Nas escarpas a leste do Anfiteatro, as cabeceiras do Rio Seridó (sub-bacia do Rio Piranhas) apresentam ramificações que transpassam a porção setentrional do platô do Planalto da Borborema, relativa à brusca inflexão do Rio Picuí (PEULVAST; BÉTARD, 2015). Em adição, uma inflexão substancial do Rio Jardim, tributário do Rio Jaguaribe, flui no platô da Chapada do Araripe em direção a sudeste até adentrar no embasamento, redirecionando seu escoamento em sentido norte, de encontro ao canal principal do Jaguaribe.

De modo geral, os divisores hidrográficos circunscritos ao anfiteatro são sustentados por maciços cristalinos, inselbergs, cristas estruturais e por interflúvios com tênues declividades nas superfícies aplainadas (quase imperceptíveis em imagens de satélite). O principal divisor corresponde aos maciços granítico-migmatíticos do Ceará Central (Serra das Matas e Serra do Machado), com disposição espacial limitante para a expansão de rios que drenam em direção a bacia marginal cearense (PEULVAST; BÉTARD, 2015). A partir do vale do Rio Coreaú ao vale do Rio Choró, a rede de drenagem é responsável por apenas 27% do escoamento dos terrenos circunscritos ao Anfiteatro, ao passo que os rios que drenam em direção a bacia marginal potiguar (Poti, Pirangi, Jaguaribe, Apodi e Piranhas) respondem por 73% das áreas de drenagem (PEULVAST; BÉTARD, 2015).

Segundo Peulvast e Bétard (2015) a configuração fluvial do Anfiteatro foi herdada dos mecanismos de rifteamento cretáceos, sobretudo com a compartimentação de grábens e horts relativos ao Rife Cariri-Potiguar (Figura 15). Com a subsidência tectônica da Superfície Jaguaribe, blocos crustais correspondentes aos Maciços costeiros/centrais do Ceará (bloco oeste) e os Maciços do Pereiro e Borborema (bloco leste), teriam sido soerguidos “solidariamente” como ombros de rifte, estabelecendo a compartimentação dos divisores regionais (PEULVAST; CLAUDINO-SALES, 2004). Os grábens assimétricos foram

responsáveis pela instalação dos principais sistemas fluviais da área (Jaguaribe e Piranhas), condicionando o gradiente de dissecação regional (PEULVAST *et al.*, 2008). Os blocos soerguidos funcionaram como limitantes da propagação de drenagem, sobretudo dos rios que drenam o litoral cearense (PEULVAST; BÉTARD, 2015).

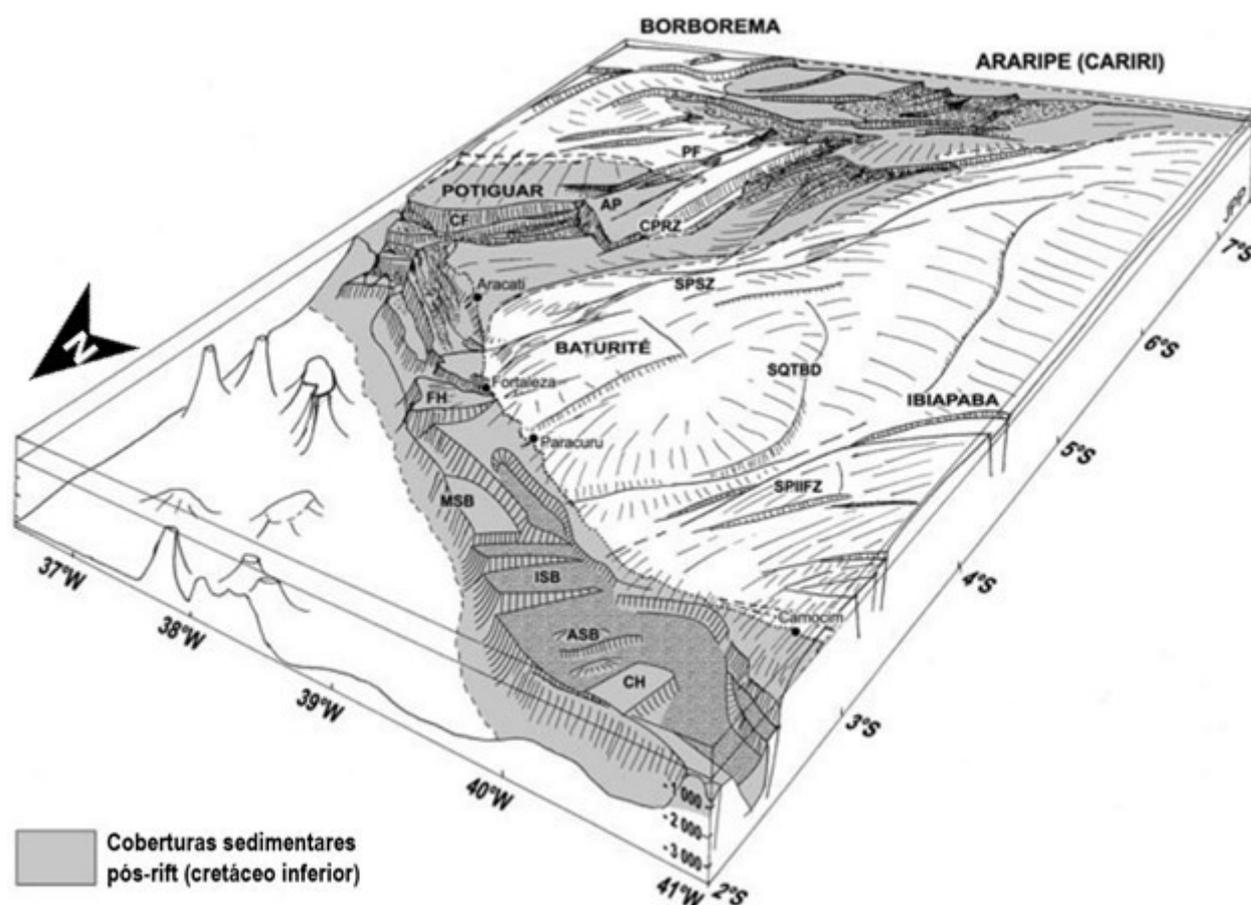


Figura 15 – Esquema da configuração morfoestrutural do Rifte Cariri-Potiguar. Segundo modelo proposto por Peulvast *et al.* (2008), a rede de drenagem é instalada durante o cretáceo tardio, com a Superfície Jaguaribe como principal nível de base. Fonte: Adaptado de Peulvast e Bétard (2015).

Posteriores reativações das estruturas brasilianas durante o Cenozoico, além de falhamentos e juntas (em menor escala), seriam responsáveis pela condição de anomalias direcionais (reversões, desvios, meandramentos e inflexões) mencionadas anteriormente (BEZERRA *et al.*, 2011; MAIA; BEZERRA, 2014; MAIA; BEZERRA, 2019). Evidências sedimentológicas referentes a esforços neotectônicos associados aos *trends* estruturais brasilianos, sobretudo em sedimentos do Grupo Barreiras e nos vales aluviais, corroboram com essa concepção (SAADI; TORQUATO NETO, 1994; PEULVAST *et al.*, 2006; BEZERRA *et*

al., 2011). Assim, o arranjo fluvial regional é atribuído a processos de superimposição/epigenia ou de antecedência ao quadro morfotectônico Cretáceo e Cenozoico (PEULVAST; CLAUDINO-SALES, 2004; MAIA; BEZERRA, 2019).

3.3 Aspectos hidroclimáticos

As características hidrológicas da área de estudo refletem a sazonalidade de precipitação e variabilidade de chuvas, típicas do contexto climático da área nuclear do semiárido. O clima impõe a esses terrenos elevadas taxas de insolação, altas temperaturas com baixas amplitudes térmicas, altas taxas de evapotranspiração e baixos totais pluviométricos (ZANELLA, 2014). A interação desses elementos atmosféricos com o substrato litológico predominantemente cristalino controla a morfodinâmica e a rede de drenagem, condicionando reduzido volume de escoamento superficial e baixo poder de entalhe (SOUZA *et al.*, 2005).

As temperaturas médias oscilam entorno de 26 a 28° C e sofrem forte influência do relevo nessa variação, visto que áreas em cotas altimétricas superiores apresentam médias mais reduzidas (CONTI, 2005). A amplitude térmica é de aproximadamente 5° C para os estados do Ceará, Piauí e Rio Grande do Norte (NIMER, 1989). A evapotranspiração é característica de ambientes com alto grau de aridez, com déficit de evapotranspiração — calculado pela relação entre a perda de água real e potencial — superiores a 1000 mm ano⁻¹, podendo chegar a 2000 mm ano⁻¹ em determinadas porções da área de estudo (VIEIRA, 2003). A pluviometria da região denota valores médios anuais que variam entre 600 e 800 mm (CONTI, 2005). Há uma expressiva diferença de precipitação em relação a terrenos marginais e interioranos, visto que na linha de costa podem chegar a 1200 mm e não ultrapassarem 600 mm nas porções referentes ao sertão cearense e potiguar (MARENGO, 2011). O fator orográfico também altera as condições pluviométricas, propiciando a formação de enclaves úmidos/subúmidos de exceção, representados pelos maciços cristalinos costeiros e platôs sedimentares (SOUZA; OLIVEIRA, 2006). Esses relevos são denominados genericamente de brejos de altitude, onde as médias podem alcançar valores superiores as 1000 mm anuais (SOUZA; OLIVEIRA, 2006).

A distribuição da precipitação é marcadamente sazonal, com estação chuvosa que dura entre três e cinco meses (dezembro a abril) (ZANELLA, 2014). Especificamente para a área de estudo, o principal mecanismo produtor de chuvas é a Zona de Convergência Intertropical (ZCIT), que atua entre os meses de fevereiro a maio (MARENGO, 2011). A ZCIT caracteriza-se por uma banda de nuvens que transpassa a faixa equatorial do globo terrestre, gerada pela confluência de ventos alísios dos hemisférios norte e sul, carregando a umidade oceânica para

o interior do Nordeste (MARQUES; OLIVEIRA, 2016). A variabilidade interanual de chuvas é controlada, sobretudo, por fenômenos de alteração nos padrões normais de aquecimento oceânico-atmosférico na região do Pacífico Equatorial (*El Niño* e *La Niña*), que podem inibir ou intensificar os efeitos da ZCIT no Nordeste setentrional (ZANELLA, 2014).

A interação desses fatores com o substrato da região estabelece rios e canais com regimes intermitentes e efêmeros, cujo escoamento se estabelece apenas durante a quadra chuvosa (ZANELLA, 2014) (Figura 16). Os principais valores de vazão são registrados nos rios próximos ao litoral em virtude das melhores condições de precipitação, com médias de 3 a 5 L/s/km² para bacias hidrográficas litorâneas; e de 1 a 3 L/s/km² para tributários do Rio Jaguaribe (ANA, 2005).



Figura 16 – Canal intermitente próximo a escoado a partir de vertente de maciço cristalino da Depressão Sertaneja Setentrional. Fonte: Acervo do autor (2019).

O embasamento promove baixa interação entre os níveis freáticos e os sistemas superficiais, impossibilitando a recarga fluvial (CAVALCANTE, 2018). Em decorrência da vazão reduzida, os rios apresentam baixa capacidade de entalhe e transporte sedimentar, majoritariamente caracterizados por margens mal definidas e calhas rasas, dispostos

longitudinalmente em gradientes fracamente inclinados (CAVALCANTE, 2018). Contudo, a estreita janela de distribuição da precipitação fortalece o poder erosivo do escoamento fluvial durante a estação chuvosa, sobretudo em função das condições fitopedológicas que não protegem o solo do escoamento pluvial. A concentração de precipitação condiciona processos erosivos torrenciais, propiciando acentuada mobilização de detritos com o ganho de competência fluvial (CAVALCANTE; CUNHA, 2012). Dessa forma, as condições hidroclimáticas produzem rios alongados, com pouca profundidade e fundo arenoso, com detritos grosseiros depositados próximos as cabeceiras e sedimentos arenoso-argilosos transportados com mais facilidade pelas finas correntes de água.

3.4 Características fitopedológicas

Em geral, os solos da região são rasos, empobrecidos e com baixo teor de matéria orgânica em virtude da combinação de lento intemperismo químico, intenso desmantelamento erosivo durante a quadra chuvosa e vegetação esparsa de baixo porte (CORRÊA *et al.*, 2019). A baixa capacidade de lixiviação decorrente da ineficiência pedogenética, denota predominância de coberturas edáficas compostas por argilas montmorilonita, frequentemente associadas a finas camadas salinas capeando material pedregoso superficial (PRADO *et al.*, 2003). Os finos mantos de alteração são majoritariamente compostos por materiais arenosos, arenosos-argilosos e macroclásticos — principalmente concreções ferruginosas e seixos de quartzo (SOUZA *et al.*, 2005). Taxonomicamente, os solos de maior ocorrência na área de estudo são os Neossolos Litólicos, Neossolos Regolíticos, Neossolos Quartzarênicos e Luvisolos (CORRÊA *et al.*, 2019). Argissolos são frequentemente verificados em setores de maior umidade, sobretudo nos maciços cristalinos e nos patamares sedimentares soerguidos em função das condições climáticas de exceção (SOUZA; OLIVEIRA, 2006).

A cobertura vegetal da região é majoritariamente composta pela caatinga, com exceção restrita a porções litorâneas, onde há predomínio de restinga (SILVA *et al.*, 2017). São caracterizadas como florestas arbóreas ou arbustivas, compostas principalmente por árvores e pequenos arbustos com espinhos, microfília e características xerofíticas (PRADO *et al.*, 2003). Sua composição florística acompanha a variação no volume de precipitação, além das aptidões edáficas disponíveis, variando de florestas altas e secas (15 - 20 m) a arbóreas (FERNANDES *et al.*, 2020). No semiárido setentrional, a predominância corresponde a estratos arbustivos densos e abertos, com esparsas manchas de vegetação de porte arbóreo no sopé do Planalto da Ibiapaba e em porções úmidas dos maciços costeiros (MORO *et al.*, 2015).

Tais características fitopedológicas impactam diretamente na ecodinâmica da área de estudo, sobretudo na interação entre processos pedogenéticos e morfogenéticos. Setores com caatingas densas e arbóreas dificultam a degradação promovida pela atuação erosiva, ao passo que coberturas arbustivas e abertas esparsadas facilitam a geração de sulcos, ravinas e cones de detritos que impactam na resistência dos horizontes superficiais (TOMASELLA *et al.*, 2018). A baixa capacidade de infiltração, retenção de umidade e o reduzido teor de matéria orgânica dos solos contribui para o dismantelamento erosivo nos eventos torrenciais (PRADO *et al.*, 2003). O raso manto de alteração, por vezes desprovido de coberturas vegetais, é mobilizado durante a quadra chuvosa, com deposição marginal formando depósitos de tálus ou pedimentos em rampas (SOUZA *et al.*, 2005). Clastos finos de composição arenosos-argilosa são mobilizados a maiores distâncias, sobretudo em suspensão, por finas lentes de água fluentes nos canais fluviais. Vales entulhados e alargados formam-se em reposta as condições de baixa resistência dos mantos intempéricos que recobrem interflúvios, formando superfícies continuamente planas ou levemente onduladas.

4. PROCEDIMENTOS METODOLÓGICOS

A pesquisa foi realizada a partir das seguintes etapas: (i) revisões bibliográficas e cartográficas; (ii) delimitação de áreas foco para estudos de caso; (iii) modelagem computacional baseada em processamento e extração de dados derivados de produtos de sensoriamento remoto; (iv) expedições de campo; e (v) integralização do conjunto de dados elaborados e produção da redação final da Tese. Vale ressaltar que esta Tese foi organizada na forma de artigos científicos. Logo, os capítulos que compõem seus resultados possuem em si uma seção de materiais e métodos. Sendo assim, como não faz sentido descrever duas vezes essas etapas metodológicas, neste capítulo serão realizadas apenas considerações sobre os materiais e métodos utilizados.

4.1 Revisões bibliográfica e cartográfica

Nessa etapa, realizou-se revisão bibliográfica em livros, periódicos científicos, teses, dissertações, monografias e outros materiais de relevância acadêmica pertinentes sobre o tema estudado. O enfoque foi nos processos de rearranjo fluvial; na evolução de rios em terras secas; nos aspectos fisiográficos e evolutivos do nordeste setentrional do Brasil e nas técnicas para processamento de produtos de sensoriamento remoto. Em seguida, produziu-se um banco de dados cartográfico sobre a área de estudo, com ênfase em informações litoestruturais, morfotectônicas e hidrográficas da região. Para a revisão cartográfica foram consultadas várias bases de dados, com destaque para cartas geológicas produzidas pela Companhia de Pesquisa e Recursos Minerais (CPRM) (disponível em: <http://geosgb.cprm.gov.br/>) e para bases hidrográficas elaboradas pelo Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística (IBGE) (disponível em: <https://downloads.ibge.gov.br/>).

4.2 Delimitação de áreas foco do estudo

Em virtude dos mais 450.000 km² de extensão do nordeste setentrional brasileiro, optou-se pela delimitação de áreas foco para o estudo. A partir da compilação de informações produzida na etapa anterior, realizou-se uma delimitação de áreas prioritárias considerando os seguintes critérios: (i) investigar áreas com evidências morfológicas claras e significativas e; (ii) estudar o fenômeno em diferentes escalas espaciais (extensão). Assim, foram determinadas três áreas foco que satisfaziam esses critérios. Essas três áreas foram investigadas e os

resultados de cada uma são apresentados na forma de artigos que correspondem aos capítulos de resultados desta Tese (Capítulos 5, 6 e 7). A descrição das áreas escolhidas está presente nos capítulos correspondentes.

4.3 Aquisição de dados derivados de produtos de sensoriamento remoto

Foram utilizados produtos de sensoriamento remoto para aquisição de evidências morfológicas de rearranjos fluviais nas áreas foco do estudo. O principal intuito da extração desses dados consistiu em identificar: (i) indícios planimétricos de rearranjo fluvial nas redes de drenagem, como cotovelos de captura e padrões de drenagem farpados; (ii) a dinâmica de disputa, agressividade e grau de incisão dos sistemas fluviais a partir da análise de seus gradientes; (iii) anomalias topográficas que indiquem a localização de possíveis paleovales como baixos divisores e vales secos; (iv) desajustes topográficos que apontem relações com processos de transferências de áreas de drenagem e alterações nos níveis de base; (v) estipulação da evolução paleotopográfica regional a partir da avaliação do preenchimento dos vales; e (vi) tendências de mobilidade dos divisores hidrográficos.

Em síntese, os produtos utilizados dizem respeito a Modelos digital de Elevação (MDE) *Advanced Land Observation Satellite* (ALOS) – modelo AW3D30 – e *Shuttle Radar Topography Mission* (SRTM) – 1 arco-de-segundo – com resolução espacial de 30 m. Os dados fluviais planimétricos foram obtidos mediante extrações de linhas de drenagem e segmentos dos divisores hidrográficos a partir de algoritmo de fluxo D8 (TARBOTON, 1997). Os perfis longitudinais foram obtidos a partir da variável χ , uma morfométrica utilizada para extração dos gradientes fluviais através de integralização do índice de declividade do canal (k_{sn}) por um valor de área de contribuição referência (PERRON; ROYDEN, 2013). As anomalias e desajustes topográficos foram analisados a partir da quantificação da declividade (média ou pixel por pixel) e da amplitude topográfica dos terrenos da região, conforme propostas de extração estabelecidas em Struth *et al.* (2019). A paleotopografia regional foi estipulada a partir de modelagem computacional pelo método Seppômen (MOTOKI *et al.*, 2008), acompanhada de extrações de redes de drenagem e divisores hidrográficos para cada modelo produzido. Por fim, a mobilidade dos divisores foi analisada com base nas métricas de Gilbert – elevação e amplitude topográfica das vertentes dos divisores, variável χ e gradiente dos canais – (WHIPPLE *et al.*, 2017; FORTE, WHIPPLE, 2018); e no Índice de Assimetria dos Divisores (IAD) (SCHERLER; SCHWANGHART, 2020).

4.4 Expedições de campo

Após a etapa anterior, expedições de campo foram realizadas para validação e obtenção de evidências sedimentares dos rearranjos de drenagem investigados. Os trabalhos de campo foram realizados sobretudo em áreas de interflúvio devido a maior concentração de indícios de reorganizações presentes nesses setores (BISHOP, 1995). O objetivo principal correspondeu a identificação de terraços fluviais posicionados sobre os divisores, colos abandonados, vales secos e/ou superdimensionados em relação seus canais, além de baixos divisores.

Em virtude das limitações de transporte e hospedagem impostas pela Pandemia do SARS-COV 19, apenas três campos foram realizados durante o desenvolvimento da pesquisa: o primeiro realizado em dezembro de 2019 (divisor entre os rios Acaraú e Aracatiaçu); o segundo em dezembro de 2020 (divisor entre os rios Sitiá e Piranji) e o terceiro em maio de 2022 (no divisor dos rios Acaraú e Poti, no cânion do Rio Poti e na Bacia Sedimentar do Iguatu).

4.5 Integralização dos dados e elaboração da redação final

Por fim, realizou-se uma integralização dos dados adquiridos para produção da redação final da Tese, ou seja, para elaboração dos capítulos referentes aos artigos e a considerações finais da pesquisa (Capítulos 5, 6, 7 e 8). Os resultados são apresentados de acordo como foram publicados ou submetidos em periódicos científicos, ao passo que para diminuir a repetição de referências no texto final da Tese, todas foram compiladas e podem ser consultadas no tópico Referências no fim deste trabalho.

5 RESULTADOS E DISCUSSÃO

5.1 Evidências de captura fluvial no Semiárido setentrional brasileiro: o caso do divisor entre os rios Acaraú e Aracatiaçu

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 Aracatiaçu 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, embora não tenha sido possível identificar uma idade, parte de um paleoalto curso da bacia hidrográfica do rio Aracatiaçu foi pirateada para a do rio Acaraú. Esse processo transferiu alguns milhares de km² 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 geomorfológica propostos para a região.

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

5.1.1 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 descrito ao longo da última década, especialmente em áreas serranas, montanhosas ou tropicais do globo (PRINCE *et al.*, 2010; SORDI *et al.*, 2018; STOKES *et al.*, 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 *et al.*, 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 *et al.*, 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 dinâmica de 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 mais voltados para as áreas tropicais úmidas do país (OLIVEIRA, 2010; CHEREM *et al.*, 2012; SALGADO *et al.*, 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, litologia, nível de base e mobilidade do divisor) condicionaram esse possível rearranjo fluvial, além de sua idade a longo-termo.

5.1.2 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 km² e 3.500 km², respectivamente (Figura 17). 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 granitoides 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).

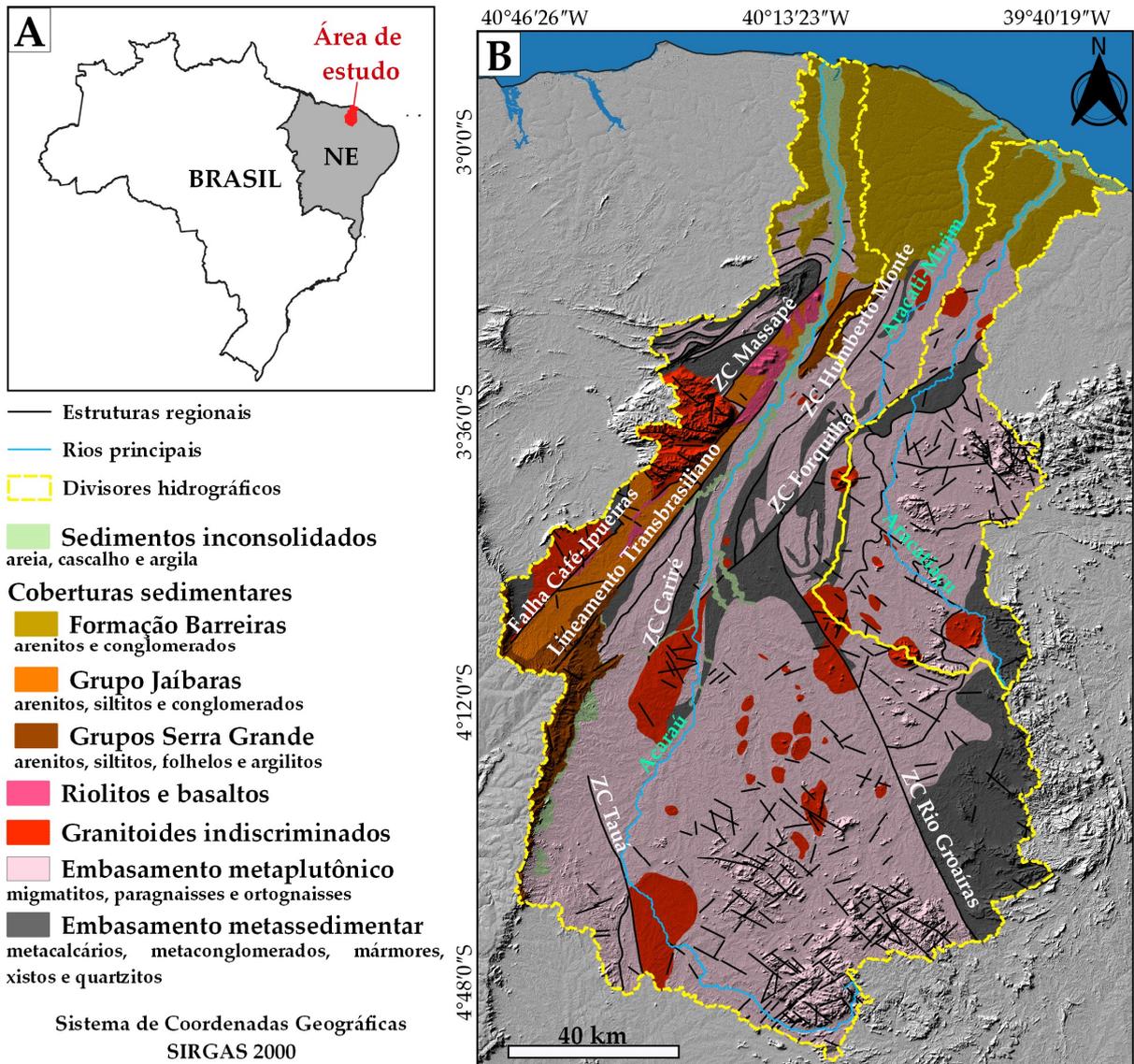


Figura 17 – Localização da área de estudo (A) e geologia simplificada das bacias hidrográficas dos rios Acaraú e Aracatiaçu (NW do Ceará). Fonte: Elaborado pelo autor.

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 *et al.*, 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 granitoide (SANTOS *et al.*, 2008). Os Grupos Jaíbaras e Serra Grande, além dos granitos que compõem a Serra da Meruoca, são originados nessa fase, durante reativação cambro-ordovinciana do Lineamento Transbrasiliano (CAVALCANTE *et al.*, 2003).

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 soerguimento da borda NE da Bacia do Parnaíba (Planalto 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 drifte 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, 2019; 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 Planalto da Ibiapaba (Figura 18). 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 17 e 18). 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).

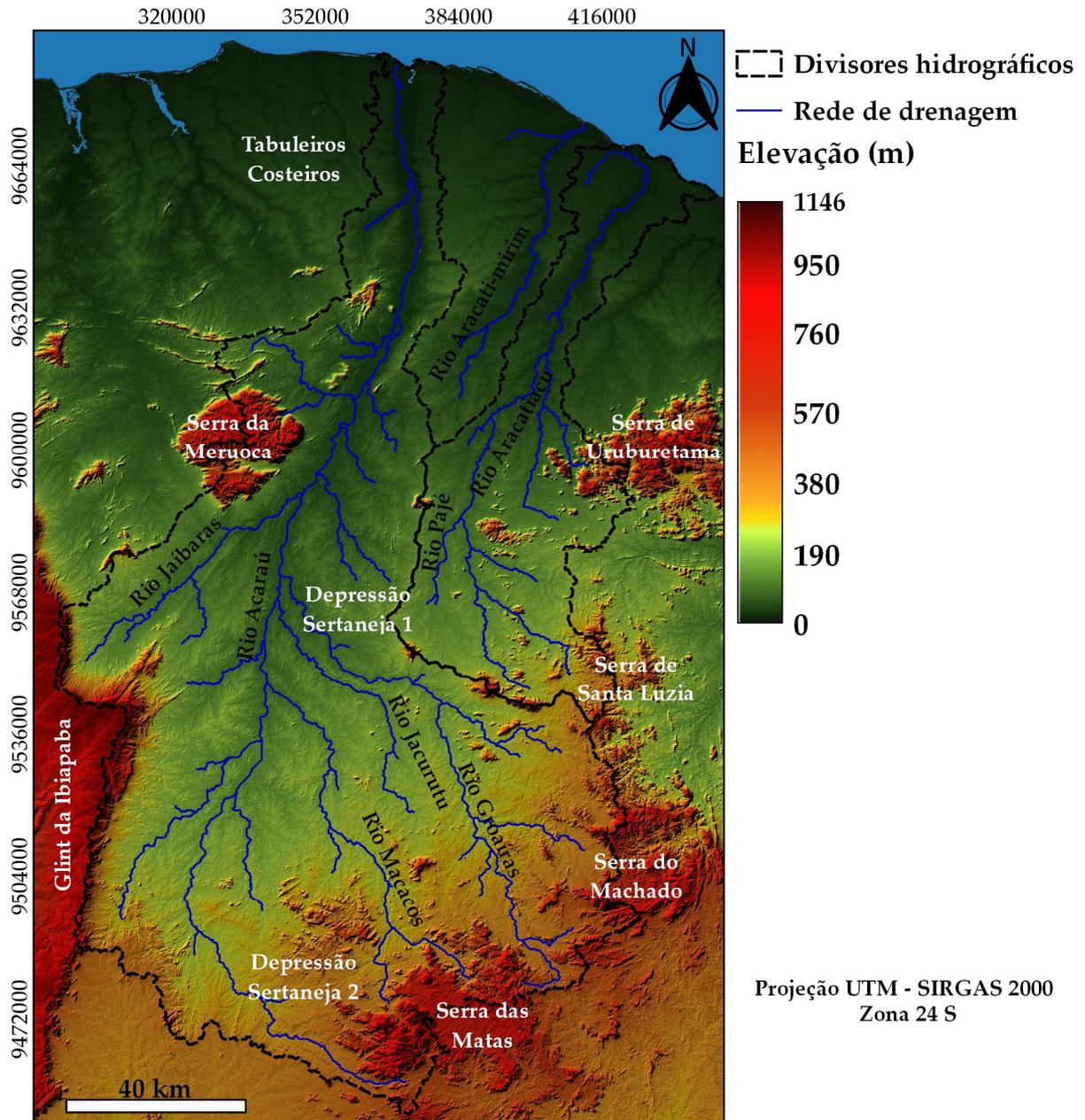


Figura 18 – Hipsometria e unidades de relevo dos rios Acaraú e Aracatiaçu. Fonte: Elaborado pelo autor.

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 ≤ 600 mm anuais, com altas taxas de insolação e evapotranspiração (DINIZ *et al.*, 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 *et al.*, 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 talwegues. 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 *et al.*, 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).

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 *et al.*, 2011). Na área de estudo, feições epigênicas exumadas (*boulders*, tafonis e caneluras) evidenciam formação em ambientes mais úmidos, diferentes do contexto climático atual (RODRIGUES; MAIA, 2019; RODRIGUES *et al.*, 2019).

5.1.3 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.

5.1.3.1 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 e aluviais posicionados sobre divisores hidrográficos são as evidências estratigráficas mais claras e precisas reportadas para a identificação de piratarias fluviais (ZAPROWSKI *et al.*, 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 *et al.*, 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). 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) *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.

5.1.3.2 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 θ refere-se ao índice de concavidade do canal (FLINT, 1974). O valor de θ 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 (θ_{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 θ_{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 (χ) ou variável χ . Nesse método, as coordenadas horizontais dos perfis longitudinais (x) são transformadas em coordenadas χ 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 χ (z versus χ), 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 χ , 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 χ diminuem com a tendência para ganho de áreas, enquanto a tendência para perdas de áreas manifesta aumento dos valores χ (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 χ 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 km² para a obtenção dos canais. Os valores de k_{sn} e da variável χ foram calculados para toda a área de estudo, a partir de um θ_{ref} de 0,45. Especificamente para a variável χ , foram utilizados os valores de 1 m² para a área escalar de referência (A_0), além do valor do nível de base (z_b) 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.

5.1.3.3 Métricas para análise da mobilidade dos divisores

A partir da variável χ , Willet *et al.* (2014) desenvolvem um método para avaliar a dinâmica horizontal das redes de drenagem. Os gradientes χ são convertidos em mapas χ , 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 χ através dos divisores, denominadas de anomalias χ , 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 χ similares indicam equilíbrio geométrico entre as redes de drenagem, sem indícios de tendência para reorganização fluvial eminente (STRUTH *et al.*, 2019). A ocorrência de anomalias χ aponta instabilidade, com tendência de migração do divisor em direção aos sistemas com menor poder erosivo. Já valores similares de χ 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 χ no decorrer dos divisores. Além disso, anomalias χ 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 χ , 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 χ 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 χ , 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 (HAREL *et al.*, 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 χ 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 χ , foram usados os mesmos parâmetros descritos para a obtenção dos perfis χ ($\theta_{ref} = 0,45$, $A_0 = 1 \text{ m}^2$ 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.

5.1.4 Resultados

5.1.4.1 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 19). 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. 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.

De forma geral, os canais principais 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 19, A).

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 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 a 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 19, B e C). 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.

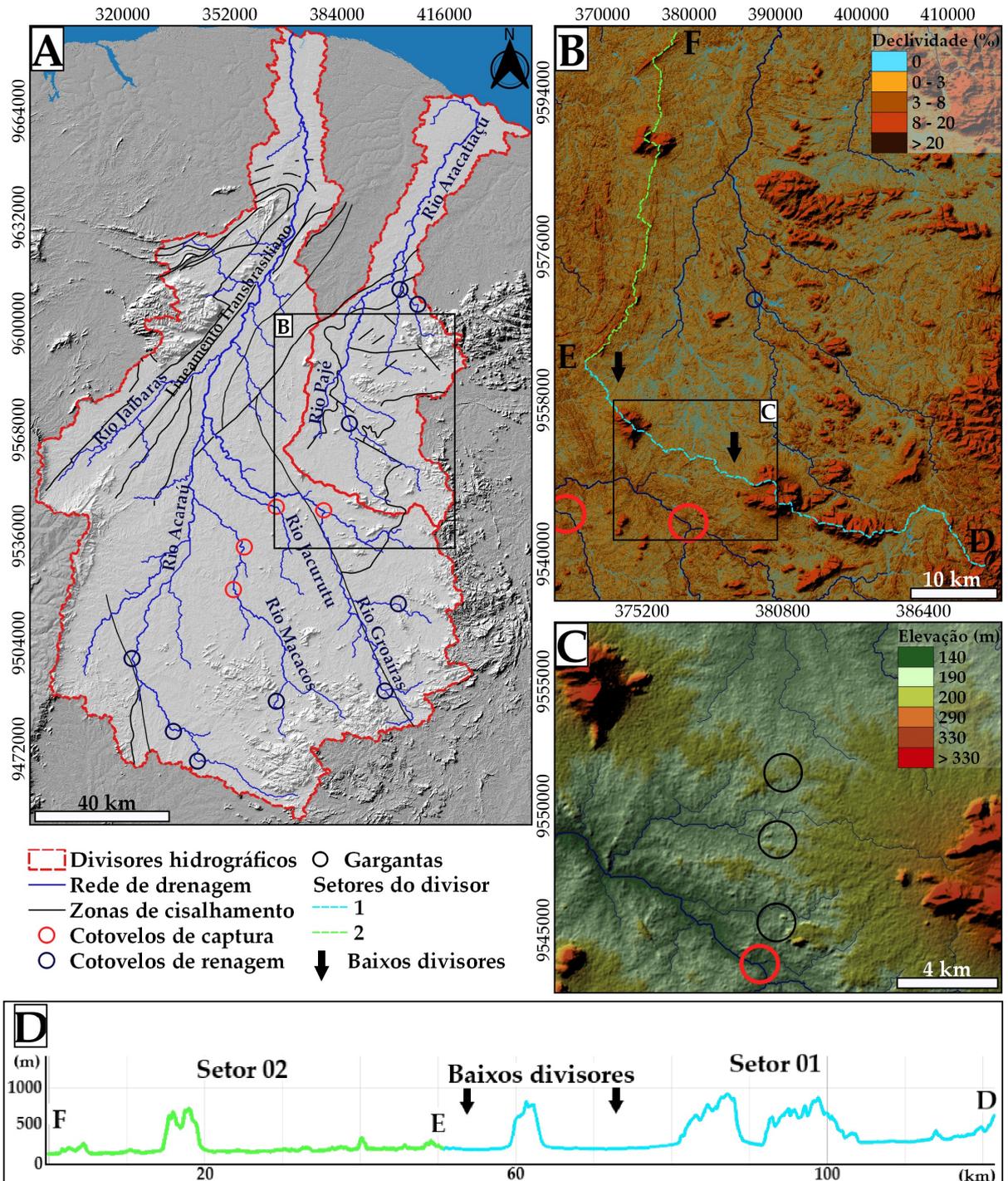


Figura 19 – Evidências de captura fluvial entre as bacias hidrográficas do Acaraú e do Aracatiaçu. A- Rede de drenagem e cotovelos identificados em canais acima de 5^a ordem. B- Declividade (percentual) e setores do divisor hidrográfico. C- Hipsometria e drenagens em baixo divisor no Setor 01. D- Perfil topográfico do divisor com a localização dos baixos divisores (localização do perfil com as letras F e D na Figura B). Fonte: Elaborado pelo autor.

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 19, B). 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 19, C).

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 20).

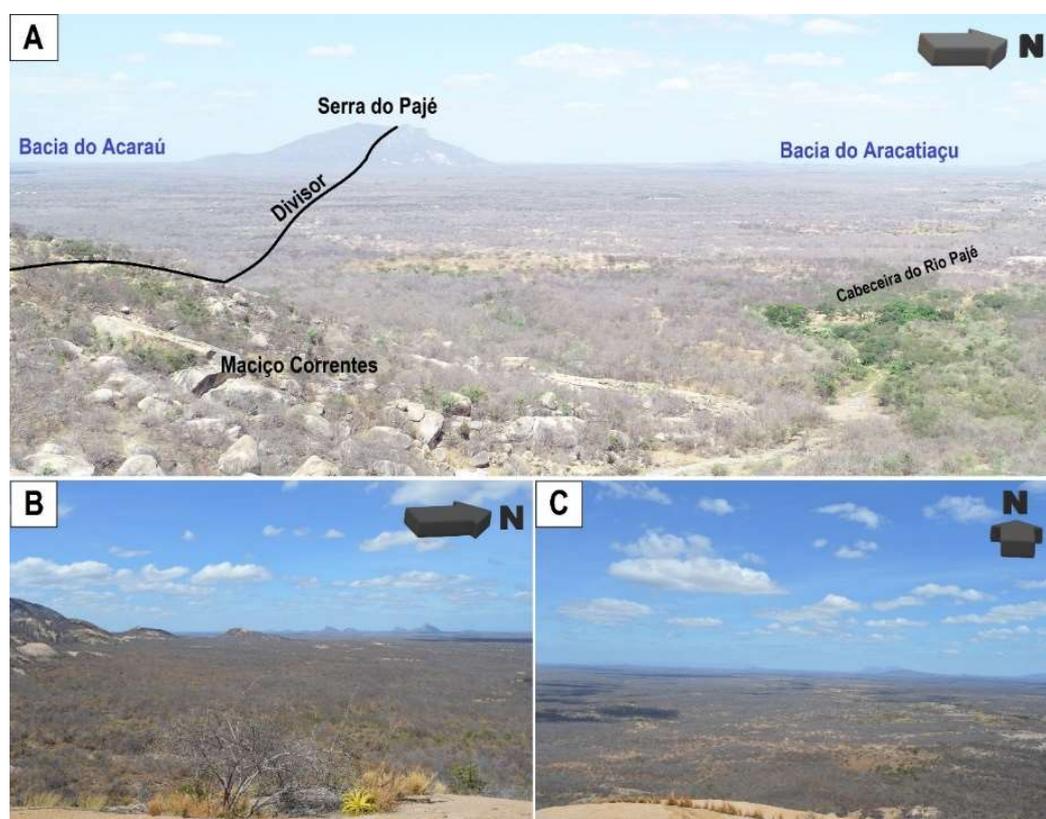


Figura 20 – Baixo divisor localizado entre os rios Acaraú e Aracatiaçu (Setor 01). A - Vista aérea do divisor (vista E-W). B - Áreas drenadas pela Bacia do Acaraú. C - Áreas drenadas pela Bacia do Aracatiaçu. Fonte: Acervo do autor (2019).

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.

5.1.4.2 Análise dos gradientes fluviais

Os perfis longitudinais apontam diferenças no ajuste dos rios Acaraú e Aracatiaçu ao nível de base geral (Figura 21, A). 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 Transbrasiliano 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, escoar 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.

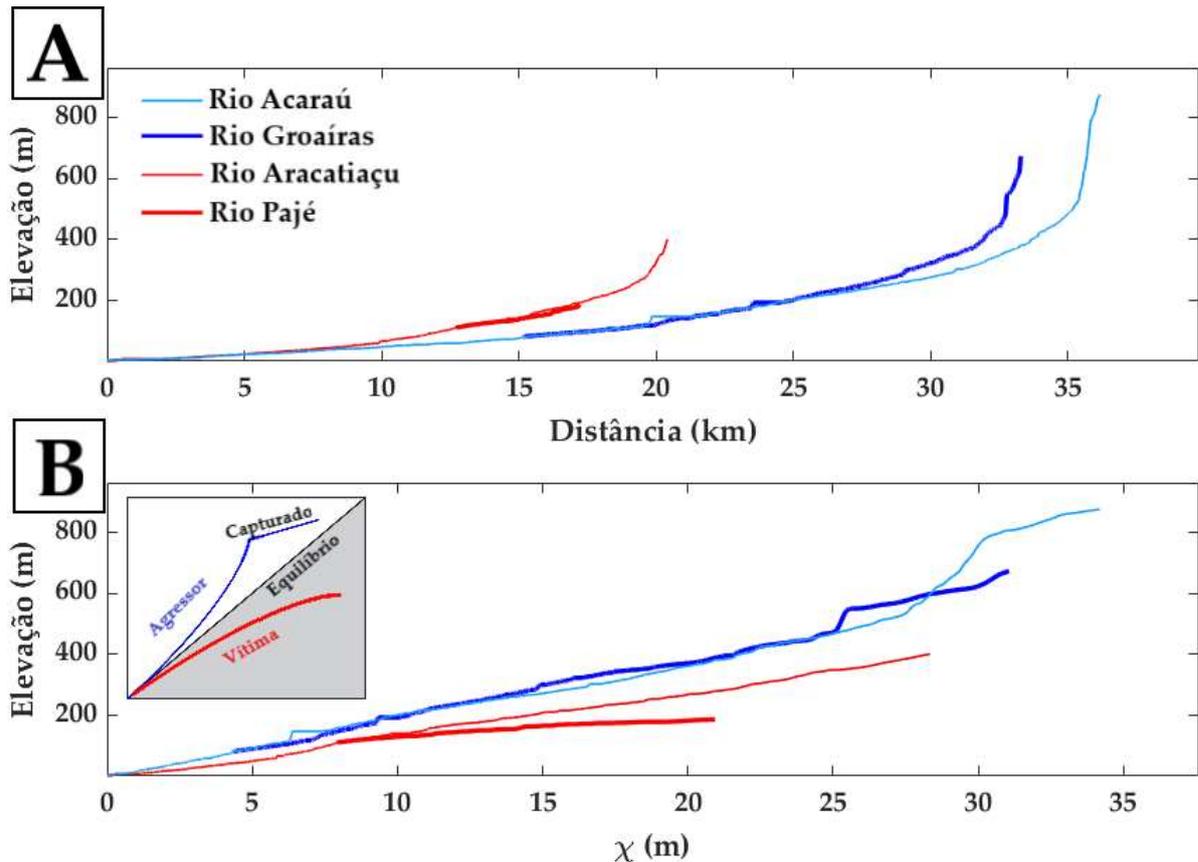


Figura 21 – Perfis longitudinais (A) e perfis χ (B) dos canais principais e dos rios Groaíras e Pajé. Em B, verifica-se as diferenças de poder erosivo e as condições de equilíbrio. Fonte: Elaborado pelo autor.

Os perfis χ dos rios Acaraú e Aracatiaçu, em geral, são lineares, indicando canais em equilíbrio dinâmico (Figura 21, B). 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 χ 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 χ 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 χ apontam que o rio Groaíras denota maior agressividade erosiva em comparação ao rio Pajé.

5.1.4.3 Análises da mobilidade do divisor

O mapa χ revela que tênues anomalias são verificadas no Setor 01, com maiores valores de χ na face do divisor drenada pelo rio Pajé (Figura 22). 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.

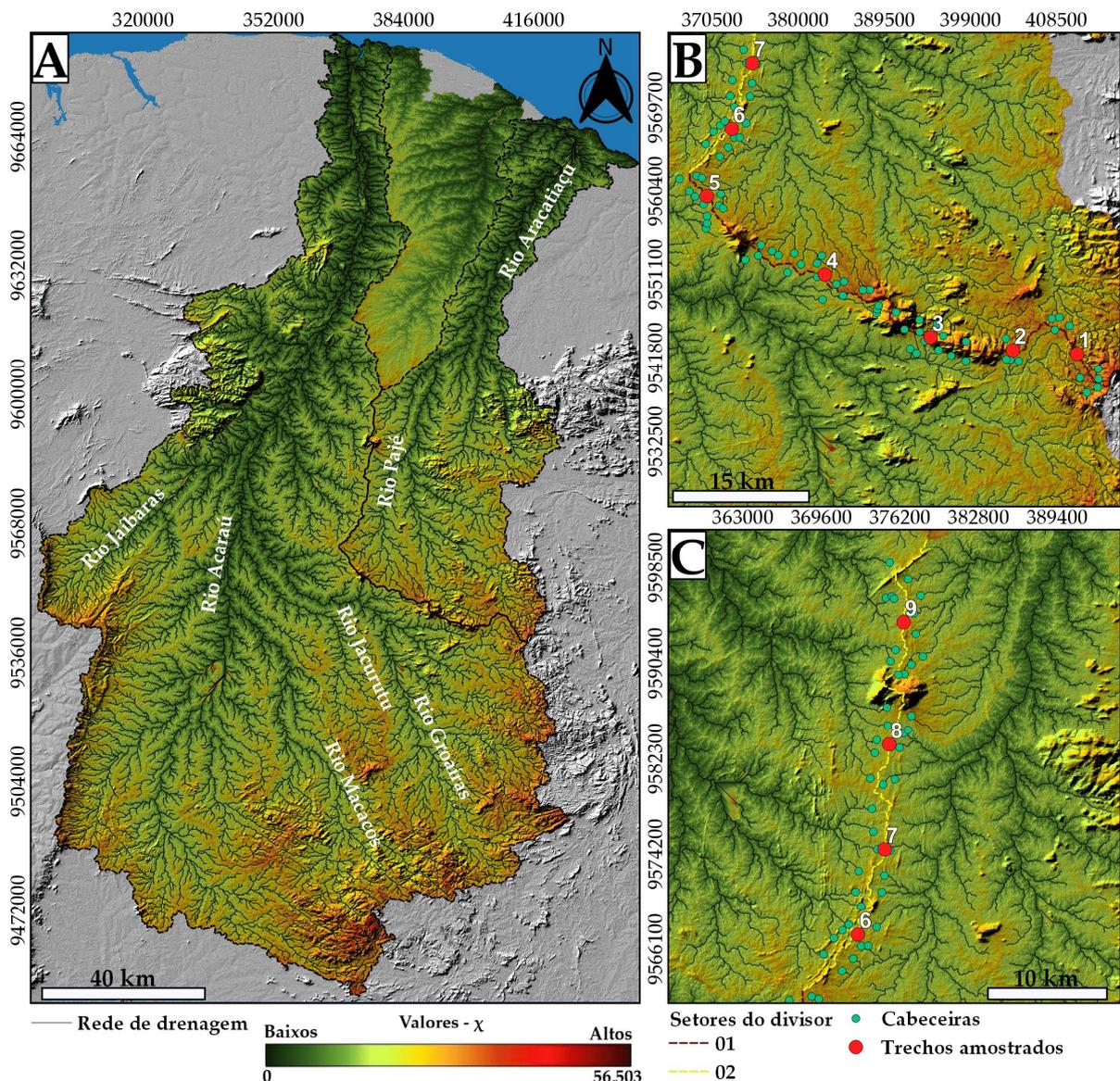


Figura 22 – Mapa χ dos rios Acaraú e Aracatiaçu. A - Valores χ para as bacias do Acaraú e do Aracatiaçu. B - Valores χ e localização de cabeceiras e trechos amostrados para as métricas de Gilbert do Setor 01. C - Valores χ e localização de cabeceiras e trechos amostrados para as métricas de Gilbert do Setor 02. Fonte: Elaborado pelo autor.

Já no Setor 02, a variável χ não apresenta diferenças significativas, indicando um setor estável do divisor hidrográfico. Dessa forma, a distribuição dos valores χ no decorrer do divisor indica que as cabeceiras do rio Groaíras denotam o maior poder erosivo entre os canais que drenam o divisor.

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 23). 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. As médias foram calculadas nos métodos estatísticos propostos por Forte e Whipple (2018), apresentando resultados similares (Tabela 1). 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.

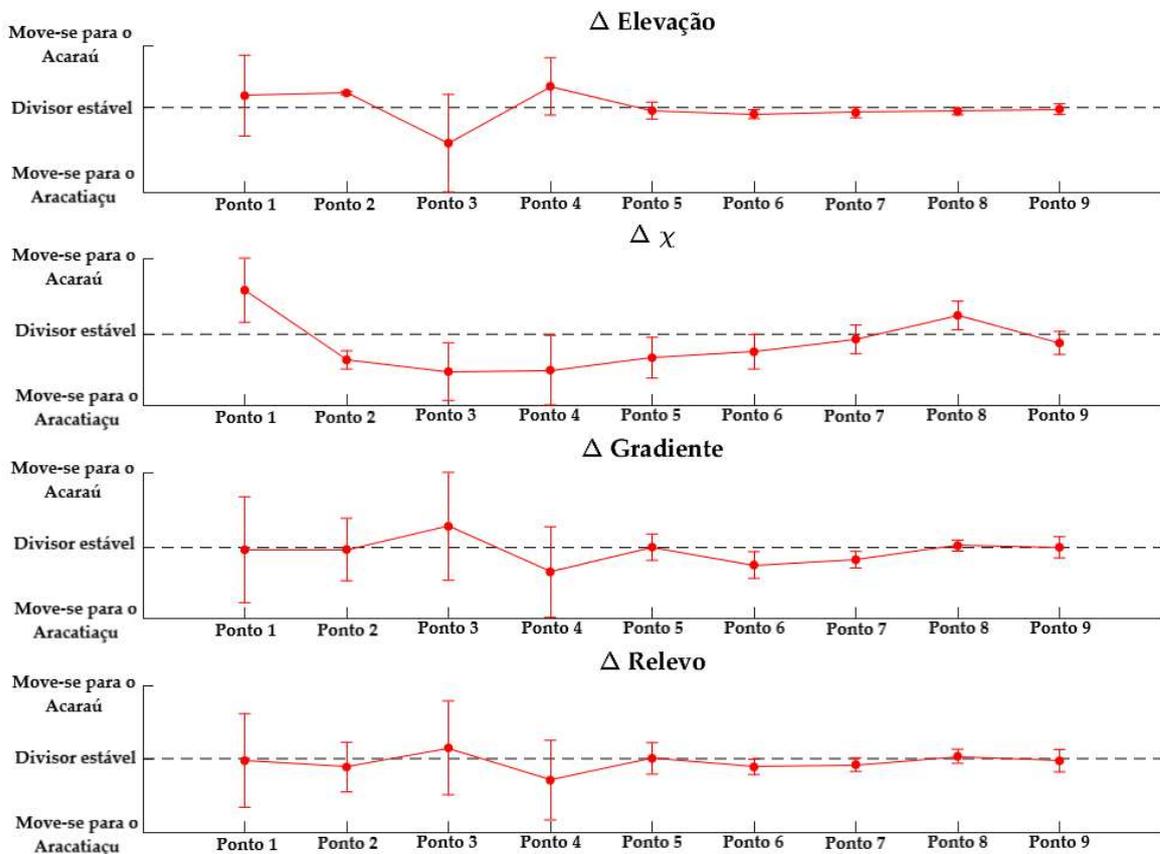


Figura 23 – Gráfico de valores delta para as médias das métricas de Gilbert ao longo do divisor hidrográfico das bacias hidrográficas do Acaraú e Aracatiaçu. Fonte: Elaborado pelo autor.

Tabela 1 – Valores médios obtidos a partir das métricas de Gilbert e ksn para as faces do divisor na área referência de drenagens até 3ª ordem.

Setores	Faces	Ksn (m0,9)	χ	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 χ estão mais próximos de mobilidade em direção à bacia do rio Aracatiaçu. Essa tendência no Ponto 4 condiz com as características dos perfis χ , 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 χ quanto as métricas de Gilbert apresentam a tendência de mobilidade do presente/futuro e que processos de rearranjo de drenagem que ocorreram no passado podem fazer com que um divisor antes desequilibrado alcance equilíbrio.

5.1.5 Discussão

5.1.5.1 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, gargantas, 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 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 21). 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 22). 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 χ , 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 χ 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), 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 paleorroio Groaíras e incorporada à bacia do rio Acaraú (Figura 24). 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.

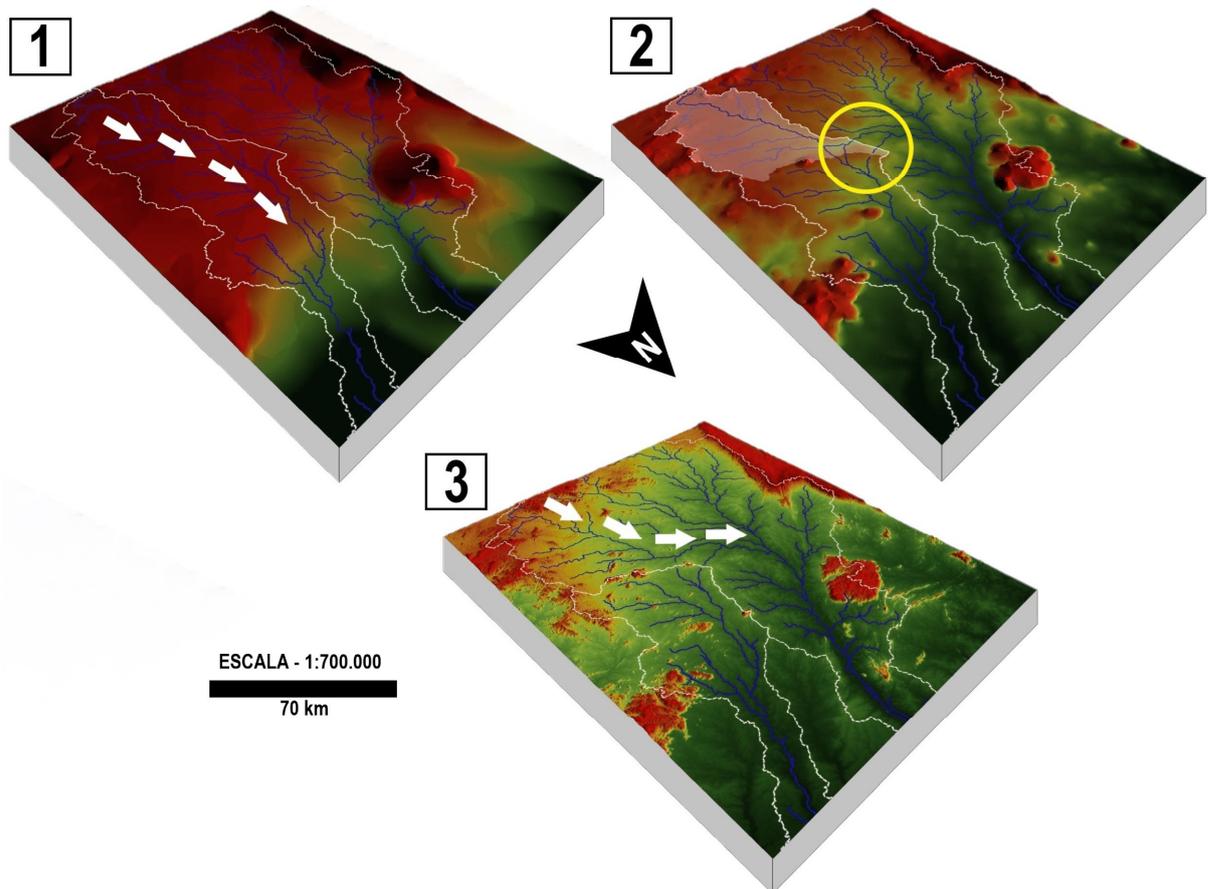


Figura 24 – Modelo evolutivo para evolução da rede de drenagem das bacias hidrográficas dos rios Acaraú e Aracatiaçu. 1 - Arranjo dos sistemas de drenagem antes da captura, com o paleorroio Groaíras conectado ao rio Pajé; 2 - Interceptação por parte de braço do rio Acaraú no rio Groaíras; 3 - Atual configuração das bacias hidrográficas e decapitação do rio Pajé. As setas brancas indicam a direção dos canais antes e após a captura. Fonte: Elaborado pelo autor.

5.1.5.2 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, no Lineamento Transbrasiliano, apesar de em macroescala não haver repercussões topográficas expressivas (CACAMA, 2015). A morfologia, possivelmente morfotectônica, de maior magnitude topográfica compete à escarpa ocidental do Maciço da Meruoca, atrelada à reativação da Falha Café-Ipueiras (PEDROSA JÚNIOR *et al.*, 2015). 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).

Na área de estudo, os indícios de reativações mais recentes 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 Complexo Tamboril-Santa Quitéria (CTSQ). 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 se apresentam menos deformadas e ressaltadas na paisagem do que fácies anisotrópicas, em função do aumento de planos de fraqueza explorados pelo intemperismo diferencial (BARBOSA; MAIA, 2018; RODRIGUES *et al.*, 2019). Além disso, grande parte do CTSQ 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 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 paleorio 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, conseqüentemente, as taxas de precipitação e vazão foram reduzidas, contribuindo para a reorganização fluvial da área de estudo.

5.1.6 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 gargantas 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 Transbrasiliano). 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.

5.2 Rearranjos de drenagem em depressões intermontanas semiáridas: um estudo de caso na América do Sul

Resumo: O presente trabalho investiga a ocorrência de rearranjos de drenagem na margem equatorial semiárida da América do Sul – especificamente na bacia hidrográfica do rio Jaguaribe – onde os sistemas fluviais escoam sobre depressões intermontanas. A pesquisa se baseou em evidências morfológicas e sedimentares de rearranjos de drenagem, obtidas a partir de expedições de campo. Baseou-se ainda na extração de morfométricas como amplitude topográfica, modelagem paleotopográfica, variável χ e razão entre largura e altura dos fundos de vale. Dentre os principais resultados destaca-se: tributários farpados a montante de boqueirões; baixos divisores delimitando drenagens em terrenos deprimidos; represamento natural de sedimentos fluviais; assinaturas de transferências de áreas entre rios adjacentes e subsidência anômala da foz do rio Jaguaribe. Estes dados sugerem a ocorrência de antigos rearranjos de drenagem durante a evolução pós-cretácica regional do rio Jaguaribe. O aumento de potencial erosivo do rio Jaguaribe, manifestado pela maior incisão de seu vale, subordinada a setores de fraqueza litoestrutural do embasamento, condicionaram processos de captura por mecanismos de aplanamento lateral e transbordamento. Assim, os rearranjos de drenagem foram essenciais para a atual configuração hidrográfica deste rio, mesmo com condições topográficas desfavoráveis a manifestação destes processos.

Palavras-chaves: Captura fluvial; Rio Jaguaribe; Brasil; Rede de drenagem.

5.2.1 Introdução

A evolução geomorfológica em ambientes erosivos não-glaciais responde à incisão dos canais de leito rochoso (HANCOCK *et al.*, 1998; KIRBY; WHIPPLE, 2012). A capacidade erosiva dos leitos é sensivelmente afetada por fatores externos aos sistemas fluviais, como oscilações climáticas, resistência litológica dos substratos, esforços tectônicos e eustasia (WHIPPLE; TUCKER, 1999; WHIPPLE *et al.*, 2013). Contrates na competência de incisão entre os canais susceptibilizam os divisores hidrográficos à migração progressiva e promovem modificações topológicas/geométricas nas redes de drenagem (WILLET *et al.*, 2014; BEESON *et al.*, 2017). Nesse contexto, os sistemas fluviais estabelecem uma dinâmica de expansões e retrações na qual rios com gradientes incisivos e de ajuste topográfico imediato a seus níveis de base (locais ou gerais), incorporam rios com gradientes de baixa incisão que fluem sobre

patamares desajustados em relação a seus níveis de base (PRINCE *et al.*, 2010; WILLET *et al.*, 2014). Essas reorganizações caracterizam rearranjos de drenagem, transferências de áreas e linhas de drenagem, totais ou parciais, entre rios (BISHOP, 1995).

Rearranjos de drenagem são deflagrados por processos descendentes (*top-down*) como desvios por migração lateral e avulsão; ou mediante processos ascendentes (*bottom-up*) como decapitações de cabeceiras e capturas fluviais (BISHOP, 1995; DOUGLASS; SCHMEECKLE, 2007). As capturas fluviais são os mecanismos de reorganização fluvial mais comumente reportados em estudos sobre o tema (SUMMERFIELD, 1991; MIKESELL *et al.*, 2010). De modo geral, capturas fluviais são subordinadas a assimetria morfológica entre as faces dos divisores hidrográficos, sobretudo associadas a erosão remontante e a retração de escarpas (GILBERT, 1987; DOUGLASS; SCHMEECKLE, 2007; WHIPPLE *et al.*, 2017). Modelos físicos tridimensionais e numérico-computacionais, têm demonstrado que elevadas diferenças de amplitude topográfica entre as faces dos divisores são essenciais para a efetividade de uma captura fluvial (DOUGLASS; SCHMEECKLE, 2007; DOUGLASS *et al.*, 2009; WILLET *et al.*, 2014; WHIPPLE *et al.*, 2017). Dessa forma, a maioria dos registros de capturas fluviais reportados diz respeito a grandes divisores hidrográficos coincidentes com cordilheiras, planaltos e maciços, tanto em margens ativas (CLARK *et al.*, 2004; YANG *et al.*, 2015, GARCÍA-DELGADO; VELANDIA, 2020); quanto em margens passivas (STOKES *et al.*, 2008; PRINCE *et al.*, 2010; SALGADO *et al.* 2016, HAREL *et al.*, 2019).

Por outro lado, capturas fluviais em divisores hidrográficos de maior simetria entre suas faces, ainda são pouco reportadas, sobretudo entre rios incidentes sobre os mesmos patamares de dissecação. A maioria dos reportes nessas circunstâncias geomorfológicas são em planícies sobre climas tropicais a equatoriais, de elevada umidade (HOORN *et al.*, 2010; STOKES *et al.*, 2018; NASCIMENTO *et al.*, 2019; SALGADO *et al.*, 2021), ao passo que devido a intensa dinâmica hidrológica característica dessas regiões, a maioria dos rearranjos são de curto-termo e dizem respeito a migrações e avulsões.

A escassez de reportes é ainda maior em superfícies aplainadas de terras secas quentes, de climas áridos e semiáridos, como rios que fluem sobre planícies e depressões. A raridade de vestígios sedimentares preservados nessas regiões, dada a agressiva denudação em climas secos (TOOTH, 2000), é um dos fatores que contribui para essa escassez. Outro importante fator para essa escassez é a ocorrência de regimes de fluxos hídricos intermitentes a efêmeros nessas regiões, o que impõe acentuado controle estrutural aos limitados sistemas fluviais (TWIDALE, 2004; GOUDIE, 2013). O condicionamento estrutural por planos preferenciais de incisão, pode mascarar a ocorrência de evidências diagnósticas de capturas fluviais como anômalas inflexões

fluviais e alterações em seu aporte de águas (e.g. cotovelos de captura, vales secos e canais subdimensionados em relação a seus vales) (TWIDALE, 2004; MANJORO, 2015).

No caso de disputas entre rios que fluem sobre o mesmo patamar de dissecação, limitados por divisores simétricos, os principais processos descritos para o desenvolvimento de capturas fluviais são o aplainamento lateral e transbordamento dos divisores (MATHER, 2000a; HILGENDORF *et al.*, 2020). O aplainamento lateral ocorre por rompimento de divisores mediante ganho energético anômalo do rio captor em relação a rios adjacentes (OLIVEIRA, 2010). Esse aumento de incisão do leito captor pode estar associado a erosão diferencial; subsidência da foz e regressões eustáticas (CHRISTOFOLETTI, 1975). No caso das capturas por transbordamento, a agradação do leito de um rio gera aumento do nível de sua corrente de água, impondo condições favoráveis ao rompimento do divisor hidrográfico em eventos hidroclimáticos de aumento de fluxo (HILGENDORF *et al.*, 2020). O avanço erosivo rompe o divisor e acaba conectando o fluxo do rio transbordante ao fluxo de outro rio adjacente que se encontra mais próximo do nível de base regional (DOUGLASS *et al.*, 2009).

Processos de meteorização epigênica, como a percolação (*seepage*) e o solapamento basal (*groundwater sapping*) são apontados como importantes auxiliares na para a efetivação de capturas fluviais em divisores hidrográficos de baixa amplitude topográfica (CROSBY, 1937; PEDERSON, 2001; TWIDALE, 2004). Apesar de mais verificados em rochas propensas a dissolução, como as carbonáticas (BECERRIL *et al.*, 2010; HILL; POLYAK, 2014), também são reportadas como essenciais para capturas em rochas silicáticas e siliciclásticas (TWIDALE, 2004; TWIDALE; BOURNE, 2010; MARIANNELLI; PICCINI, 2011; UAGODA *et al.*, 2011; RODET *et al.*, 2015). A trama estrutural dos substratos, como fraturas e descontinuidades litológicas (e.g. acamamentos, bandamentos e lineações), dispõem planos de fraqueza preferencias para a atuação da meteorização epigênica condicionando a evolução das intercepções em superfície (CROSBY, 1937; PEDERSON, 2001; TWIDALE, 2004).

Nesse contexto, a presente pesquisa visa contribuir com o debate sobre rearranjos de drenagem, discutindo a possibilidade de ocorrência desses processos em divisores de baixa amplitude topográfica sobre influência de climas secos quentes. Para tanto, a área de estudo escolhida corresponde a bacia hidrográfica do rio Jaguaribe, localizada no setor semiárido da margem equatorial sul-americana, um dos maiores rios secos do planeta (CAVALCANTE; CUNHA, 2012). Esta região, disposta em topografia predominantemente aplainada e deprimida, teve seu atual arranjo fluvial interpretado como herança morfotectônica de um sistema riftes cretácicos abortados durante a abertura do Oceano Atlântico Equatorial (PEULVAST; CLAUDINO-SALES, 2004; PEULVAST; BÉTARD, 2015). Após o cessamento

desses esforços distensivos, a erosão conduzida pelo rio Jaguaribe sobre os compartimentos do sistema de riftes, teria exumado zonas de cisalhamento pré-cambrianas, posteriormente superimpostas por tributários transversais (MAIA; BEZERRA, 2014; PEULVAST; BÉTARD, 2015). No entanto, esta hipótese de superimposição generalizada é questionável pois indícios morfológicos e geológicos sugerirem a ocorrência de rearranjos fluviais pós-cretácicos durante a evolução do rio Jaguaribe (CAVALCENTE, 2006; ARIMA 2007; MAIA; BEZERRA, 2012).

Nesse contexto, a presente pesquisa se propõe a analisar a possibilidade de evolução do rio Jaguaribe sobre a influência de rearranjos fluviais, ao passo que nossa hipótese se baseia no pressuposto de que ampla parcela das áreas drenadas por esse rio evoluiu mediante largas capturas fluviais. Após esse debate inicial, será feita uma discussão sobre os fatores condicionantes desses possíveis processos na área de estudo. Em outras palavras, procura-se saber se a área de estudo indica a ocorrência de rearranjos de drenagem durante sua evolução e qual mecanismo evolutivo subordinou a reorganização hidrográfica, visto que a rede de drenagem flui sobre patamares de dissecação similares. Para compreender esses questionamentos, a presente pesquisa se baseou na investigação de evidências morfológicas e sedimentares obtidas a partir de produtos de sensoriamento remoto e expedições de campo.

5.2.2 Área de estudo

A bacia hidrográfica do rio Jaguaribe corresponde a um sistema fluvial exorreico, de aproximadamente 75.000 km², situado na porção setentrional da região semiárida brasileira (Figura 25). Os canais são predominantemente intermitentes, com vazões associadas a curta estação chuvosa – entre janeiro e maio – com precipitação média é aproximadamente de 600 mm (CAVALCANTE; CUNHA, 2012).

O rio Jaguaribe está inserido na Província Borborema Setentrional, um domínio geotectônico aglutinado durante a Orogenia Brasiliana/Pan-Africana (BRITO NEVES *et al.*, 2000). Essa orogênese neoproterozoica, promoveu: intensa deformação do rochas metamórficas e de coberturas supracrustais; intrusões magmáticas; e estruturação de zonas de cisalhamento (ZC) dúcteis e dúctil-rúpteis nos *trends* NE-SW, E-W e N-S (OLIVEIRA; MEDEIROS, 2018).

No Neocomiano, a região passou por esforços extensivos e transtensionais relacionados ao Sistema de Riftes Cretáceos do Nordeste Brasileiro (MATOS, 1992). Estes esforços reativaram estruturas pré-cambrianas e condicionaram a abertura conjuntos de meio-grábens – atualmente recobertos pelas bacias mesozoicas – até culminarem na abertura do Oceano Atlântico Equatorial (MATOS, 1999).

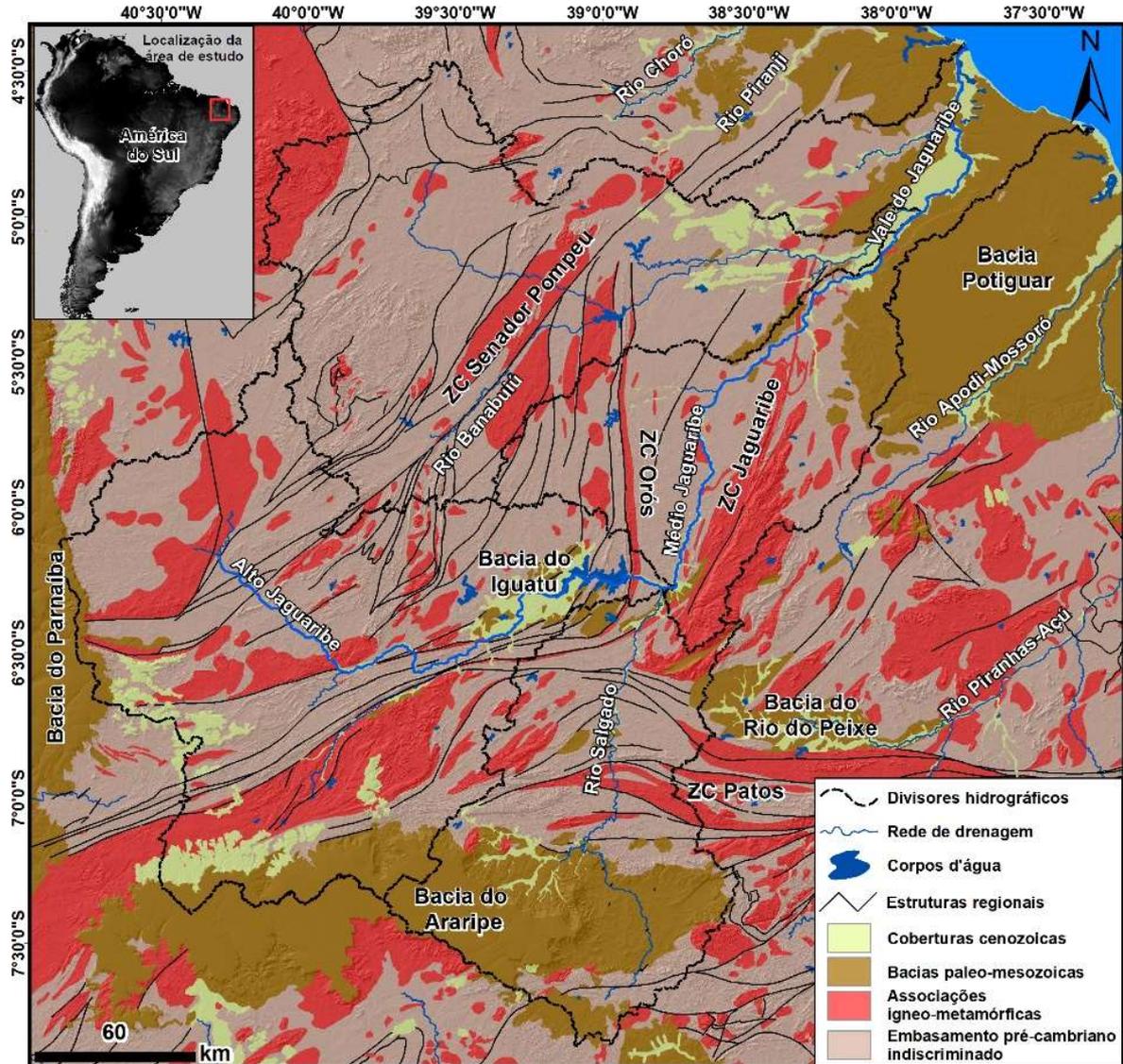


Figura 25 – Localização e geologia simplificada do Rio Jaguaribe em relação ao nordeste brasileiro. Fonte: Adaptado de Cavalcante *et al.*, 2003.

Ao fim do Cretáceo, a movimentação drifte da Placa Sul-americana impôs nova fase compressiva à região (BEZERRA *et al.*, 2011). Esta compressão foi acompanhada de novas reativações das estruturas pré-cambrianas e magmatismo alcalino, do Oligoceno ao Mioceno (CAVALCANTE, 2006; MORAIS NETO *et al.*, 2009; RAMOS *et al.*, 2021).

A dissecação dos compartimentos estruturais cretáceos contribuiu para a inversão das bacias sedimentares e exumação do embasamento durante o Cenozoico (PEULVAST *et al.*, 2008). Este ganho erosivo culminou na sedimentação das coberturas paleogeno-neógenas e na deposição de detritos inconsolidados neógeno-quadernários (MAIA; BEZERRA, 2019). Dados paleoclimáticos indicam que a denudação se deu em clima predominantemente árido com picos

de umidade decorridos do Pleistoceno ao Holoceno Médio (DE OLIVEIRA *et al.*, 1999; BEHLING *et al.*, 2000; JENNERJAHN *et al.*, 2004).

Estes fatores condicionaram a formação de um anfiteatro erosivo semicircular com escarpamento relativamente contínuo que atinge os 1200 m de elevação (PEULVAST; CLAUDINO-SALES, 2004). O escarpamento compreende as bordas soerguidas das bacias do Parnaíba (Planalto da Ibiapaba), Araripe e as escarpas do maciço da Borborema (Figura 26).

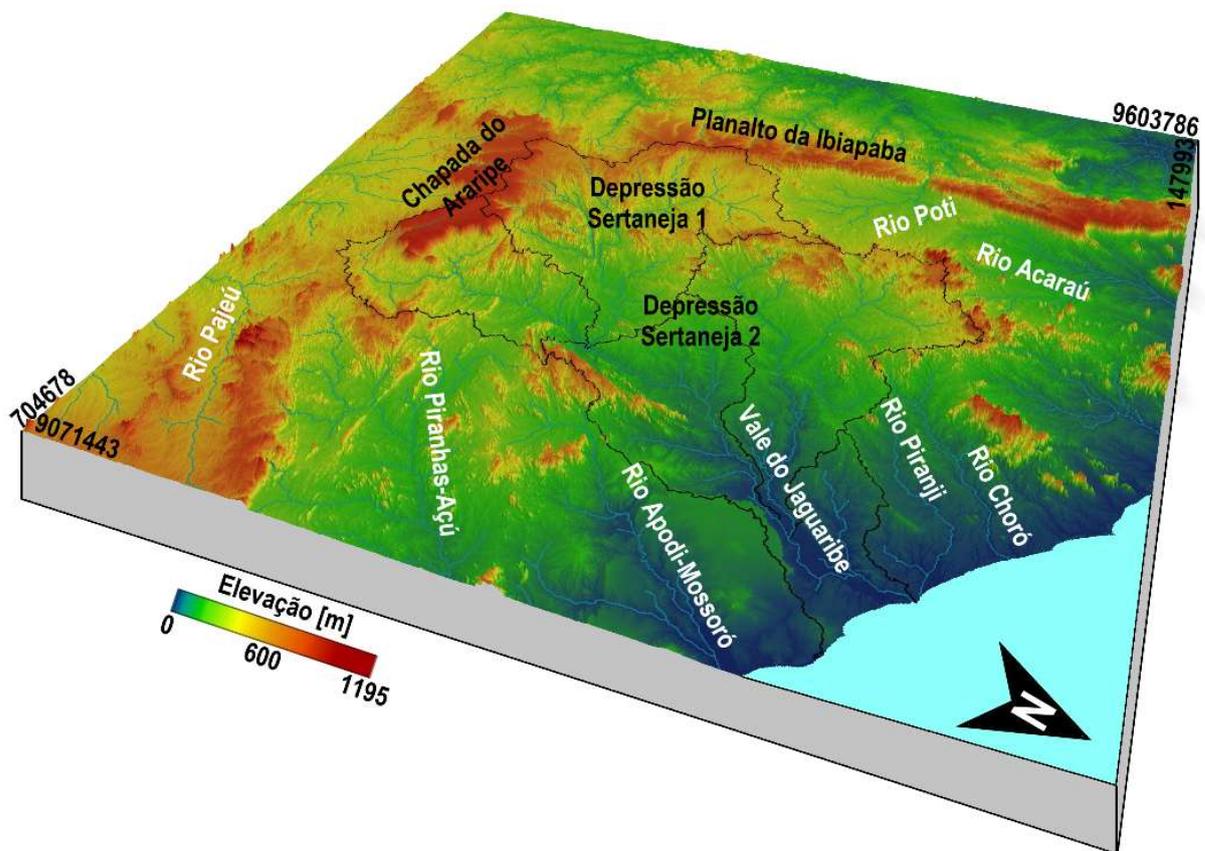


Figura 26 – Bloco diagrama com a hipsometria e os principais compartimentos geomorfológicos do rio Jaguaribe em relação ao Anfiteatro Jaguaribe-Piranhas. Destaque para os diferentes patamares da Depressão Sertaneja mencionados no texto (Patamar 1 até 250 m e o Patamar 2 até 400 m de elevação). Fonte: Elaborado pelo autor.

A topografia interna do anfiteatro apresenta superfícies deprimidas e de fracos gradientes. Essas depressões possuem elevações que variam de 50 a 400 m, intercaladas por maciços, inselbergs e cristas, que atingem 900 m de elevação. O litoral denota limitada faixa de tabuleiros com morfologias suaves (< 50 m). A Chapada do Apodi (Bacia Potiguar) corresponde ao principal alçamento topográfico da costa, com platô que alcança os 100 m de elevação. O Rio Jaguaribe denota *trend* principal SW-NE, seguindo o gradiente regional. Seus

divisores condizem com o escarpamento do anfiteatro regional a S e SW, enquanto os demais divisores são sustentados por maciços, cristas e a Chapada do Apodi. As superfícies de drenagem intermontanas apresentam patamares de dissecação distintos: o primeiro corresponde a planície do rio Jaguaribe; o segundo compreende depressões que se estendem até os maciços e cristas exumados, com cotas entre 100 e 250 m de elevação; e o terceiro compreende superfícies acidentadas que bordejam os platôs sedimentares a Sul e Sudoeste, que não ultrapassam os 400 m de elevação.

5.2.3 Materiais e Métodos

As evidências morfológicas e geológicas de rearranjos de drenagem utilizados neste trabalho foram identificadas a partir de: (i) dados morfométricos obtidos através do Modelo digital de Elevação (MDE) *Advanced Land Observation Satellite* (ALOS) modelo AW3D30, com resolução espacial de 30 m; e (ii) expedições de campo.

As evidências morfológicas incluíram a identificação de cotovelos de captura, que constituem bruscas inflexões dos rios em ângulos ortogonais ou agudos (BISHOP, 1995). A presença de cotovelos é por vezes associada a padrões de drenagem ortogonais ou farpados, geralmente presentes em rios de margens assimétricas (SUMMERFIELD, 1991; OLLIER; PAIN, 2000). Padrões ortogonais a montante de drenagens transversais, como gargantas e boqueirões, podem representar setores de interceptação fluvial (TWIDALE; BOURNE, 2010). Estas evidências foram inicialmente identificadas por sensoriamento remoto e, posteriormente, foram visitadas em expedições de campo. A rede de drenagem e os divisores foram extraídos no *TopoToolBox*, conjunto de scripts nativos do *software* MATLAB (SCHWANGHART; SCHERLER, 2014). Estes dados foram adquiridos mediante aplicação de algoritmo de direção de fluxo D8 (TARBOTON, 1997), em limiar de pixels acima de 1 km².

Após essa etapa inicial, foram obtidos os seguintes dados geomorfométricos para identificação de evidências morfológicas: razão entre largura e altura dos fundos de vale (Vf), amplitude topográfica (*local relief*); Índice de Assimetria do Divisor (IAD); variável χ e modelagem paleotopográfica (método Seppômen).

A razão Vf foi aplicada para teste da hipótese de superimposição. Rios superimpostos pré-datam a exumação dos substratos mais resistentes (TWIDLAE, 2004; DOUGLASS *et al.*, 2009). Em margens passivas áridas ou semiáridas, sem contrastes climáticos e geológicos regionais significativos, espera-se que os rios longevos expressem vales aplainados com vertentes suaves (GOUDIE, 2013). Nestas circunstâncias, vales que possuem áreas de

contribuição e distância do nível de base parecidas devem apresentar morfologias similares. Assim, utilizou-se da razão entre largura/altura dos fundos de vale (BULL; MCFADDEN, 1977) para avaliação da longevidade dos vales transversais do rio Jaguaribe. Esta análise foi feita a partir da distinção entre boqueirões alargados com vertentes suaves ($Vf > 1$); e boqueirões incisivos com vertentes íngremes ($Vf < 1$). O valor de Vf é dado de acordo com a Eq. (4):

$$Vf = 2Vfw / [(Eld - Esc) + (Erd - Esc)] \quad (4)$$

onde Vfw corresponde a largura do fundo de vale; Eld e Erd indicam, respectivamente, aos valores de altura absolutos nas vertentes direita e esquerda do vale; e Esc representa a elevação mínima do fundo do vale (KELLER; PINTER, 1996). A delimitação desses valores foi realizada a partir de transectos sobre os boqueirões, ao passo que os valores foram coletados em três pontos de intersecção com o MDE AW3D30: dois pontos nos cumes dos interflúvios, onde ocorre a ruptura de declive das vertentes a esquerda e a direita do vale (Eld e Erd); e um último na cota mais profunda do vale. Dado o intuito de análise da longevidade dos canais, optou-se pelo cálculo de Vf em boqueirões drenados por canais $\geq 5^a$ ordem hierárquica, evitando o menor efeito de regimes efêmeros ou intermitentes nos resultados. Valores de $Vf > 5$ indicam maturidade e prolongada inatividade tectônica, enquanto valores mais próximos de 1 tendem a indicar recente incisão (BURBANK; ANDERSON, 2011).

A amplitude topográfica da área de estudo foi quantificada para investigação de possíveis desajustes morfológicos nos patamares regionais de dissecação que indiquem condições favoráveis aos rearranjos de drenagem. Além disso, buscou-se identificar segmentos topograficamente anômalos (rebaixados os planos) no divisor do rio Jaguaribe, que possam sugerir paleoconexão fluvial com os rios adjacentes. A amplitude topográfica foi calculada pela diferença de cotas máximas e mínimas em pixels do MDE AW3D30, presentes em janelas de dimensões pré-determinadas. Testes foram realizados para a delimitação das dimensões impostas as janelas (2 x 2, 1 x 1, 0,5 x 0,5 e 0,3 x 0,3 km), ao passo que dada a condição de amplo aplainamento da área de estudo, a janela que apresentou o melhor nível de distinção entre as superfícies regionais foi a de 0,5 x 0,5 km. Tal procedimento foi realizado no *TopoToolBox* a partir do algoritmo *LocalTopography*.

A quantificação morfológica dos divisores hidrográficos foi analisada a partir do Índice de Assimetria do Divisor (*IAD*) (SCHERLER; SCHWANGHART, 2020). Este índice é obtido pela mensuração da amplitude topográfica das vertentes (HR) entre um ponto no topo do divisor e outro ponto no início do rio que o drena. O *IAD* é dado pela diferença de HR no divisor (ΔHR), normalizada pelo somatório das diferenças de HR no divisor (ΣHR), de acordo com a Eq. (5):

$$IAD = |\Delta HR / \Sigma HR| \quad (5)$$

O *IAD* denota valores no intervalo $0 < IAD < 1$, ao passo que valores próximos de 0 compreendem segmentos simétricos e valores próximos de 1, divisores assimétricos. Scherler e Schwanghart (2020) consideram que valores de $IAD > 0,5$ indicam segmentos assimétricos e sugerem condições favoráveis a mobilidade dos divisores. O processamento desse índice também foi realizado no *TopoToolBox*, ao passo que o cálculo de *HR* foi dado de acordo com o limiar estabelecido para a extração da rede de drenagem ($> 1 \text{ km}^2$).

O grau de agressividade e possíveis assinaturas de trocas de áreas de drenagem entre o rio Jaguaribe e os demais rios adjacentes, foram analisadas a partir da variável χ . Perron e Royden (2013) propõem um cálculo integral dos gradientes fluviais a partir de uma derivação do índice de declividade dos canais normalizado (k_{sn}), conhecido como gradiente Chi (χ) ou variável χ . (KIRBY; WHIPPLE, 2012; FORTE; WHIPPLE, 2018). Nesse método, as coordenadas horizontais dos perfis longitudinais (x) são transformadas em coordenadas χ a partir de um limite de área-referência arbitrário (A_0) dado a rede de drenagem. Assumindo taxas de soerguimento e erosão balanceadas e constantes no tempo e espaço, à localização da rede de drenagem (PERRON; ROYDEN, 2013) é dada conforme a Eq. (6):

$$\chi = \int_{xb}^x \left(\frac{A_0}{A(x)} \right)^{\theta_{ref}} dx \quad (6)$$

Onde xb representa o nível de base arbitrário da posição x ($xb = 0$), A denota a área de contribuição a montante do segmento e θ_{ref} corresponde ao índice de concavidade referência do canal, dado para a normalização de k_{sn} .

Perfis χ de rios possivelmente reorientados por rearranjos de drenagem foram pareados para a análise de possíveis assinaturas de trocas de áreas de drenagem. Nos gradientes- χ (*z versus* χ), perfis com formas lineares indicam estabilidade dos canais e perfis curvilíneos indicam perturbações transientes (WHIPPLE *et al.*, 2017). A comparação de assinaturas transientes nos perfis χ de rios adjacentes é utilizada para a determinação de rearranjos de drenagem, visto que podem caracterizar os efeitos das trocas de áreas de contribuição na capacidade de incisão dos rios (WILLET *et al.*, 2014; YANG *et al.*, 2015). Sobre circunstâncias de equilíbrio dinâmico – taxas erosivas (E) em balanço com taxas de soerguimento dos substratos (U) – incorporações e subtrações de drenagem marcam as seguintes assinaturas transientes (WILLET *et al.*, 2014; WHIPPLE *et al.*, 2017): (i) rios captadores apresentam diminuição em χ , aumento de k_{sn} e formas curvilíneas ascendentes; (ii) rios vitimados denotam aumento em χ , diminuição de k_{sn} e formas curvilíneas descendentes (Figura 27).

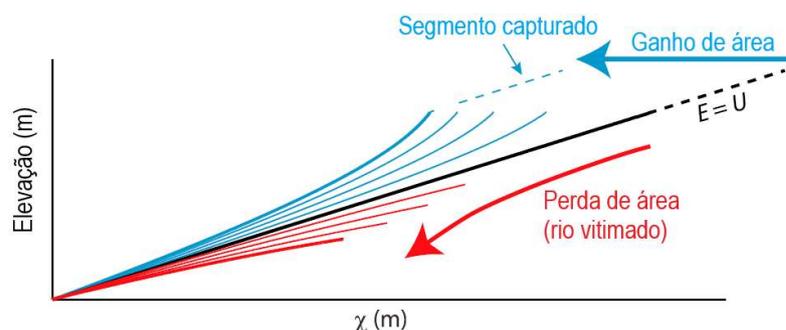


Figura 27 - Assinatura de transferência de áreas de contribuição entre rios. Perda de área de contribuição - linhas vermelhas em curvas descendentes. Ganho de área de contribuição - linhas azuis em curvas ascendentes. A linha preta indica o equilíbrio entre taxas de soerguimento e erosão (estado estacionário). Fonte: Adaptado de Whipple *et al.* (2017).

Para diminuir os efeitos da erosão diferencial nos resultados da variável χ , foi pré-determinado um nível de base local (x_b) de 100 m, concentrando as análises em rios que fluem sobre o embasamento. Os perfis χ foram extraídos de canais que fluem sobre litologias de resistência erosiva similar, avaliadas segundo a classificação de resistência litológica proposta por Goudie (2006). Além disso, foram utilizados os valores de 1 m^2 para A_0 e de 0,45 para θ_{ref} – valor amplamente utilizado para a comparação das concavidades fluviais em diferentes paisagens erosivas não-glaciais (WOBUS *et al.*, 2006).

Os modelos paleotopográficos, produzidos de acordo com o método Seppômen (MOTOKI *et al.*, 2008), foram utilizados para a investigação evolutiva da morfologia dos terrenos drenados pelo rio Jaguaribe. Este método vem sendo empregado para modelagem da dissecação fluvial em margens passivas tropicais (COUTO *et al.*, 2012; MARQUES NETO *et al.*, 2019, FREITAS *et al.*, 2022). O método corresponde a interpolação de dados de elevação baseada no preenchimento de vales de acordo com as cotas máximas existentes em janelas móveis pré-determinadas. A dimensão das janelas influencia no nível de precisão dos modelos (COUTO *et al.*, 2012). O gradativo aumento das células generaliza a interpolação, indicando recortes espaço-temporais mais amplos e imprecisos (FREITAS *et al.*, 2022). Estes modelos foram gerados a partir de testes do tamanho das janelas no *software* ArcGIS. O foco se deu na modelagem de paleocenários de incisão fluvial e organização dos divisores da área de estudo. Após os testes, os modelos gerados e analisados possuem janelas com dimensões de 1x1 km, 2x2 km, 3x3 km, 4x4 km e 5x5 km.

A estimativa de idade do atual arranjo fluvial do rio Jaguaribe foi feita a partir do cálculo de material erodido proposto por Freitas *et al.* (2022), através da diferença, pixel por pixel, entre

o MDE AW3D30 e o modelo Seppômen que sugere o alcance da atual configuração dos divisores hidrográficos da rede de drenagem do Jaguaribe. O volume denudado foi dividido pela área de drenagem (km²) com intuito de obter uma média de denudação por profundidade (m³/m). Por sua vez, a média de denudação foi dividida pela média das taxas de denudação mensuradas a partir de isótopos cosmogênicos (¹⁰Be) para a depressão sertaneja regional – ~7,7 m/Ma (LIMA, 2008; MORAIS NETO *et al.*, 2012). O resultado indicou uma quantidade de anos necessária para remoção do material associado a evolução desse sistema fluvial. Vale ser destacado que a região ainda não dispõe de taxas de denudação em quantidades amostrais efetivas impondo que as estimativas obtidas pelo método Seppômen são de caráter correlativo.

As evidências sedimentares foram, em sua maioria, investigadas em campo, nos divisores hidrográficos. Em síntese, foram procurados depósitos fluviais em baixos divisores e depósitos lacustres represados ao longo da rede fluvial. Os primeiros constituem evidência de captura fluvial, pois provam que os atuais divisores, no passado eram vales fluviais (BISHOP, 1995; ZAPROWSKI *et al.*, 2002). Os segundos foram importantes para verificar a ocorrência de rearranjos por transbordamentos e possíveis momentos de endorreísmo (DOUGLASS *et al.*, 2009; HILGENDORF *et al.*, 2020).

5.2.4 Resultados

5.2.4.1 Evidências morfológicas

A rede de drenagem da região denota dois grandes rios (Jaguaribe e Piranhas-Açu) responsáveis pela drenagem de aproximadamente 70% dos terrenos que compõem o anfiteatro (Figura 28). A maioria dos rios litorâneos adjacentes apresentam baixa penetração no interior do anfiteatro. O rio Jaguaribe exibe assimetria em seu médio curso, com tributários mais extensos em sua margem ocidental, que correspondem a aproximadamente 49% da área de drenagem deste rio. O padrão de drenagem compreende largos segmentos farpados por cotovelos no alto curso do rio Jaguaribe, no Rio Banabuiú (Quixeramobim e Sitiá) e no Rio Salgado (riacho Jardim).

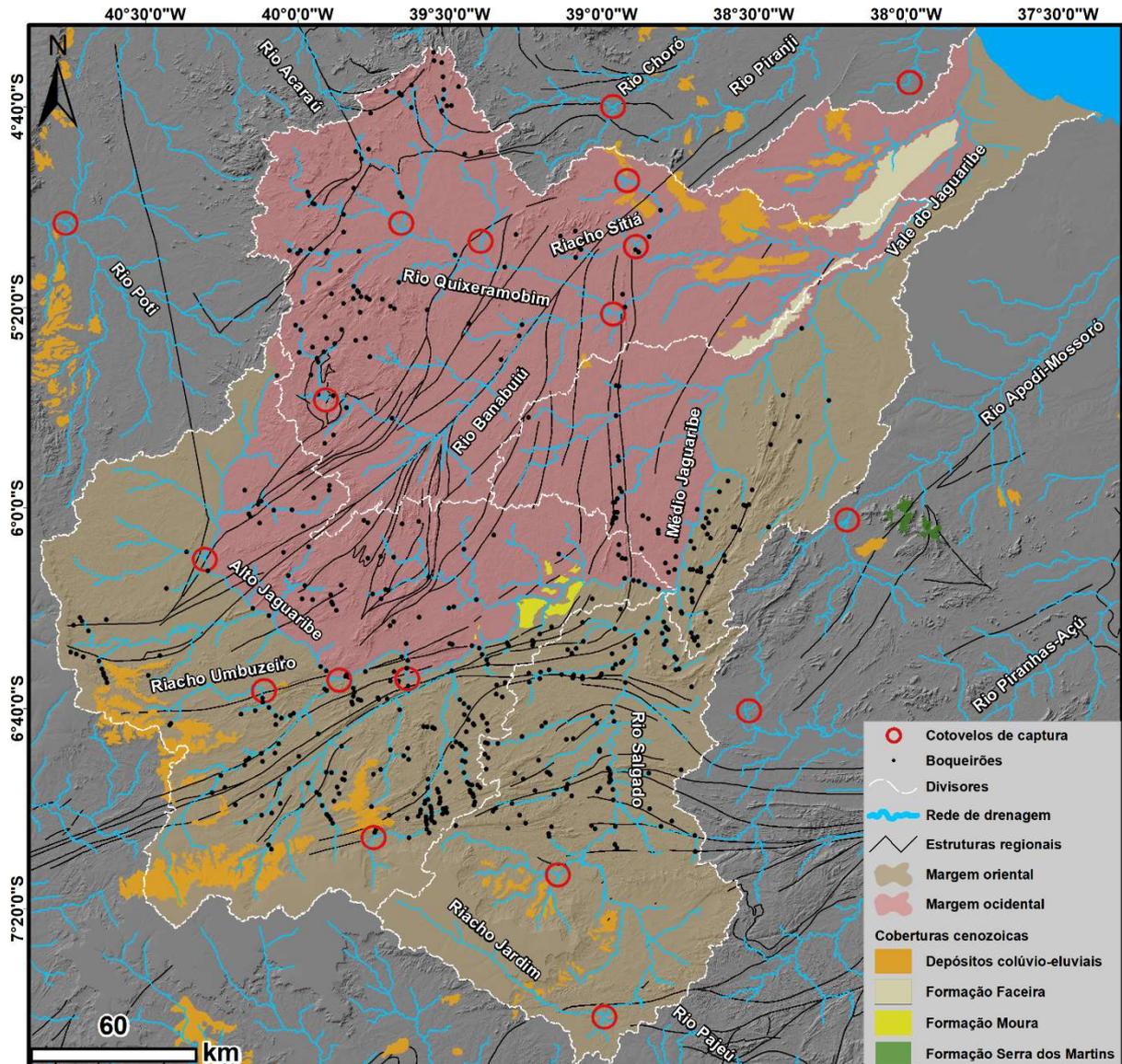


Figura 28 – Inflexões e reversões associadas a rearranjos de drenagem no rio Jaguaribe e em rios adjacentes. Fonte: Elaborado pelo autor.

Estes cotovelos são retos a agudos e atribuem inflexões de sentido SW-SE para NE e W-E para NE, discordantes a trama de estruturas regionais que denotam predominância de orientação NE-SW. Os riachos Sitiá, Bananeiros (afluente do rio Banabuiú), Umbuzeiro e Jardim, também exibem gradientes topográficos revertidos em relação a topografia regional das superfícies as quais escoam (Figura 28). Também ocorrem inflexões em rios adjacentes ao rio Jaguaribe, como verificado nos rios Piranji, Choro e Poti. Parte dessas inflexões são fruto de encaixes a estruturas locais como bandamentos, lineações e juntas, entretanto, o fator topográfico parece ser preponderante para a orientação desses rios (de sentido NE-SW).

Geralmente, os canais inflexionados transpassam ZC a partir de boqueirões controlados por fraturas em sentido E-W e NW-SE (Figura 29). A maior concentração dos boqueirões está no segundo patamar de dissecação da depressão sertaneja, coma a presença de cerca de 66,72% do total de boqueirões. Múltiplos boqueirões geralmente transpassam uma mesma estrutura, ao passo que denotam morfologias em vales aplainados e vales incisos (Figura 29, A e B). Raramente são encontrados vales secos que evidenciem paleovales próximo dos boqueirões, entretanto, comumente são identificadas fraturas exploradas por processos epigênicos (Figura 29, C e D). Algumas dessas fraturas são associadas a conjuntos ortogonais de fraturamento em substratos desnudos, ao longo das cristas na área de estudo, sobretudo em litologias bandadas.

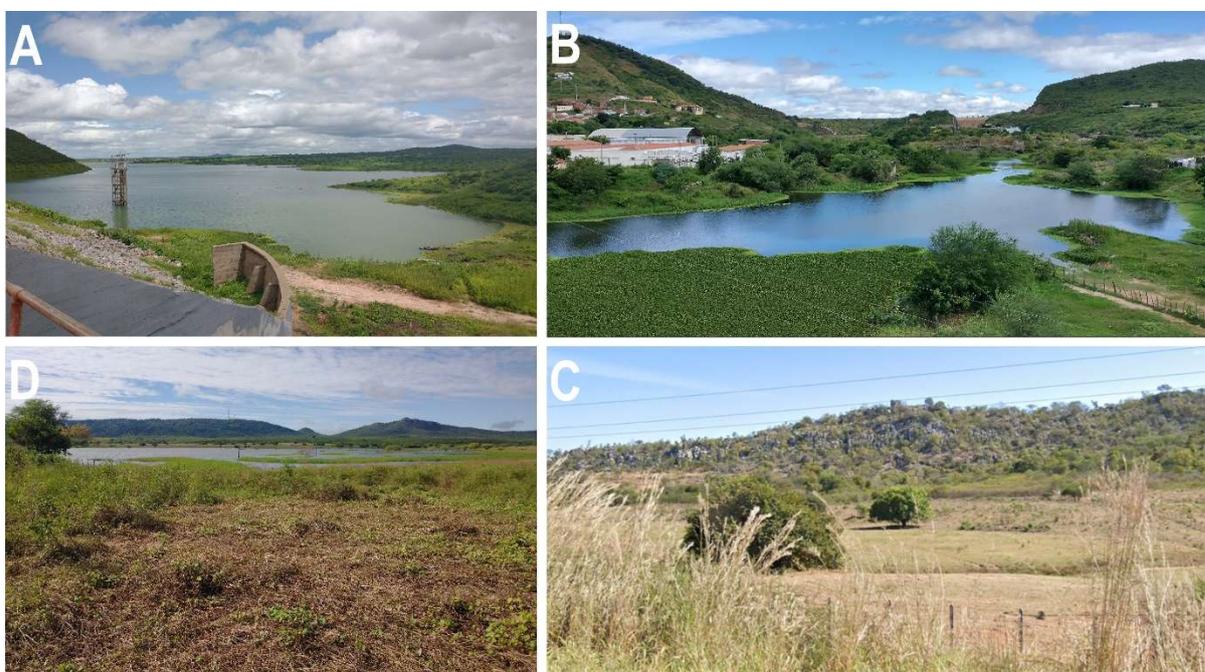


Figura 29 – Boqueirões identificados ao longo do rio Jaguaribe. A- Boqueirão em vale alargado sobre a ZC Senador Pompeu, drenado pelo rio Banabuiú. B- Boqueirão em vale inciso sobre a ZC Orós, drenado pelo médio curso do rio Jaguaribe. C- Cristas transpassadas por fraturas ao longo das ZC da área de estudo. D- Sistemas de fraturas ortogonais na ZC Orós, por vezes associados ao destacamento de blocos arredondados e angulosos. Fonte: Elaborado pelo autor.

Dos 544 boqueirões identificados, apenas 62 são drenados por canais de ordens $\geq 5^a$. A razão Vf indica predominância (72,58%) de vales com $5 < Vf < 20$, condizendo com grau de maturidade e inatividade tectônica regional (Figura 30). Vales que apresentam morfologias mais incisivas ($Vf < 1,5$) estão contidos em riachos do alto curso do rio Jaguaribe. Os valores de Vf não sugerem correlação entre a área de contribuição e a distância dos boqueirões em relação

ao nível de base, visto que boqueirões alargados são encontrados próximos as cabeceiras do rio Salgado ($Vf > 5$) e boqueirões incisos foram identificados no médio curso ($Vf < 5$).

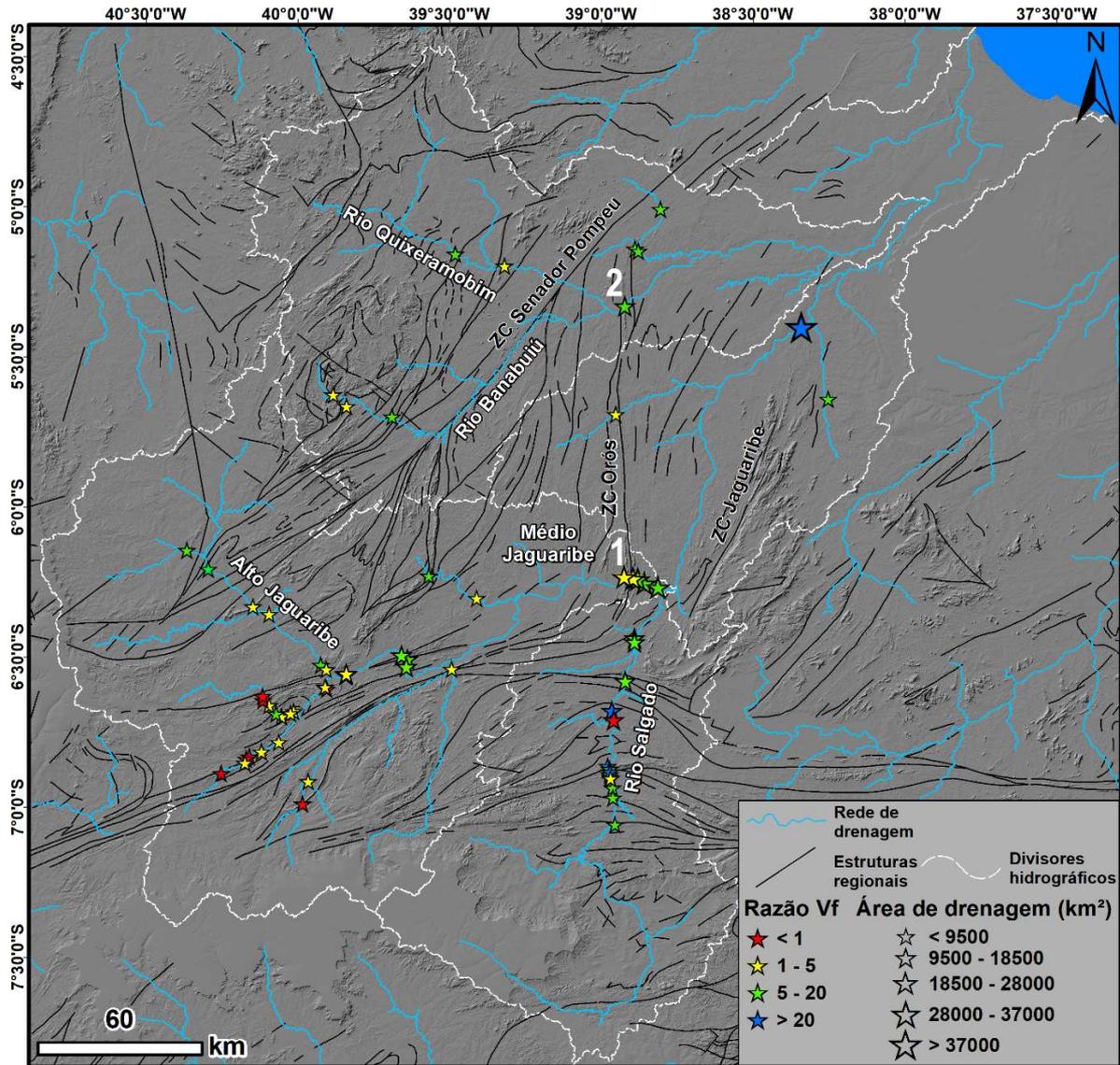


Figura 30 – Distribuição dos valores de Vf ao longo do rio Jaguaribe. As cores indicam as classes de Vf e o tamanho das estrelas indicam o tamanho da área de drenagem a montante. 1- Boqueirão no médio Jaguaribe. 2- Boqueirão no rio Banabuiú. Fonte: Elaborado pelo autor.

Considerando a prolongada inatividade tectônica da área de estudo, as características litoestruturais parecem ser determinantes para parte dos resultados de Vf obtidos, embora diferenças na morfologia dos vales possam ser identificadas em substratos similares, como no caso de boqueirões sobre a ZC Orós. O canal principal do rio Jaguaribe secciona os quartzitos da ZC Orós em boqueirão com área de contribuição de 24.500 km² e Vf de 2,67. Por outro lado,

o rio Banabuiú transpassa substratos similares com área a montante de 14.100 km² e V_f cerca de 5 vezes maior do que o boqueirão no canal principal (Figura 29, A e B e Figura 30).

A amplitude topográfica não ultrapassa os 635 m, com superfícies aplainadas e deprimidas de amplitudes < 90 m, enquanto relevos acidentados como escarpas, cristas, inselbergs e maciços denotam amplitudes > 90 m (Figura 31). As menores amplitudes (<20 m) são identificadas em terrenos sedimentares dispostos em depressões estruturais, pedimentos, platôs soerguidos e na planície do rio Jaguaribe.

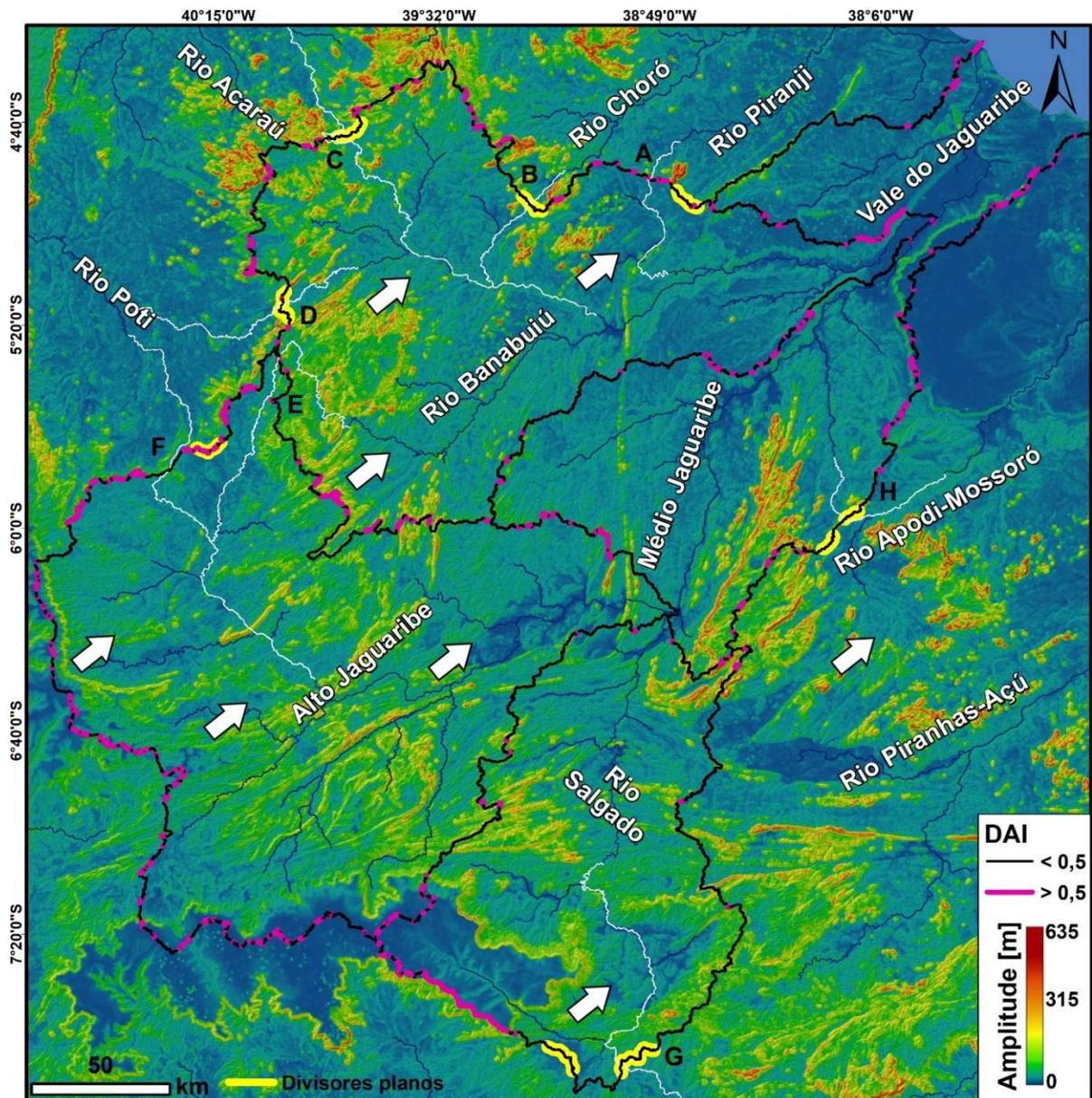


Figura 31 – Amplitude topográfica e IAD do rio Jaguaribe e rios adjacentes. As setas brancas indicam a localização de superfícies deprimidas escalonadas. As linhas brancas e as letras pretas indicam a localização dos rios amostrados nos perfis χ . Fonte: Elaborado pelo autor.

As maiores amplitudes (> 300 m) correspondem aos maciços cristalinos que sustentam os divisores; e o sistema de cristas estruturais controladas pelas SZ a S-SE da bacia do rio Jaguaribe. Essa distribuição de valores indica tendência geral de aumento das amplitudes a partir do baixo curso em direção aos divisores compostos por rochas do embasamento.

Nesse contexto, a margem ocidental do rio Jaguaribe denota um suave escalonamento de superfícies deprimidas (20 – 40 m de amplitude), em direção ao canal principal do rio Jaguaribe (NW-SE), ao passo que suas delimitações são marcadas por ZC com tênues aumentos de amplitudes topográficas (Figura 31). Verifica-se ainda que nas áreas drenadas pelo alto Jaguaribe e pelo riacho Sitiá, as depressões denotam segmentos do divisor com amplitudes topográficas que não ultrapassam os 30 m, formando degraus planos ligeiramente mais íngremes em direção aos rios imediatamente adjacentes Poti e Piranji, respectivamente (Figura 31). Comportamento similar também é verificado nos terrenos deprimidos drenados pelo riacho Jardim e pelo rio Apodi-Mossoró, com interflúvios aplainados em seus limites com os rios Pajeú e Figueiredo, respectivamente. Esses segmentos dos divisores não apresentam vales secos, contudo, são drenados por cabeceiras de vales expressivamente planos, que em campo, apresentam-se em patamares de imperceptível diferença topográfica entre as faces dos divisores, sugerindo continuidade entre os rios (Figura 31).

O *IAD* foi calculado para 3935 segmentos de divisor do rio Jaguaribe, com predominância de segmentos simétricos – $IAD < 0,5$ (Figura 31). Cerca de 727 segmentos denotam faces assimétricas (18,4%), majoritariamente concentrados em divisores da margem ocidental do rio Jaguaribe. Os segmentos assimétricos possuem predomínio de baixas diferenças de amplitude em relação a suas faces ($0,5 < IAD < 0,7$). Apenas 33,7% exibem altas diferenças de amplitude entre suas vertentes ($IAD > 0,7$). Cerca de 63,7% dos segmentos com alta assimetria estão dispostos nos divisores com os rios Parnaíba (incluindo o rio Poti) e São Francisco (com exceção do rio Pajeú) (Figura 30). As faces com menores valores de amplitude topográfica são drenadas pelo rio Jaguaribe. Nota-se que os subdivisores assimétricos com altos valores de *IAD* denotam maior amplitude nas faces drenadas pelo rio Banabuiú. Nesse contexto, o *IAD* indica predominância de divisores estáveis na área de estudo, com tênues tendências de mobilidade em direção ao rio Jaguaribe. Internamente, o rio Banabuiú apresenta a maior tendência de expansão.

No geral, os perfis χ pareados indicam assinaturas de ganhos de área (curvas ascendentes e diminuição dos valores χ nos canais agressivos) em distintas dimensões espaciais de áreas transferidas (Figura 32). Pronunciados ganhos de área são verificados nos divisores do rio

Jaguaribe com os rios Piranji, Apodi-Mossoró, Poti e Banabuiú (os dois últimos em relação ao alto curso do Jaguaribe) (Figura 32, A, D, E, F e H).

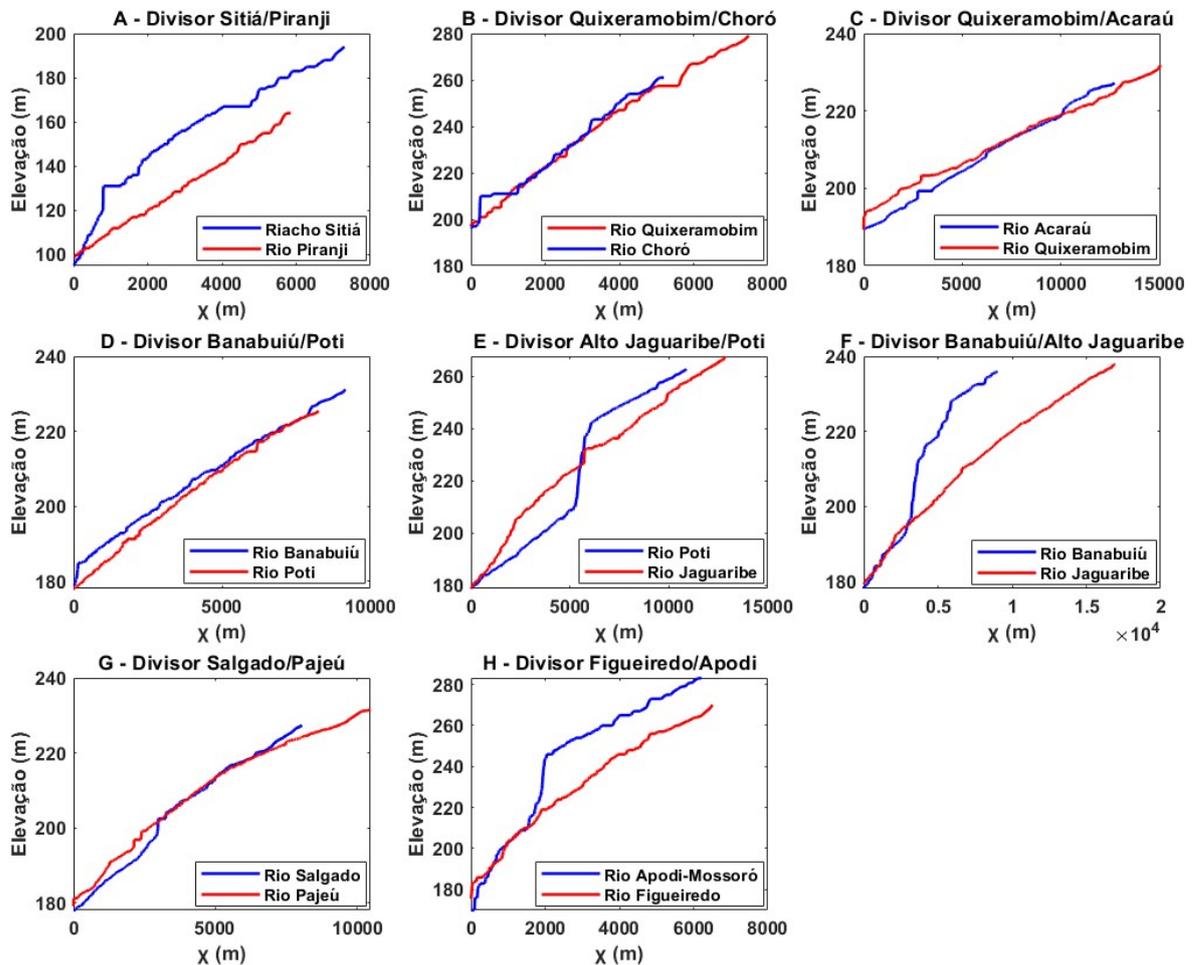


Figura 32 – Perfis χ pareados do rio Jaguaribe e demais rios adjacentes. A localização dos rios perfilados está disponível na Figura 30. Note que todos os perfis apresentam ao menos mínimos desajustes por ganhos de áreas de contribuição. Fonte: Elaborado pelo autor.

Nos demais divisores, percebe-se que os rios amostrados tendem a maior equilíbrio entre os canais, embora denotem pequenas disparidades transientes em cotas mais elevadas, como no caso dos divisores do rio Jaguaribe com os rios Choró, Acaraú e Pajeú (Figura 32, B, C e G). A partir da elevação de 240 m, o rio Choró denota ligeiro comportamento de rio agressor em relação ao rio Quixeramobim (Figura 32, B). O comportamento também pode ser verificado a partir das cotas 220 m nos perfis dos divisores com os rios Acaraú e Pajeú, em que os rios captadores apresentam tênues curvas ascendentes (Figura, 32, C e G). Esse contexto indica ganhos de áreas favoráveis ao rio Jaguaribe nos divisores com os rios Piranji, Poti (em relação a sub-bacia do Banabuiú) e Pajeú. Tendência para perdas de áreas ligeiramente desfavoráveis ao rio

Jaguaribe podem ser identificadas nos divisores com os rios Choró, Acaraú, Banabuiú (em relação ao alto curso), Poti e Apodi-Mossoró.

Os modelos paleotopográficos indicam poucas alterações morfológicas nos patamares de dissecação da área de estudo (Figura 33). No recorte temporal analisado, verifica-se gradual evolução das depressões a partir de tênue aprofundamento topográfico relacionado a incisão dos canais. O setor de maior incisão é a planície do rio Jaguaribe, com profundo entelhe condizente com os atuais níveis de terraço verificados no vale principal. Alterações substanciais são verificadas na configuração dos divisores e no arranjo das áreas de contribuição nos modelos 5 x 5 km e 4 x 4 km (Figura 33, A e B), onde parte das depressões drenadas atualmente pelo alto curso, o riacho Sitiá e o riacho Jardim, apresentam-se desconectadas da bacia hidrográfica do rio Jaguaribe. Estes modelos também indicam cabeceiras mais extensas no rio Figueiredo, compostas por áreas que atualmente são drenadas pelo rio Apodi-Mossoró. Além disso, verificam-se modificações em segmentos de confluência nas sub-bacias, com destaque para alterações nas confluências dos rios Quixeramobim, Banabuiú, e no médio curso do rio Jaguaribe, em sentido NW-SE.

Do Modelo 3 x 3 km ao MDE AW3D30, a rede de drenagem efetiva processos de reorganização que conduzem o rio Jaguaribe a sua atual configuração (Figura 33, C, D, E e F). De modo geral, as depressões desconectadas a área de drenagem do rio Jaguaribe (alto Jaguaribe, Sitiá e Jardim) vão sendo conectadas. Perdas de áreas, em maior escala, também são efetivadas a partir de subtração de cabeceiras dos paleorios Figueiredo e Quixeramobim realizadas pelos rios Apodi-Mossoró, Acaraú e Choró. Internamente, rompimentos de estruturas cristalinas suportadas pelas ZC favorecem o desenvolvimento de novas conexões entre sub-bacias que drenam os patamares deprimidos. O rompimento das ZC diz respeito a ação erosiva concentrada nos setores de maior gradiente topográfico da área de estudo. Esse contexto morfogenético indica que parte dos boqueirões identificados na área de estudo não evoluiu por incisão de canais pré-existentes. De modo contrário, algumas das áreas de drenagem do rio Jaguaribe evoluíram mediante a criação ou perda de conexões com os rios adjacentes.

Considerando o Modelo 1 x 1 km (Figura 33, E) como o momento de adoção da atual rede de drenagem do rio Jaguaribe, estimasse que foram erodidos aproximadamente $\sim 2025 \text{ km}^3$ até o nível de dissecação do MDE AW3D30, cerca de 27,59 m de profundidade por km^2 (m/km^2). De acordo com a média das taxas de denudação da depressão sertaneja $\sim 7,7 \text{ m}/\text{Ma}$ – a atual rede drenagem teria necessitado de 3,58 Ma para a remoção do volume estipulado na diferença do Modelo 1 para o MDE AW3D30. Logo, a atual configuração da rede de drenagem teria se concretizado na passagem do Plioceno para o Pleistoceno.

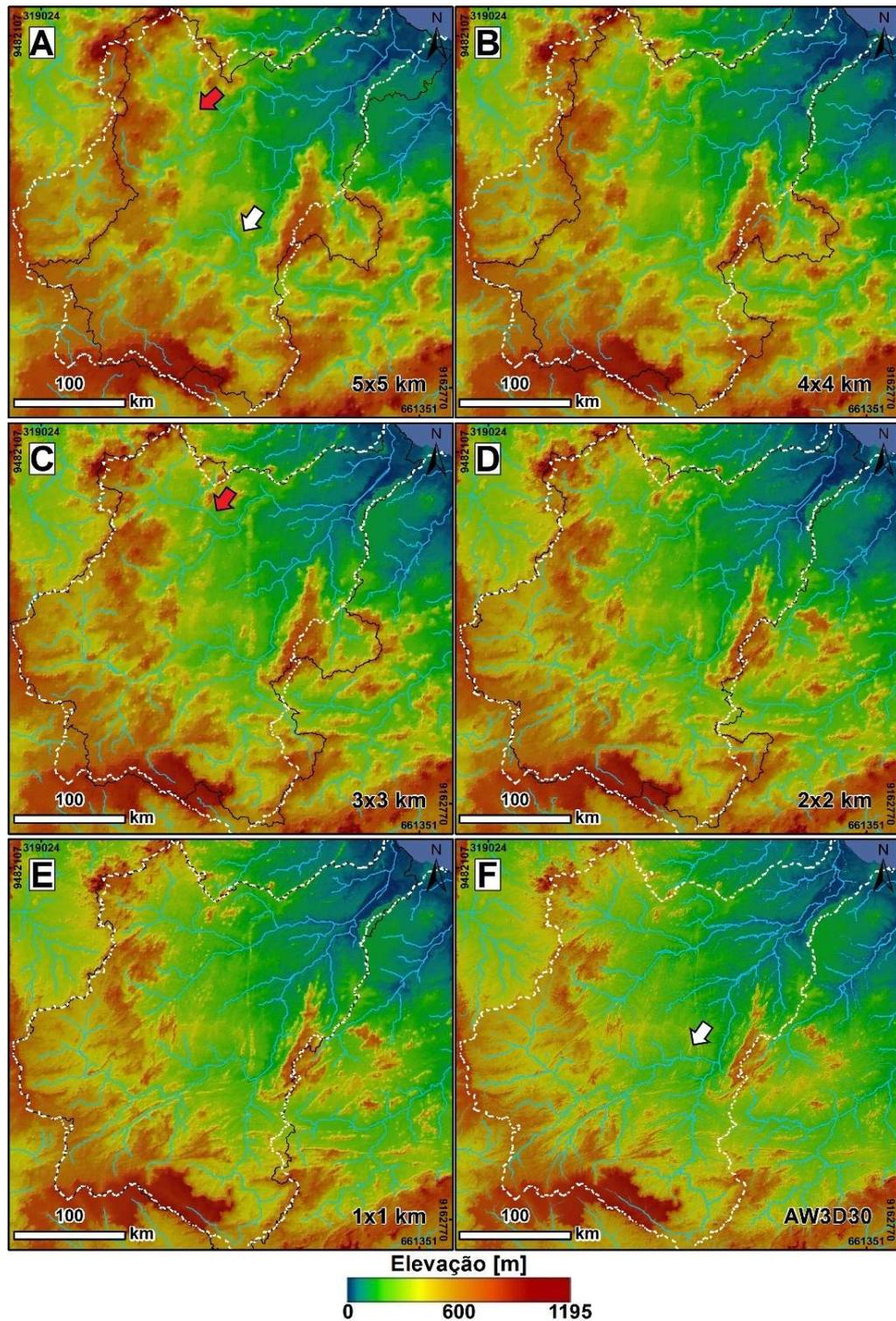


Figura 33 – Paleotopografia do rio Jaguaribe e rios adjacentes. A- Modelo 5 x 5 km. B- Modelo 4 x 4 km. C- Modelo 3 x 3 km. D- Modelo 2 x 2 km. E- Modelo 1 x 1 km. F- MDE AW3D30. Em A nota-se desconexão do alto curso e dos riachos Jardim e Sitiá, além da ausência de boqueirões (rio Banabuiú e médio curso). Rearranjos ocorrem a partir de C. Setas vermelhas indicam a evolução de conexões entre os rios Quixeramobim e Banabuiú. Setas brancas indicam a evolução de conexão no médio curso do rio Jaguaribe. Fonte: Elaborado pelo autor.

5.2.4.2 Evidências sedimentares

Em campo, não foram encontrados vestígios sedimentares fluviais preservados nos divisores. Em contrapartida, foram encontrados sedimentos colúvio-eluviais sobre interflúvios na forma de pedimentos. A localização e o alçamento desses depósitos sugerem recente alteração no nível de base dos rios farpados (Figuras 33 e 34).

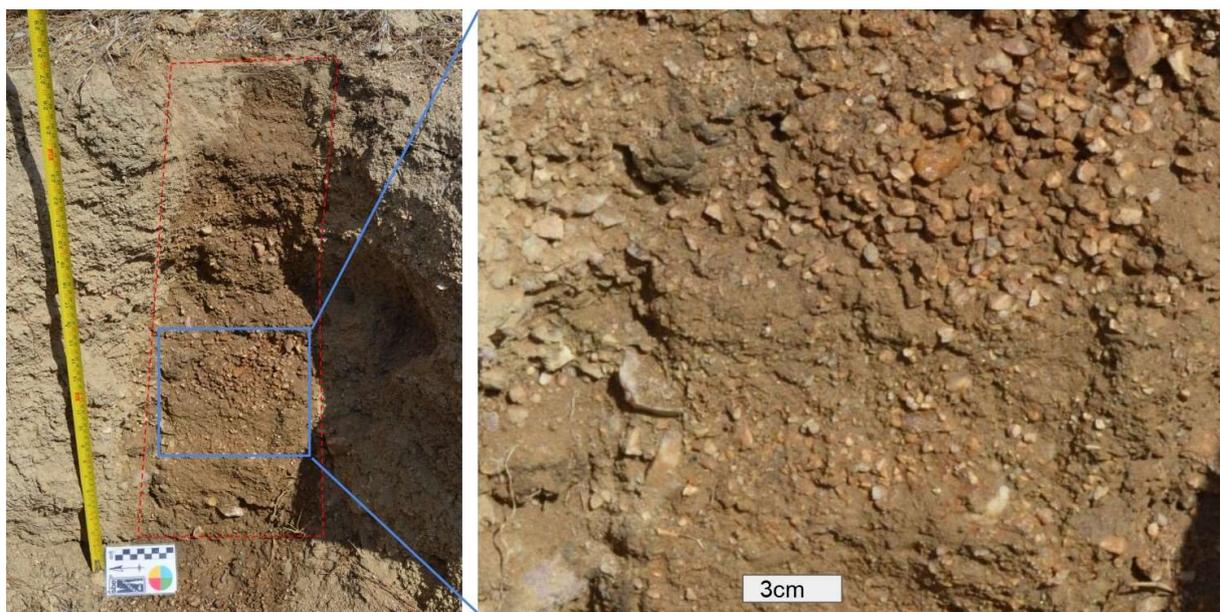


Figura 34 – Empilhamento de fluxos de detritos marcados por material arenoso repleto de seixos subangulosos sobre o divisor entre o riacho Sitiá e o rio Piranji. Fonte: Elaborado pelo autor.

Tais depósitos não ultrapassam 1 m na bacia hidrográfica do Rio Banabuiú e são originados de fluxos de detritos espasmódicos (Figura 34). Suas composições compreendem intercalações de areia fina e grossa, com seixos sub-arredondados-angulares de 0,5-3 cm (Figura 34). No alto rio Jaguaribe, os depósitos cobrem conjunto de estruturas transpassadas pelo riacho Umbuzeiro (Figura 35). Esses sedimentos são parcialmente lateritizados e podem atingir até 4 m de espessura. Em geral, têm composições arenosas e argilo-arenosas. Em algumas áreas restritas, é possível identificar fácies conglomeráticas e até mesmo estratificações plano-paralelas ou cruzadas. Também foram identificadas interceptações em curso nos platôs sedimentares próximos ao riacho Umbuzeiro, em rios que avançam sobre as coberturas colúvio-eluviais (Figura 35).

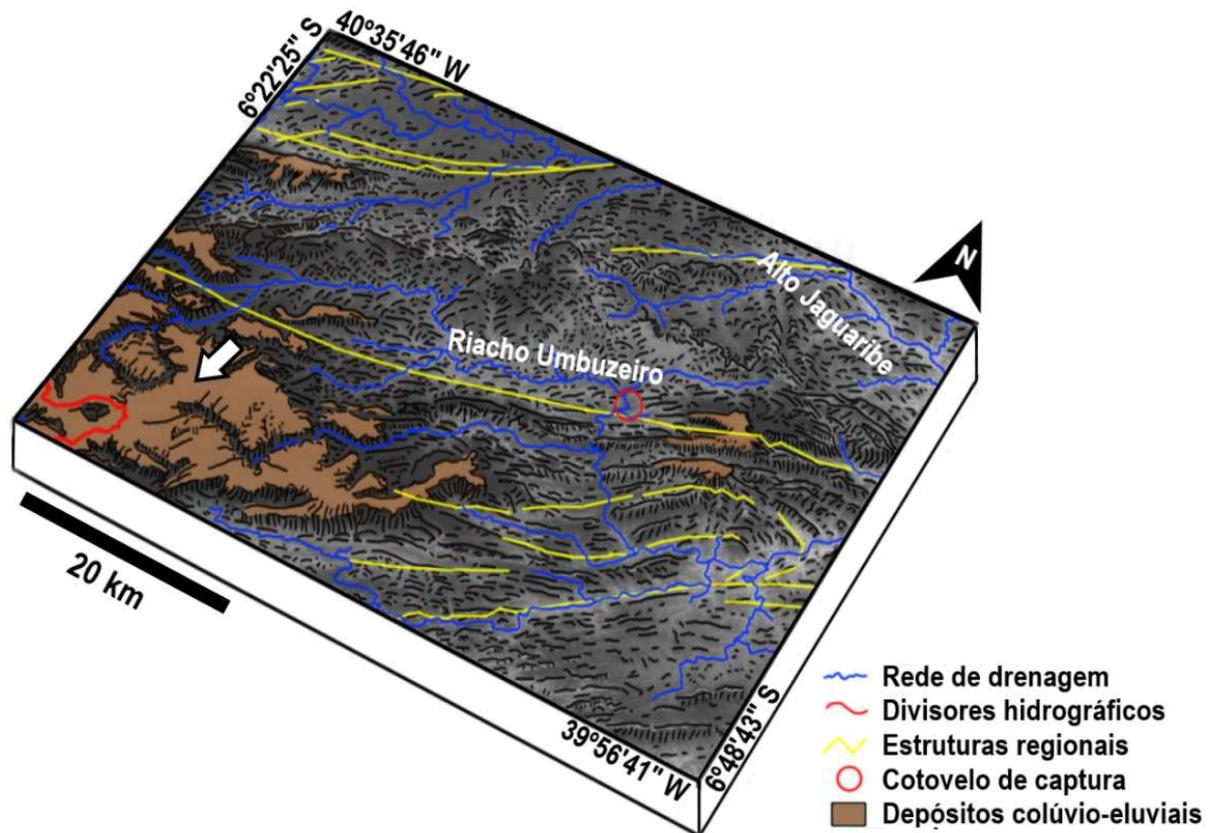


Figura 35 – Bloco diagrama com a ocorrência coberturas colúvio-eluviais sobre interflúvios próximos ao riacho Umbuzeiro. A seta branca marca atuais interceptações em curso.

Outro indício sedimentar corresponde a Formação Moura (Figura 36). Estes sedimentos inconsolidados compõem pequenas mesetas dentro da depressão estrutural que comporta formações cretáceas das Bacia do Iguatu, na confluência do alto e médio curso do rio Jaguaribe. Manchas desta formação estão sobrepostas, em contato direto, a vertentes da ZC Orós, com caimento topográfico em direção ao depocentro da Bacia do Iguatu, sentido E-W. Os depósitos dessa Formação evidenciam um barramento topográfico associado a estruturas da ZC Orós, que por sua vez, controlam meios-grábens preenchidos por formações cretácicas das Bacias de Malhada Vermelha e Lima Campos, em cotas cerca de 100 m mais elevadas em relação as mesetas presentes na Bacia do Iguatu (Figura 36). Essas bacias denotam formações associadas ao mesmo ciclo deposicional, ao passo que atualmente estão desconectadas pelos topos estruturais associados a ZC Orós. O arranjo atual dessas bacias sedimentares é contraditório ao contexto de evolução verificado nos modelos paleotopográficos, que evidenciam paleoconexões entre as bacias sedimentares de Iguatu, Malhada Vermelha e Lima Campos através de antigo segmento do canal principal (Figura 33, A ao E).

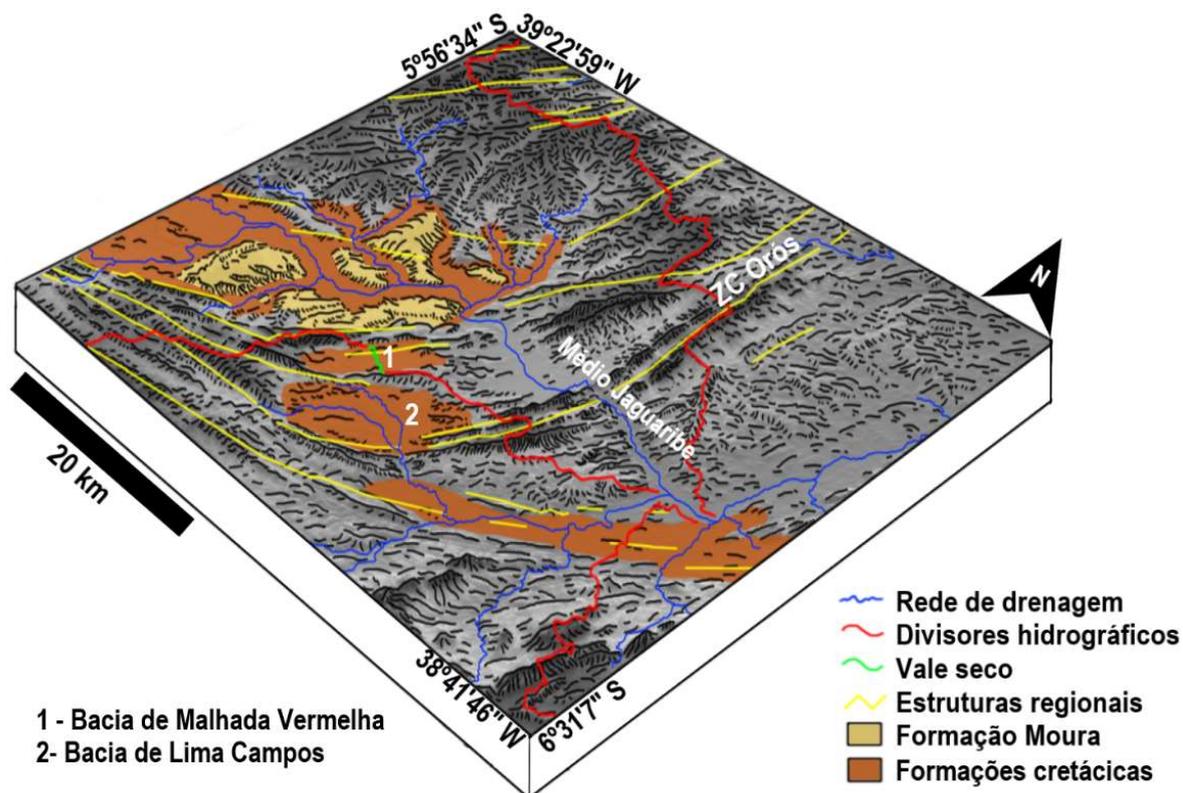


Figura 36 – Barramentos estruturais associados às mesetas suportadas pela Formação Moura, no médio curso do rio Jaguaribe. Note que a Formação Moura só denota registros nas áreas menos alçadas da Bacia do Iguatu. Nessa área também foi identificado um divisor aplainado como vale seco sobre a Bacia de Malhada Vermelha. Fonte: Elaborado pelo autor.

A Formação Moura compreende pacotes sedimentares que atingem 50 m de espessura. A camada basal possui cerca de 8 m de espessura, composta por conglomerados polimíticos – seixos subangulosos a subarredondados de quartzo e quartzito, com aproximadamente 25 cm – em matriz arenosa grosseira fracamente cimentada por material silto-arenoso. Sobre a porção basal são encontrados bancos maciços avermelhados, não estratificados e de distribuição granulométrica sub-horizontal (Figura 37). Em geral, a composição desta camada varia em direção ao topo de areias médias a finas (Figura 37, A e B) para intercalações de silte-argila (Figura 37, C e D), além da ocorrência localizada de finos estratos conglomeráticos em matriz de areia grossa.

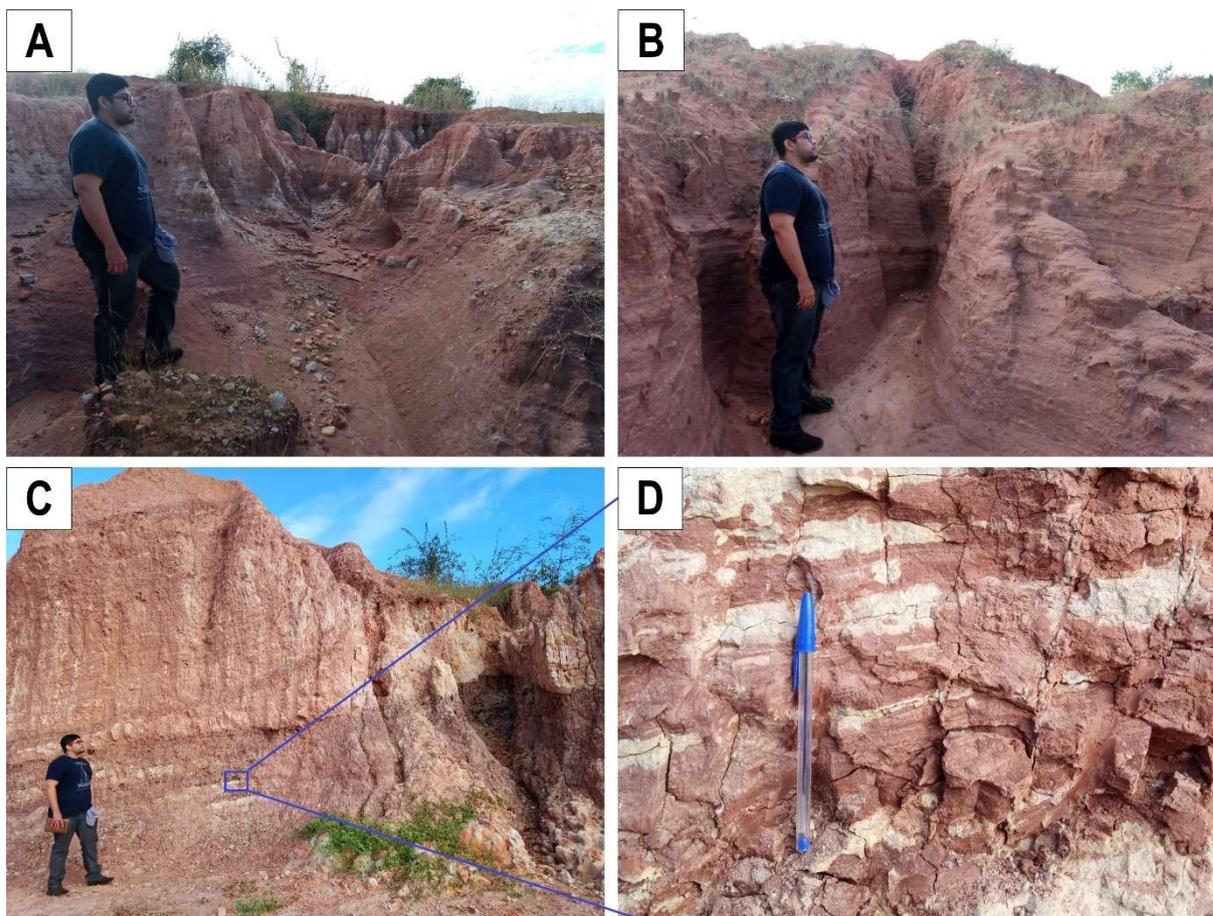


Figura 37 – Formação Moura e suas evidências de represamento associadas no médio curso do rio Jaguaribe. A- Estratos arenosos sem evidências de fluxo. B- Estratos silto-argilosos sem evidências de fluxo. C- Intercalações de silte e argila em escala de detalhe. D- Detalhe das intercalações silto-argilosas. Fonte: Elaborado pelo autor.

5.2.5 Discussão

Em função do contexto morfotectônico cretácico, grande parte da atual rede de drenagem do rio Jaguaribe foi interpretada como uma herança de superimposições à ZC reativadas desde a abertura do Oceano Atlântico Equatorial (PEULVAST; CLAUDINO-SALES, 2004; PEULVAST *et al.*, 2008; MAIA; BEZERRA, 2012, 2014). Tal interpretação é fundamentada na disposição das bacias sedimentares interiores sobre os meio-grábens, que sugerem ocorrência de antigas superfícies de aplainamento facilitadoras da incisão fluvial sobre rochas resistentes do embasamento (PEULVAST; CLAUDINO-SALES, 2004; PEULVAST; BÉTARD, 2015). A hipótese de superimposição também ganhou força para a interpretação evolutiva do rio Jaguaribe dada a ocorrência de evidências epigênicas identificadas nos boqueirões (PEULVAST; BETARD, 2015). No processo de superimposição, além do papel de

facilitador da incisão fluvial, a presença de substratos subjacentes menos resistentes também subordina a atuação da meteorização química, a partir de processos como a percolação e o solapamento basal freático em planos de fraqueza estruturais (DOUGLASS; SCHMEECKLE, 2007; DOUGLASS *et al.*, 2009). Além disso, outras características morfológicas da área de estudo são condizentes com um contexto de evolução de drenagens transversais por superimposição de acordo com o modelo do Douglass *et al.* (2009) como: múltiplos boqueirões transpassando a mesma barreira estrutural; e a incisão da rede de drenagem associada a rebaixamento do nível de base regional. Contudo, o contexto de evidências discutido nesta pesquisa não é satisfatoriamente explicado por um processo de superimposição tão amplo e longo para os canais da área de estudo.

As inflexões e reversões de drenagem não sugerem influência direta da trama estrutural em suas orientações. Estruturas geológicas locais como bandamentos, lineações e outras discontinuidades têm suma importância na evolução dos vales da região por disporem planos de fraqueza a erosão aproveitados pelos canais (CAVALCANTE, 2006; MAIA; BEZERRA, 2014; SILVA; MAIA, 2017). Entretanto, a tropia geral dos padrões farpados, sobretudo discordante ao *trend* estrutural preferencial da região (NE-SW), indica que seus arranjos respondem primordialmente ao condicionamento exercido pelo gradiente do canal principal. Logo, mesmo com rios que fluem sobre terrenos antigos e amplamente deformados, a opção pelo aproveitamento dos planos de fraqueza em determinada direção se estabelece em função do condicionamento do nível de base.

A presença de boqueirões a jusante das drenagens farpadas, dispostas na margem ocidental do rio Jaguaribe, não é conclusiva em relação a evolução por incisão fluvial sobre estruturas, haja vista que os valores da razão Vf não apresentam correlação com suas distâncias do nível de base e o tamanho de suas áreas de contribuição. Em decorrência da prolongada inatividade tectônica regional, é possível que em condições de superimposição, as diferenças morfológicas entre os boqueirões identificados decorram de disparidades de resistência erosiva dos substratos. Entretanto, mesmo em litologias similares, as diferenças morfológicas da razão Vf são significativas, indicando que a história de abertura desses boqueirões denota assincronia morfogenética. Logo, a morfologia dos boqueirões também não sustenta a longevidade de todos os canais da área de estudo.

A amplitude topográfica das superfícies drenadas pelo rio Jaguaribe reforça o contexto morfotectônico distensivo da área de estudo, indicando o papel dos sistemas de rifteamentos cretácicos na disposição de depressões controladas pelas ZC e sobre o arranjo das bacias sedimentares interiores. Contudo, a ausência das coberturas que compuseram essas superfícies

sobre a maioria dos boqueirões da área de estudo, torna questionável a extensão e a herança efetiva dessas superfícies sedimentares sobre a evolução da rede de drenagem que drena essas depressões, sugerindo que parte dos boqueirões não são tão longevos. De modo contrário, a ocorrência de divisores aplainados entre as depressões da margem ocidental do Jaguaribe e os rios adjacentes manifesta a localização de possíveis paleoconexões abandonadas mediante rearranjos fluviais.

No geral, o *IAD* e a variável χ indicam que os rios da bacia hidrográfica do Jaguaribe, atualmente, avançam para o estado de equilíbrio com os rios adjacentes. Dados estratigráficos das bacias marginais abastecidas pelos rios Acaraú, Choró e Piranji indicam influxos sedimentares moderados e descontínuos pós-Mioceno (PEULVAST *et al.*, 2008), que condizem com as perdas de áreas de drenagem sofridas por esses rios no contexto de rearranjos fluviais discutido. Além disso, transferências de áreas de contribuição discretas geralmente acarretam perturbações de rápido reajuste em perfis χ , com durações $< 0,42$ Ma para 10% de troca de área (WHIPPLE *et al.*, 2017). Perturbações preservadas podem indicar trocas recentes ou largos rearranjos fluviais em ambientes com baixa eficiência erosiva (BEESON *et al.*, 2017). Apesar da ausência de registros sedimentares que indiquem a idade da maioria destes rearranjos, as dimensões das áreas incorporadas e as características hidroclimáticas da área de estudo condizem com a manutenção das perturbações nos perfis χ .

Diante do exposto, é inegável que a superimposição tenha sido fundamental durante o desenvolvimento do rio Jaguaribe, entretanto, processos mais recentes foram responsáveis por reorganizações substanciais de sua rede de drenagem. De acordo com os dados apresentados, esses rearranjos são responsáveis por: (i) incorporação de ~ 9295 km² (12,6%) das áreas drenadas na margem ocidental do rio Jaguaribe (alto curso e rio Banabuiú); e a retração de ~ 3838 km² (5,2%) de sua margem oriental (perda das cabeceiras do rio Figueiredo).

De acordo com os dados paleotopográficos e as evidências sedimentares identificadas em campo, duas possibilidades podem ser atribuídas para a evolução desses mecanismos: aplainamento lateral e transbordamento. A incisão anômala do baixo curso do rio Jaguaribe, indicada nos modelos paleotopográficos e pela ocorrência das coberturas colúvio-eluviais preservadas sobre os divisores, sugere o aplainamento lateral como principal mecanismo condicionante destes rearranjos. O rebaixamento do leito do Jaguaribe está em conformidade com dados aeromagnéticos e gravimétricos que indicam influência do magmatismo cenozoico – Macau, 45 a 6 Ma (MIZUSAKI *et al.*, 2002) – na reativação de estruturas na foz dos rios Jaguaribe e Apodi-Mossoró (OLIVEIRA *et al.* 2018; LOPES *et al.* 2018; BEZERRA *et al.*, 2020). Mensurações termocronológicas (AFT) indicam que a última fase de reativação

tectônica *onshore* na região está relacionada ao magmatismo cenozoico no Mioceno (CAVALCANTE, 2006; MORAIS NETO *et al.*, 2009). Outros fatores como oscilações eustáticas e climáticas cenozoicas, principalmente no Quaternário, aceleraram o processo de incisão associado a subsidência da Bacia Potiguar (MAIA; BEZERRA 2012). Desse modo, o contínuo rebaixamento do nível de base subordinou diferenças topográficas entre os patamares de dissecação da área de estudo, favoráveis aos processos de rearranjo.

As evidências epigênicas próximas aos vales transversais e o rompimento das ZC indicadas nos estágios evolutivos paleotopográficos, sugerem que essas capturas fluviais foram formadas pelo aproveitamento de litoestruturas sobre as cristas controladas pelas ZC mediante a ação erosiva de canais com gradientes mais incisivos e próximos ao nível de base do Jaguaribe. A ausência de sedimentação *onshore* do Cenomaniano ao Neogeno (~50 Ma) e o espessamento de estratos bioclásticos nas bacias marginais, indicam que até o Oligoceno a região já havia experienciado profundo rebaixamento topográfico (PEULVAST; CLAUDINO-SALES, 2004). Mensurações de taxas erosivas (^{10}Be) indicam que a atividade erosiva pós-Mioceno foi concentrada em áreas com acentuamento topográfico, como em vertentes de cristas e escarpas das bacias soerguidas (LIMA, 2008; MORAIS NETO *et al.*, 2010a). Desse modo, os rearranjos fluviais, impulsionados do Mioceno ao Pleistoceno, se deram mediante rompimento das cristas estruturais, em contexto similar ao que Peulvast e Bétard (2015) propõem para a evolução dos boqueirões da área de estudo por superimposição epigênica. Capturas fluviais desta natureza também foram sugeridas por análises da densidade de lineamentos rúpteis sobre a ZC Senador Pompeu (CAVALCANTE, 2006); e por análises morfológicas desenvolvidas no médio-alto curso do rio Jaguaribe (PEULVAST *et al.*, 2006).

Já a possibilidade de evolução dos rearranjos por transbordamentos é sustentada pela configuração morfotectônica distensiva da área de estudo e pela atual preservação da Formação Moura. O transbordamento é um mecanismo bastante reportado em sistemas riftes de áreas secas, sobretudo em relação a integração de bacias endorreicas (MEEK, 2019; HILGENDORF *et al.*, 2020; LARSON *et al.*, 2017). A agradação dos leitos dos rios que drenavam em direção aos meios-grábens da região, mediante espessamento dos pacotes sedimentares das bacias mesozoicas, pode ter fornecido condições favoráveis para que, em eventos de cheia hidroclimática, os rios da região possam ter extrapolado as ZC limitantes. Dessa forma, os boqueirões denotariam o ponto de transbordamento associado a reorientação das drenagens farpadas. O Jaguaribe seria o principal destino dessas drenagens em função da sua condição de maior incisão, condizendo com o escalonamento de depressões identificadas entre as áreas

drenadas pela margem ocidental do rio Jaguaribe. Além disso, os processos epigênicos identificados podem ter favorecido o avanço erosivo sobre as barreiras.

A presença da Formação Moura na Bacia do Iguatu pode evidenciar a última fase de agradação pertinente a área. Arima (2007) sugere que os bancos silto-argilosos maciços da Formação Moura estão associados a represamento natural decorrente de reativações estruturais da ZC Orós. A preservação da Formação Moura em contato de acentuado mergulho com a ZC Orós e próxima a um baixo divisor aplainado, sugerem a efetividade deste rearranjo. Estas evidências podem indicar uma fase endorreica para o alto curso do rio Jaguaribe, cessada a partir da reconexão com o médio curso. De acordo com os modelos paleotopográficos e a estimativa de material erodido proposta nesta pesquisa, esta reconexão deve ter sido efetivada apenas no Quaternário, condizendo com a preservação da Formação Moura na área de estudo. Correlacionando o modelo de Arima (2007) com os dados termocronológicos (MORAIS NETO *et al.*, 2009; CAVALCANTE, 2006), após a reativação das estruturas no Mioceno, o leito do médio Jaguaribe pode ter sido agradado, subordinando o desenvolvimento da Formação Moura e iniciando uma possível fase endorreica no alto Jaguaribe. O avanço da agradação possivelmente favoreceu o transbordamento do rio Jaguaribe a partir de uma zona de fraqueza litoestrutural. Esta captura seria responsável pelo aprofundando de incisão sobre a Formação Moura e a evolução das atuais mesetas verificados na área.

5.2.6 Conclusões

A partir do conjunto de evidências apresentado conclui-se que a Bacia Hidrográfica do rio Jaguaribe, na margem passiva semiárida da América do Sul, vivenciou processos de rearranjo de drenagem durante sua evolução. Superimposições ocorrem em tributários próximos aos platôs sedimentares soerguidos a SW e S da área de estudo, evidenciando influência dessas coberturas sobre a incisão dos canais. Entretanto, entende-se que apesar da herança dos eventos tectônicos cretáceos terem imprimido importantes controles sobre a rede de drenagem, os dados apresentados nesta pesquisa indicam que a atual configuração hidrográfica é mais recente e advém de episódios de capturas fluviais neogeno-quaternárias. Fases de reativação estrutural associadas a oscilações climáticas cenozoicas foram essenciais para o desenvolvimento destes rearranjos, ao passo que subordinaram a expansão da margem ocidental e a retração de cabeceiras da sua margem oriental do rio Jaguaribe. Logo, mesmo em áreas semiáridas aplainadas, com drenagens que fluem sobre os mesmos patamares de

dissecação e denotam baixa capacidade de entalhe, mecanismos de rearranjo podem ter importante contribuição na evolução do relevo.

Esta pesquisa indica que para além do mecanismo de erosão remontante, outros processos podem denotar maior condicionamento sobre o desenvolvimento de capturas fluviais em áreas de gradientes de baixa amplitude topográfica, como a meteorização epigênica e a agradação dos canais. O aplainamento lateral e o transbordamento são mecanismos potencialmente importantes para a evolução do rio Jaguaribe e devem ser considerados na evolução de outras redes de drenagem na região, além de configurarem caminhos de investigação morfogenética para outros locais em contextos ambientais semelhantes. A análise conjunta de evidências morfológicas e dados geomorfométricos pode fornecer indícios eficazes para a determinação desses tipos de rearranjos fluviais. Vale ser destacado que a área ainda denota campo fértil para o enquadramento temporal dessas capturas, a partir da análise das taxas erosivas dos rios envolvidos nas capturas, idade dos depósitos da Formação Moura e na análise dos condicionantes litoestruturais sobre os processos epigênicos.

5.3 Capturas fluviais subterrâneas em rochas siliciclásticas sobre clima semiárido: o caso do cânion do rio Poti, Brasil

Resumo: A presente pesquisa investiga a possível ocorrência de uma captura fluvial subterrânea durante a morfogênese do cânion do rio Poti, que transpassa borda cuestasiforme da Bacia Sedimentar do Rio Parnaíba, localizada na porção semiárida da margem equatorial sul-americana. Para tanto, foram analisadas evidências morfológicas de capturas fluviais a partir de produtos de sensoriamento remoto (e.g. rede de drenagem, topografia, paleotopografia, arranjo estrutural) e evidências litoestruturais com base em expedições de campo. Em síntese, os resultados indicaram brusca inflexão/reversão do alto curso do rio Poti; divisores rebaixados e anômalos ao contexto local; cânion com segmentos de morfologias distintas; colapso de blocos associado a dissolução de fraturas e descontinuidades em arenitos. Diante desse conjunto de dados, foi proposto um modelo evolutivo a partir de capturas subterrâneas para a formação do cânion do rio Poti, que a partir de modelagem paleotopográfica, teve seu encerramento vinculado ao Pleistoceno. Tal rearranjo de drenagem teria sido influenciado por um quadro morfogenético neogeno-quadernário de reativações estruturais, soerguimento regional e oscilações climáticas. Nesse contexto, concluiu-se que processos epigênicos foram importantes para um rearranjo de aproximadamente 10.540 km² de áreas de drenagem em uma região semiárida, com substrato arenítico. Além disso, as evidências apresentadas aqui, indicam concordância com reportes atuais associados a evolução de cânions em rochas siliciclásticas, fomentando o debate sobre a evolução desses canais transversais.

Palavras-chaves: Rearranjo de drenagem; Epigênia; Bacia Hidrográfica do Rio Parnaíba.

5.3.1 Introdução

Drenagens transversais correspondem a rios contraintuitivos que transpassam barreiras topográficas estruturais como cordilheiras, planaltos, chapadas, cuestas e cristas; de modo discordante a trama estrutural regional (DOUGLASS; SCHMEECKLE, 2007; DOUGLASS *et al.*, 2009). A representação morfológica dessas drenagens compreende gargantas, vales transversos, boqueirões e cânions, geralmente perpendiculares a *trends* de estruturas geológicas como falhas e dobras (STOKES; MATHER, 2003; LARSON *et al.*, 2017).

Drenagens transversais são atribuídas a quatro principais mecanismos morfogenéticos: antecedência, superimposição, captura fluvial e transbordamento (STOKER; MATHER, 2003;

DOUGLASS; SCHMEECKLE, 2007). A antecedência e a superimposição configuram mecanismos de adaptação de canais preexistentes ao alçamento da barreira topográfica, enquanto a captura e o transbordamento compreendem rearranjos de drenagem mais recentes do que o desenvolvimento da barreira estrutural (BISHOP, 1995; HILGENDORF *et al.*, 2020). Nos últimos vinte anos, técnicas de datação absoluta, mensuração dos processos erosivos/denudacionais e modelagens computacionais, têm demonstrado que rearranjos de drenagem são mecanismos recorrentes na evolução de drenagens transversais. A maioria desses rearranjos corresponde a capturas fluviais decorridas em margens ativas e margens passivas de tectonismo recente (neogeno-quadernária), geralmente em grandes divisores hidrográficos (STOKES; MATHER, 2003; CLARK *et al.*, 2004; MAHER *et al.*, 2007; STOKES *et al.*, 2008).

Drenagens transversais decorrentes de capturas fluviais são originadas por interceptação entre rios com potenciais erosivos distintos (HILGENDORF *et al.*, 2020). Geralmente, essas diferenças de poder erosivo respondem a disparidades nos patamares de dissecação (elevação e declividade); e na velocidade de entalhe dos canais (DOUGLASS; SCHMEECKLE, 2007). O rio captor, de maior poder erosivo, supera uma barreira estrutural e capta linhas e áreas de drenagem do rio vitimado, de menor poder erosivo (STOKES; MATHER, 2003). Fatores como a resistência litoestrutural, tectônica, variação climática, coberturas fitopedológicas e eustasia controlam essas diferenças energéticas (WILLET *et al.*, 2014).

Em sua maioria, as capturas fluviais são associadas a interceptações desenvolvidas em superfície (e.g. erosão remontante, absorção e aplainamento lateral) (CROSBY, 1937; SMALL, 1972; BISHOP, 1995). Porém, também ocorrem a partir de interceptações epigênicas subordinadas a processos de percolação (*seepage*), solapamento basal (*groundwater sapping*) e dissolução (PEDERSON, 2001). Esses processos condicionam capturas fluviais subterrâneas ou criptorreicas, típicas de terrenos propensos a carstificação – meteorização química, em nível freático (CROSBY, 1937; PEDERSON, 2001, HILL; POLYAK, 2014). A ocorrência de porosidade secundária bem desenvolvida (e.g. fraturas e descontinuidades) e a presença de fluxo livre para a circulação de soluções aciduladas – água em reação com CO₂ ou compostos orgânicos – intensificam a carstificação (FORD; WILLIAMS, 2007). A formação de condutos cársticos (e.g. galerias e cavidades) através de um divisor promove a interceptação de canais criptorreicos e o reordenamento fluvial, com fluxo captado pelo rio de gradiente mais íngreme (HILL; POLYAK, 2014). O avanço da carstificação pode ocasionar o colapso dos substratos superiores que sustentam o divisor, geralmente condicionando a abertura de vales transversais como gargantas e cânions (BECERRIL *et al.*, 2010).

Capturas fluviais subterrâneas são majoritariamente reportadas em rochas carbonáticas (BECERRIL *et al.*, 2010; MARIANNELLI; PICCINI, 2011; HILL; POLYAK, 2014; RODET *et al.*, 2015). Entretanto, existem relatos do fenômeno em outros substratos, como em rochas siliciclásticas, que geralmente são restritos a pesquisas em regiões tropicais úmidas/superúmidas ou regiões temperadas (UAGODA *et al.*, 2011; VOJTKO *et al.*, 2012; WRAY; SAURO, 2017). Esta escassez de estudos sobre o tema chega a ser contraditória, haja vista a disponibilidade de dados morfogenéticos que têm demonstrado a importância e recorrência dos processos epigênicos no desenvolvimento de cânions em arenitos, inclusive em regiões secas áridas e semiáridas (LAITY; MALIN, 1985; YOUNG; YOUNG, 1992; DUSZYSKI *et al.*, 2018; BARRETO *et al.*, 2022).

Nesse contexto, a presente pesquisa visa contribuir com a discussão sobre a gênese de drenagens transversais mediante capturas fluviais subterrâneas, investigando a evolução do Cânion do rio Poti, um afluente do rio Parnaíba – principal sistema de drenagem da margem equatorial semiárida da América do Sul. Este canal transversal, que transpassa um patamar sedimentar soerguido (~ 900 a.s.l.), foi escolhido por sua magnitude dimensional e por apresentar uma série de evidências de recente rearranjo fluvial subterrâneo (LIMA, 1982). O primeiro objetivo desta pesquisa é testar a hipótese de morfogênese do cânion mediante captura fluvial, culminando no descarte dos outros mecanismos atribuídos a formação de drenagens transversais (antecedência, superimposição e transbordamento). A partir da constatação desse rearranjo, será analisada a possibilidade de desenvolvimento dessa captura a partir de uma interceptação fluvial subsuperficial. Para tanto, evidências morfológicas extraídas de produtos de sensoriamento remoto, além de obtidas em expedições de campo, serão correlacionadas a análises de litoestruturas e modelagens paleotopográficas.

5.3.2 Área de estudo

O rio Poti drena aproximadamente 52.270 km² e localiza-se entre as coordenadas -4° 06' e -6° 56' de latitude e -40° 00' e -42° 50' de longitude (LIMA, 1982). Do ponto de vista geológico, o rio Poti percorre terrenos litológicos distintos (Figura 38).

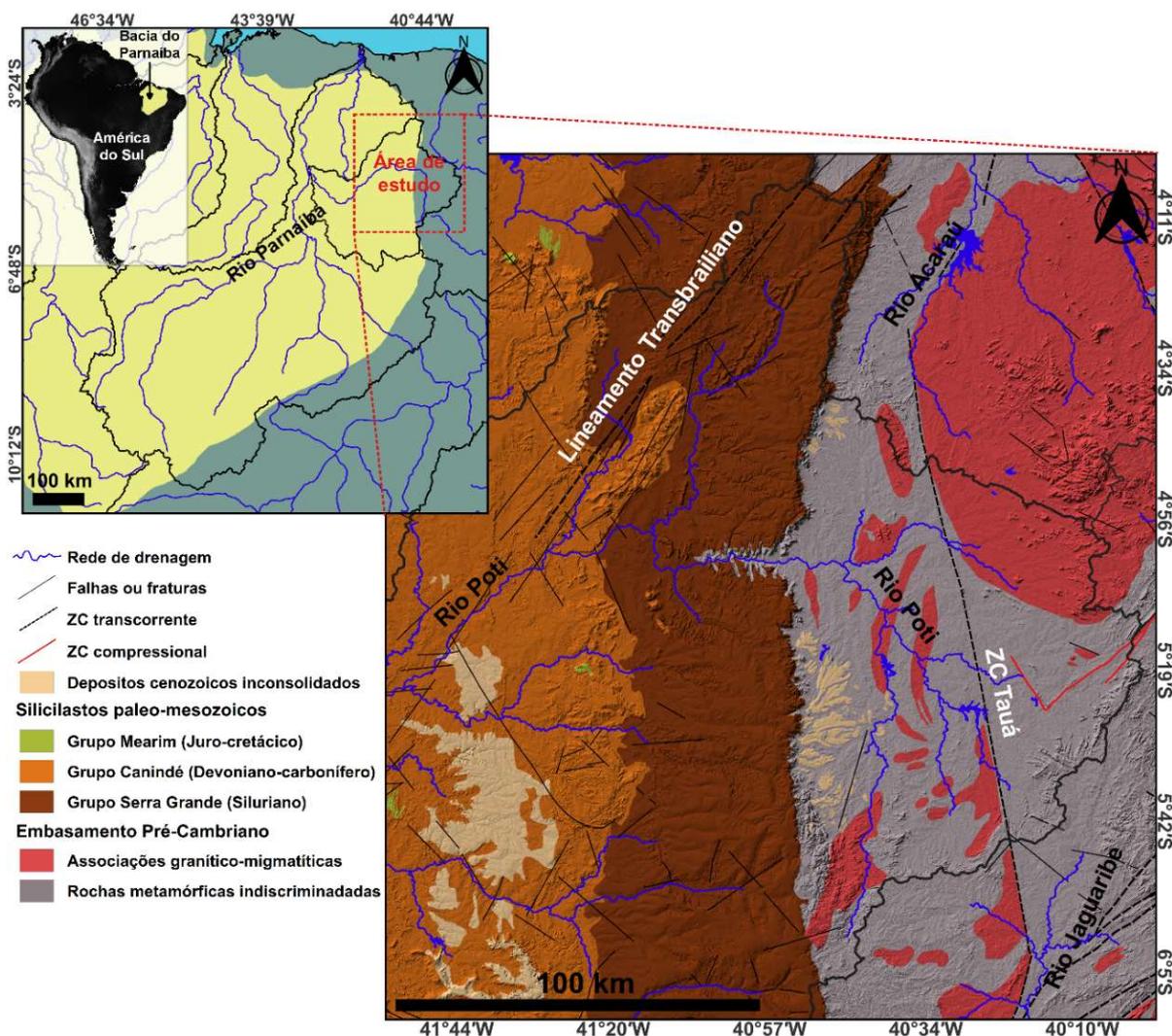


Figura 38 – Localização e geologia simplificada do rio Poti. Fonte: Elaborado pelo autor.

O alto curso escoa sobre o embasamento pré-cambriano da Província Borborema Setentrional, um domínio geotectônico aglutinado durante a Orogenia Brasileira/Pan-Africana, no Neoproterozoico (BRITO NEVES *et al.*, 2000). Essa orogênese promoveu intensa deformação de protólitos metamórficos e de coberturas supracrustais; além de condicionar o alojamento de plutões e suítes magmáticas na crosta (OLIVEIRA; MEDEIROS 2018). O quadro de esforços associado a compressão impulsionou a estruturação de zonas de cisalhamento (ZC) dúcteis e dúctil-rúpteis nos *trends* NE-SW e E-W, em especial o Lineamento Transbrasiliano, principal setor de sutura da Orogenia Brasileira/Pan-Africana na América do Sul (CORDANI *et al.*, 2013). Nos terrenos do alto curso, a repercussão do evento orogênético é marcada pela intercalação de rochas metamórficas orto e paraderivadas com sequências metassedimentares pelíticas e vulcânicas; além de arranjos granítico-migmatíticos (CAVALCANTE *et al.*, 2003).

Em direção a jusante, as drenagens incidem sobre pacotes siliciclásticos da Bacia Sedimentar do Parnaíba, uma bacia intracratônica com gênese associada esforços extensivos (sistemas de hemi-grábens) sin a pós Orogenia Brasileira/Pan-Africana (DE CASTRO *et al.*, 2014; DALY *et al.*, 2018). Seus ciclos de sedimentação são iniciados em fase de subsidência termal ordovinciana (VAZ *et al.*, 2007; ASSIS *et al.*, 2019). Na bacia hidrográfica do rio Poti, seus registros compreendem os grupos Serra Grande (Siluriano), Canindé (Devoniano ao Carbonífero), Balsas (Carbonífero ao Triássico) e Mearim (Jurássico ao Cretáceo), compostos essencialmente por arenitos, folhelhos, siltitos e argilitos (VAZ *et al.*, 2007) (Figura 38).

O canal transversal do rio Poti incide sobre as formações: Jaicós (Grupo Serra Grande), Pimenteiras e Cabeças (ambas do Grupo Canindé) (LIMA, 2020). A Formação Jaicós corresponde arenitos e conglomerados cinzas a brancos ricos em quartzo, texturalmente imaturos e com granulometria de média a grossa (CAPUTO; LIMA, 1984; GÓES; FEIJÓ, 1994). A Formação Pimenteiras compreende acamamentos de arenitos de granulação fina a média (predominantes na área de estudo) sobrepostos por folhelhos cinzas a pretos (GÓES; FEIJÓ, 1994; VAZ *et al.*, 2007). Já a Formação Cabeças é composta por arenitos de granulação fina a média, bem selecionados (VAZ *et al.*, 2007).

No Neocomiano, a região da Província Borborema sofre novos esforços extensivos e transtensionais relacionados ao Sistema de Riftes Cretáceos do Nordeste Brasileiro (MATOS, 1992). A partir da trama estrutural pré-cambriana, esses rifteamentos impulsionaram a abertura do Oceano Atlântico Equatorial e a formação dos hemi-grábens que comportam as bacias mesozoicas da região (MATOS, 1999). Ao fim do Cretáceo, a movimentação drifte da Placa Sul-americana impôs nova fase compressiva à região, acompanhada de novas reativações estruturais e magmatismo alcalino, decorridos do Oligoceno ao Mioceno (CAVALCANTE, 2006; MORAIS NETO *et al.*, 2009; BEZERRA *et al.*, 2011).

O quadro de esforços pós-orogênicos e o avanço da dissecação dos compartimentos estruturais cretácicos contribuiu para a inversão das bacias sedimentares e a exumação do embasamento durante o Cenozoico, culminando na deposição de detritos inconsolidados neogeno-quadernários (PEULVAST; CLAUDINO-SALES, 2004; PEULVAST *et al.*, 2008; MAIA; BEZERRA, 2019). Dados paleoclimáticos indicam que a denudação regional se deu em clima árido com picos de umidade decorridos do Pleistoceno ao Holoceno Médio (DE OLIVEIRA *et al.*, 1999; BEHLING *et al.*, 2000; JENNERJAHN *et al.*, 2004).

No caso da área de estudo, a herança desse contexto morfogenético é manifestada na inversão topográfica da Borda Leste da Bacia do Parnaíba, que expõe um relevo cuestiforme

denominado de *Cuesta* ou Planalto da Ibiapaba (Figura 39), bordejado por terrenos cristalinos deprimidos (MOURA FÉ, 2017).

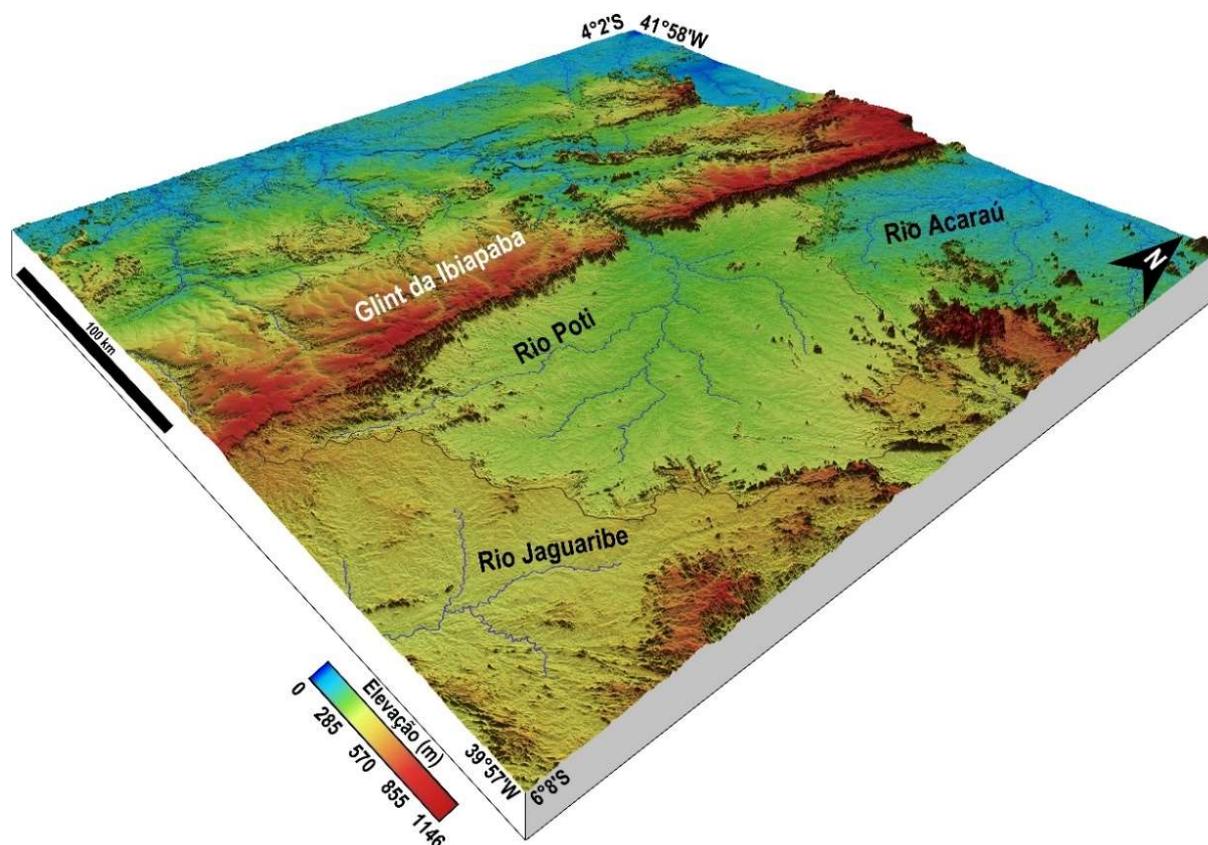


Figura 39 – Modelo 3D do alto-médio curso do rio Poti. Fonte: Elaborado pelo autor.

Nas áreas drenadas pelo rio Poti, a Bacia do Parnaíba dispõe de uma superfície soerguida com elevação média de 900 m, aproximadamente 700 m acima da depressão periférica circundante. O *front* compreende vertentes íngremes de substrato cristalino, em contato direto com arenitos da Formação Jaicós, que sustentam uma cornija verticalizada de aproximadamente 100 m de espessura. O reverso imediato apresenta declividade geral mais suave em direção a Oeste, acompanhando a direção de mergulho das camadas.

Para além dos interflúvios com as demais sub-bacias do rio Parnaíba, o rio Poti compartilha divisores com sub-bacias do rio Jaguaribe e com o rio Acaraú (Figura 39). Em termos hidroclimáticos, este rio está contido em uma área de transição entre o clima tropical semiárido e o clima tropical quente subúmido (LIMA, 2020). A média de temperatura anual geral é de 27° C, com a ocorrência de estação seca entre maio e novembro, e uma estação chuvosa irregular concentrada entre dezembro e abril (SOUSA; LIMA, 2022). A média pluviométrica anual não ultrapassa os 522 mm no alto curso e pode alcançar os 1.447 mm no

baixo curso (MARCUSO *et al.*, 2020). Esse contexto influi diretamente na vazão da drenagem, que denota predominância de canais efêmeros e intermitentes, de fraco entalhe, sobretudo nos tributários do alto-médio curso (ANA, 2005). As recargas são intensificadas no canal principal em seu segmento de baixo curso, por influência topográfica e pela recarga associada a nascentes de aquíferos porosos da região (Cabeças e Serra Grande) (LIMA, 2020). Solos e cobertura vegetal também indicam o condicionamento climático-geológico no contexto ambiental na bacia. No alto curso, há predomínio de Argissolos próximos ao *front* escarpado, recobertos por caatingas arbóreas; além de manchas de Luvisolos e Planossolos, recobertas por caatingas arbustivas abertas (RIBEIRO; ALBUQUERQUE, 2020). No reverso imediato os solos são mais espessos e ácidos, com predominância de latossolos revestidos por matas plúvio-nebulares, carrasco e mata seca (RIBEIRO; ALBUQUERQUE, 2020).

5.3.3 Materiais e Métodos

A hipótese de que o cânion do rio Poti é resultante de uma captura fluvial subterrânea foi discutida a partir da identificação e análise de evidências morfológicas e geológicas. Em primeiro momento, as análises foram produzidas a partir de dados extraídos de produtos de sensoriamento remoto. Em seguida, expedições de campo foram realizadas nos divisores hidrográficos e ao longo do rio Poti, com o intuito de investigar possíveis contextos morfogenéticos epigênicos e antigas paleoconexões fluviais entre os rios da área de estudo.

Terraços fluviais posicionados sobre divisores hidrográficos ou seixos rolados em vales secos/inativos (colos) são as evidências mais incontestáveis reportadas para a identificação capturas fluviais (BISHOP, 1995; ZAPROWSKI *et al.*, 2002). Contudo, raramente encontram-se preservadas dada a dinâmica erosiva envolta no processo de captura (BISHOP, 1995; MIKESSELL *et al.*, 2010). No que diz respeito a evidências morfológicas, destacam-se: (i) cotovelos de drenagem (denominados de cotovelos de captura em um processo de transferência de fluxo entre rios); (ii) padrões de drenagem ortogonais ou farpados; (iii) *knickpoints* associados alterações no nível de base; (iv) segmentos do divisor topograficamente anômalos (baixos divisores); e (v) vales secos (*wind gaps*) presentes nos divisores (BISHOP, 1995; PRINCE *et al.*, 2010; SORDI *et al.*, 2018).

Inicialmente foram investigados possíveis indícios morfológicos de processos de captura fluvial a partir de produtos de sensoriamento remoto. Foram utilizados dados relativos à rede de drenagem (planimétricos e longitudinais) e a topografia (declividade e amplitude

topográfica), extraídos a partir de Modelo Digital de Elevação (MDE) *Advanced Land Observation Satellite* (ALOS) modelo AW3D30, com resolução espacial de 30 m.

Rede de drenagem, perfis longitudinais (*distância x elevação*), *knickpoints* e divisores hidrográficos foram extraídos no *TopoToolBox*, conjunto de scripts nativos do software MATLAB (SCHWANGHART; SCHERLER, 2014). Esses dados partiram de uma delimitação efetivada com algoritmo de direção de fluxo D8 (TARBOTON, 1997), com limiar de pixels acima de 1 km².

Devido à baixa resolução espacial do MDE e da recorrente ocorrência de erros na aquisição dos dados de elevação (ruídos, corpos d'água, valores nulos, entre outros) optou-se pela extração de perfis longitudinais e *knickpoints* a partir do algoritmo *Quantile Carving* no *TopoToolBox* (SCHWANGHART; SCHERLER, 2017). Esse script permite a quantificação da elevação mínima (tolerância) para suavização dos perfis longitudinais com uma distinção mais precisa entre rupturas de declive e erros verificadas em um MDE. Para o rio Poti foi estimado o valor de ~ 47 m para a tolerância, utilizada também para a delimitação dos *knickpoints* com o algoritmo *knickpointfinder* (SCHWANGHART; SCHERLER, 2017).

Em seguida, foram extraídas a amplitude topográfica e a declividade média do alto-médio curso do rio Poti para caracterização morfológica das superfícies e averiguação de desajustes de dissecação. A amplitude topográfica, representada pelas diferenças entre cotas máximas e mínimas de elevação em relação ao nível do mar, dentro de quadrantes pré-determinados do terreno, foi quantificada no *TopoToolBox* a partir do algoritmo *Local Topography* (SCHWANGHART; SCHERLER, 2014). O cálculo foi realizado em janelas de dimensões de 0,5 x 0,5 km, em função da topografia regional predominantemente aplainada. Já os dados de declividade foram quantificados em graus no *software* ArcGIS a partir do complemento *Slope*, depois reamostrados em janelas de dimensões de 0,5 x 0,5 km para a delimitação da declividade média.

Em adição, foram produzidos perfis de varredura topográfica (*swaths profiles*) para comparação entre os dados de elevação e a amplitude topográfica. Perfis de varredura topográfica revelam a distribuição longitudinal da elevação em áreas pré-determinadas, possibilitando a plotagem das elevações média, máxima e mínima do terreno analisado (TELBIŞZ *et al.*, 2013). No ArcGIS, os perfis de varredura foram produzidos a partir do complemento *Extract Swath Profiles* (PÉREZ-PEÑA *et al.*, 2017) em janelas retangulares com extensões de 10 km.

Para complemento das análises topográficas, modelos paleotopográficos foram produzidos para investigação da morfologia anterior a abertura do cânion do rio Poti,

modelagem de paleoarranjos fluviais (incisão e posição dos divisores hidrográficos) e determinação correlativa de idades para a rede de drenagem do cânion (estimativa de início do possível processo de captura). Para tanto, optou-se pela utilização da rotina Seppômen de reconstrução topográfica (MOTOKI *et al.*, 2008), que corresponde a uma interpolação de dados de elevação, extraídos diretamente de MDE, baseada no preenchimento de vales de acordo com as cotas máximas existentes em janelas móveis pré-determinadas (COUTO *et al.*, 2012; MARQUES NETO, 2019; FREITAS *et al.*, 2022). Estes modelos foram gerados a partir de testes com alteração no tamanho das janelas realizados no software ArcGIS. As janelas com dimensões de 2 x 2 km, 1 x 1 km, 0,5 x 0,5 km e 0,3 x 0,3 km, apresentaram maior precisão e pertinência para este estudo.

A estimativa de idade da instalação do cânion foi feita a partir do cálculo de material erodido proposto por Freitas *et al.* (2022). Esse cálculo foi obtido pela diferença, pixel por pixel, entre o MDE AW3D30 e o modelo Seppômen que sugere o momento de abertura do cânion ($volume = MDE\ AW3D30 - Modelo\ Seppômen$). O total de volume erodido foi dividido pelo valor da área de drenagem confluyente ao cânion com o intuito de obter uma média de denudação por profundidade (m^3/m). Em seguida, a média de denudação foi dividida pela média das taxas de denudação mensuradas a partir de isótopos cosmogênicos (^{10}Be) para a depressão sertaneja regional – $\sim 7,7$ m/Ma (LIMA, 2008; MORAIS NETO, 2012). O resultado dessa divisão sugeriu a quantidade de anos necessária para remoção do material associado ao cânion e a possível captura fluvial. Vale ser destacado que a região ainda não dispõe de taxas de denudação em quantidades amostrais efetivas para determinação da idade dos eventos analisados. Dessa forma, os cálculos realizados a partir do método Seppômen são de caráter correlativo e especulativos.

Por fim, foi realizada uma análise estrutural do cânion do rio Poti a partir do mapeamento de lineamentos de expressão topográfica negativa, segundo distinção proposta por Alves e Rossetti (2015), para determinar condicionamentos litoestruturais que possam ser associados a uma morfogênese epigênica. Logo, os lineamentos mapeados corresponderam a fraturas (falhas ou juntas) em rochas desnudas ou em segmentos de canal retilíneos; e discontinuidades litológicas gerais como acamamentos basculados, lineações e bandamentos. O mapeamento de lineamentos foi produzido a partir de veteorização em: (i) relevos sombreados por filtros direcionais aplicados ao MDE AW3D30 no ArcGIS (azimutes 0° , 45° , 90° , 135° , 180° , 225° , 270° e 315° e iluminação vertical de 45°); (ii) composição colorida e razões algébricas em bandas do satélite LANDSAT-8, sensor OLI (bandas 2, 3, 4, 5, 6 e 7), no ArcGIS, seguindo a metodologia proposta por Raharimahefa e Kusky (2009) para a correção

do efeito de correlação do relevo e realce das estruturas; e (iii) composições falsa-cor de alta resolução disponíveis no Google Earth (imagens Quickbird e Geoeye-1 – *Digital Globe* – acessadas a partir de do *plugin Basemap* do ArcGIS). Optou-se pelo uso de uma escala de identificação fixa de 1:40.000 para a vetorização. Em seguida, foi realizada uma análise de densidade de lineamentos, calculada a partir da relação de frequência por km² (*freq./km²*) no ArcGIS; e uma correlação dos *trends* preferenciais dos lineamentos com estruturas regionais, mediante elaboração diagramas de rosetas para cada domínio litológico transpassado pelo cânion.

5.3.4 Resultados

5.3.4.1 Evidências de rearranjo de drenagem

O rio Poti nasce na depressão periférica a *Cuesta* da Ibiapaba – cerca de 22 a 25 km do *front* – com escoamento de direção N-S e extensão de ~100 km, discordante a ZC Tauá, principal estrutura regional do setor (Figura 40, A). Seu alto curso apresenta padrão radial convergente ao cânion, marcado por tributários farpados que se encaixam em estruturas de sentido S-N, SE-NW e SW-NE. Nos setores próximos aos divisores com os rios Jaguaribe e Acaraú é possível identificar canais que denotam sinais de reversão em ângulos agudos (setor Sudeste do alto curso). Nas imediações do cânion, o canal principal sofre inflexão abrupta em cotovelo que marca redirecionamento de sentido E-W, orientação comum a grande parte dos tributários que compõem a margem meridional do médio curso, geralmente associados a padrões de drenagem paralelos a subparalelos. A partir da zona de influência estrutural do Lineamento Transbrasiliano (LTB), o fluxo adota sentido NE-SW através de anomalia marcada por cotovelos ortogonais (Figura 40, B). Os tributários da margem setentrional denotam a mesma orientação, com alguns se estabelecendo em direcionamento subsequente as camadas do substrato sedimentar. O percurso do canal principal se estende por mais 120 km até sofrer nova inflexão de sentido SE-NW e passar a fluir no baixo curso da bacia hidrográfica, culminando em sua confluência com o rio Parnaíba.

Analisando os perfis longitudinais de canais que drenam a partir do reverso da *Cuesta*, verifica-se nítida diferença na incisão entre os rios das margens meridional e setentrional, confluentes ao cânion (Figura 40, C). Os canais da margem meridional apresentam perfis menos incisos e ajustados ao canal principal do que os rios da margem setentrional, que expõem perfis de maior entalhe condicionados a topografia do vale transversal do rio Poti (nível de base local).

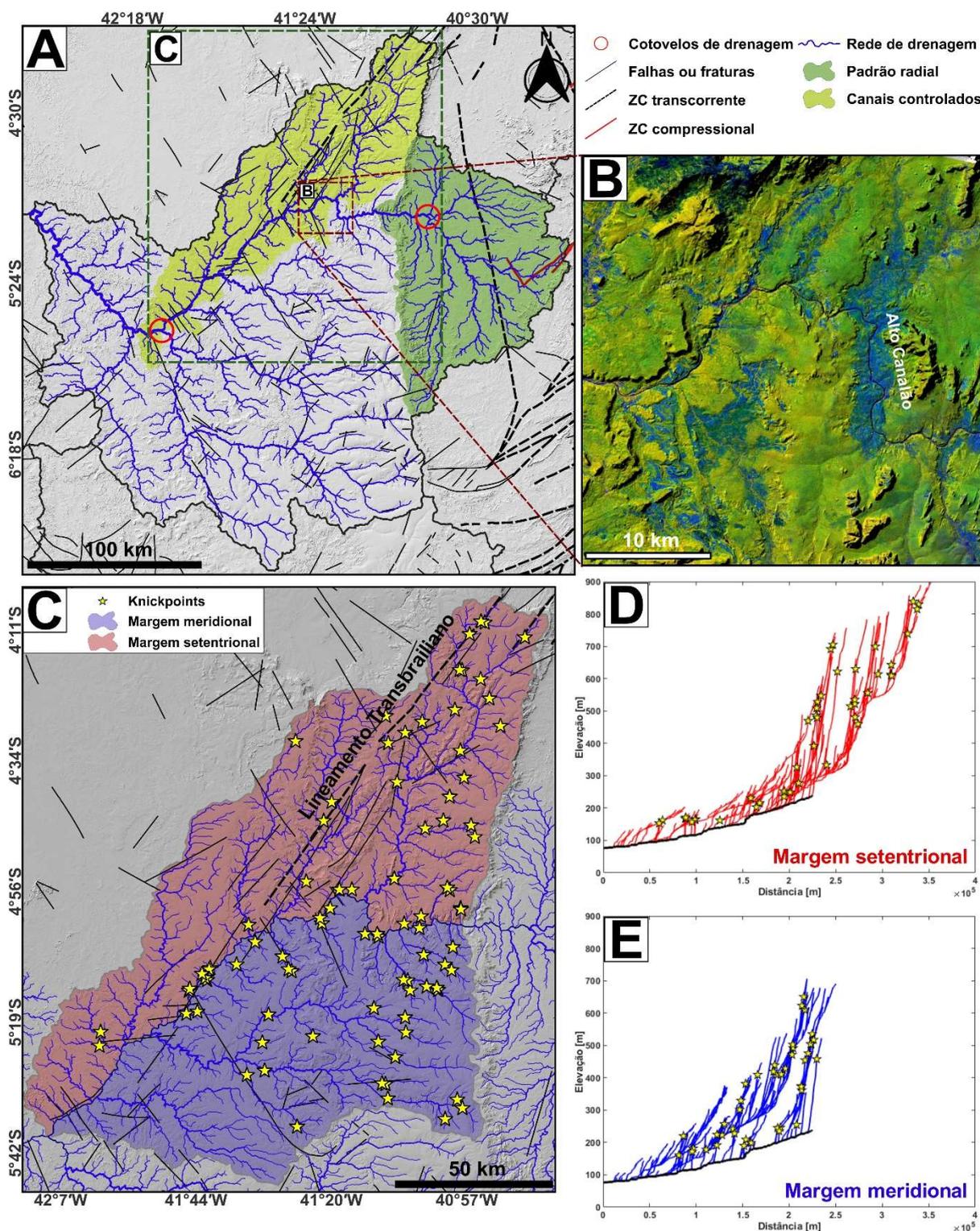


Figura 40 – Rede de drenagem e perfis longitudinais do rio Poti. A- Padrões de drenagem e inflexões de drenagem. B- Anomalias ortogonal no médio curso do rio Poti. C- Perfis longitudinais dos canais que drenam o médio curso do rio Poti. D e F- Perfis longitudinais dos rios nas margens setentrional (D) e na margem meridional (E). A figura C marca a localização dos dados topográficos na Figura 41. Fonte: Elaborado pelo autor.

Os canais são mais declivosos sobre os arenitos do Grupo Serra Grande, ao passo que ao adentrarem no Grupo Canindé, os rios da margem setentrional tornam-se mais côncavos, enquanto rios da margem meridional fluem em patamar menos íngreme e mais alçado, as vezes em contatos acima dos 200 m, até alcançarem o nível do rio Poti. No geral, os *knickpoints* estão bem distribuídos nos arenitos do Grupo Serra Grande (70% do total), ao passo que em direção a jusante, a maior concentração torna-se restrita a pequenos tributários (canais de segunda ordem) que confluem ao canal principal, sobre as rochas do Grupo Canindé. Esse contexto sugere forte influência da LTB no pulso erosivo do médio curso, visto que as margens do rio Poti não apresentam diferenças significativas em relação ao tipo de substrato drenado.

A amplitude topográfica e a declividade média do rio Poti demonstram predominância de baixos valores (< 50 m e $< 10^\circ$), ao passo que os maiores valores são verificados nos terrenos do reverso drenados pelo médio curso (Tabela 2 e Figura 41, A e B). No alto curso, os valores tendem a aumentar em direção aos divisores com os rios Jaguaribe (sul e leste), Acaraú (norte) e ao escarpamento da *Cuesta* em virtude da morfologia deprimida do embasamento. A norte e a sul da bacia hidrográfica do Poti, os divisores são sustentados por topografias suavemente onduladas a aplainadas que compartimentam as depressões periféricas a partir de tênues degraus, com faces ligeiramente mais íngremes voltadas para os rios Poti (no divisor com o Jaguaribe) e para o rio Acaraú (no divisor com o rio Acaraú) (Figura 41, C, Janela 1). Além disso, foi possível identificar um segmento anômalo rebaixado no divisor com o rio Acaraú, que denota 31,36 m de amplitude e $6,53^\circ$ de declividade.

Tabela 2 – Distribuição dos valores de amplitude topográfica e declividade média em relação as superfícies que compõem o alto-médio curso e seus divisores.

		Amplitude topográfica (m)	Declividade média ($^\circ$)
Sub-bacias	Alto curso	49,288005	7,954895
	Médio curso	53,024139	9,916019
Divisores	Poti/Acaraú	50,1599/69,988049	12,029362/9,064856
	Poti/Jaguaribe	84,982379/55,775771	7,676608/11,658721

De modo geral, a topografia do reverso, em relação ao médio curso, é marcada pelo escalonamento das formações sedimentares em direção ao depocentro da Bacia do Parnaíba – a oeste (Figura 41, A e B). Os valores de amplitude e declividade aumentam nos setores de transição entre as formações, condicionando platôs descontínuos inclinados em direção a oeste. A descontinuidade desses platôs é interrompida pelos tributários do rio Poti, que aprofundam

seus leitos de modo consequente ou subseguente as camadas, formando áreas aplainadas e ligeiramente deprimidas.

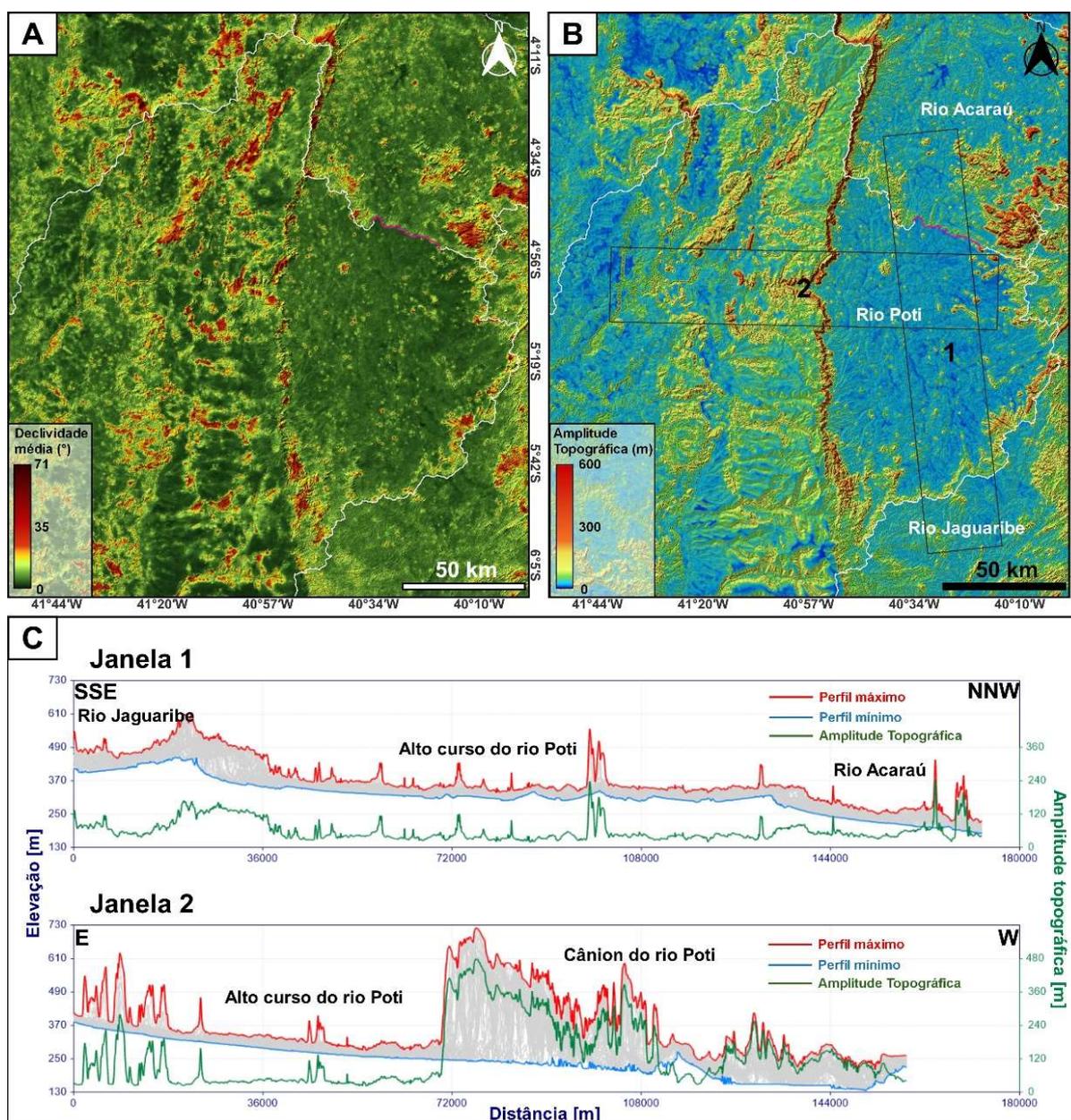


Figura 41 – Declividade média (A), amplitude topográfica e perfis de varredura topográfica (C) de terrenos drenados pelo rio Poti. Em A e em B é apresentado um segmento rebaixado no divisor entre os rios Poti e Acaraú que sugere possível conexão entre os dois rios. Fonte: Elaborado pelo autor.

A incisão topográfica dos vales aumenta em direção a margem setentrional, formando um amplo setor deprimido no reverso, entre as formações Jaicós e Pimenteiras, onde se instala o cânion e onde os canais sofrem controle estrutural do LTB (Figura 41, C). Essa condição

indica superfície e gradientes mais íngremes e incisos no médio curso, em detrimento aos verificados no alto curso.

A morfologia do vale transversal do rio Poti demonstra ampla variação de valores de amplitude e declividade, condicionando segmentos de vales com características distintas ao longo do médio curso (Figuras 41 e 42).

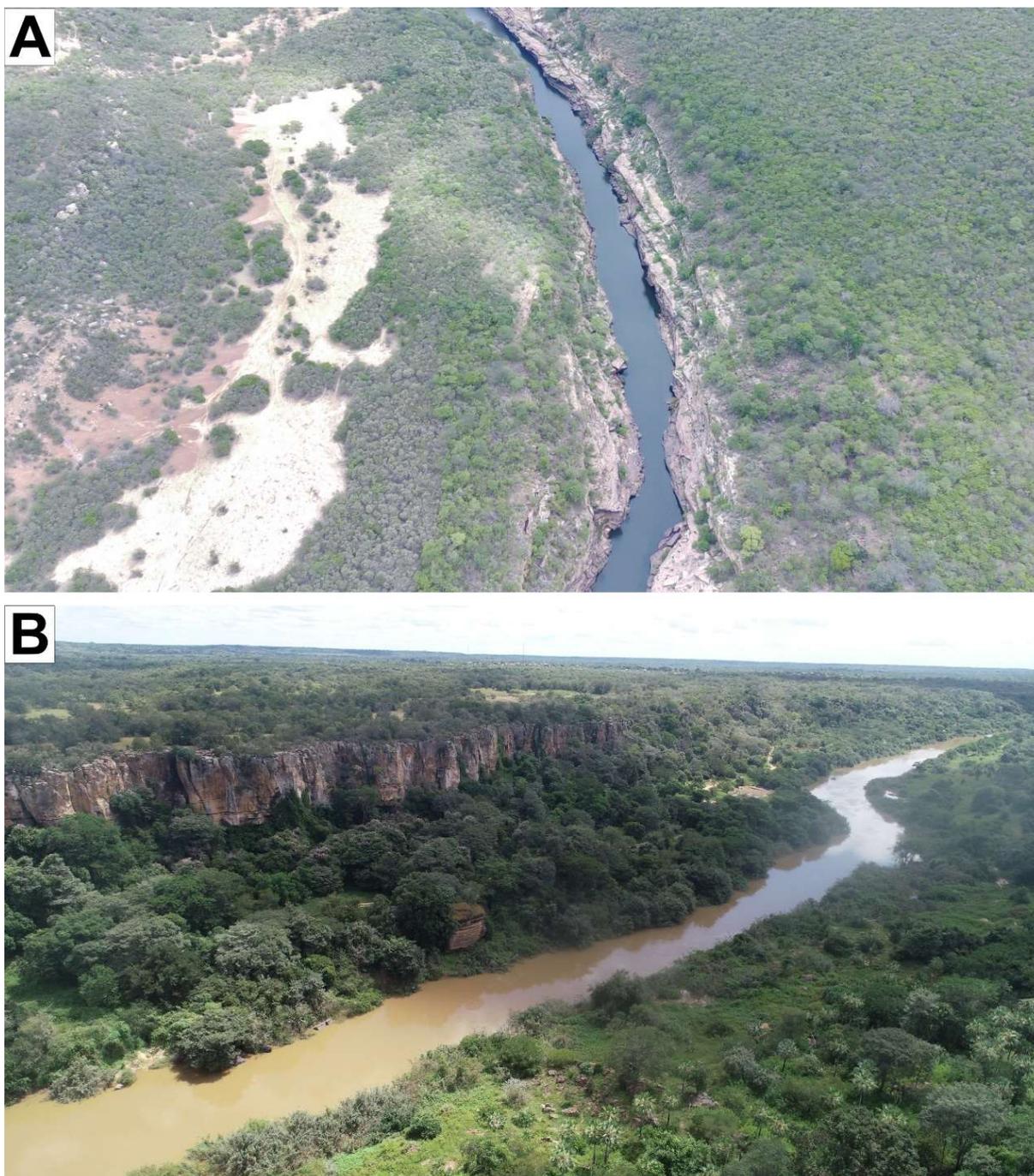


Figura 42 – Segmentos do cânion do rio Poti com diferentes morfologias. A- Vale confinado com paredes íngremes. B- Vale em “U” com fundo largo. Fonte: Acervo do autor (2022).

Próximo ao *front*, transpassando o Grupo Serra Grande, os valores de amplitude e declividade média atingem 400 m e 55°, respectivamente. Nos setores do cânion a sudoeste, no Grupo Canindé (Formação Cabeças), estes valores atingem 300 m e 40°. Já na porção deprimida, entre os grupos Serra Grande e Canindé, o cânion apresenta seus menores valores de declividade e amplitude ($> 150 \times m$ e $> 15^\circ$), mesmo setor da inflexão ortogonal do canal principal em direção ao LTB (Figura 40, B). Esse contexto compreende alternância entre cânions com vales estreitos e incisos, ou confinados de largos pisos (Figura 42).

Os modelos paleotopográficos indicam poucas alterações na compartimentação de superfícies atuais – patamares de dissecação da área de estudo como a depressão, o *front*, o platô soerguido e o reverso (Figura 43). Tênuas variações topográficas são verificadas no nível de incisão dos canais, como por exemplo no reverso. O padrão da maioria dos canais, com destaque para os segmentos controlados pelo LTB, e o setor deprimido entre as formações Jaicós e Pimenteiras, é verificável desde o modelo de maior recorte temporal (2 x 2 km). Em contrapartida, a organização dos divisores hidrográficos e o arranjo das redes de drenagem apresenta modificações substanciais nos modelos produzidos. No modelo 2 x 2 km o canal transversal ainda não foi desenvolvido e o setor que compreende o alto curso, flui em direção ao rio Acaraú (Figura 43, 2x2 km). Nesse modelo o *front* forma um amplo divisor entre águas que escoam para a bacia do rio Parnaíba e para as que escoam para um paleorio Acaraú, paleorio cerca de duas vezes maior que o atual. Nos demais modelos é perceptível o rompimento sequencial do paleodivisor entre os rios (*Cuesta* da Ibiapaba), ao passo que os tributários do rio Poti vão sofrendo reordenamentos diversos de pequena ordem, como no caso da anomalia ortogonal identificada no médio curso (Figura 43, 1 x 1 km e 0,5 x 0,5 km). Avançando no recorte temporal, percebe-se que no modelo 0,3 x 0,3 km a conexão entre o paleorio Poti e as cabeceiras do paleorio Acaraú já está concluída, promovendo uma transferência de áreas de drenagem de aproximadamente 10.540 km² para o rio Parnaíba (Figura 43, 0,3 x 0,3 km).

Considerando o modelo 0,3 x 0,3 km como o momento de conexão entre as paleocabeceiras dos rios Acaraú e Poti, a partir de um nível de base local pré-determinado de 40 m (Figura 43 D), estimasse que foram erodidos aproximadamente ~137,53 km³ até o nível de dissecação exposto no MDE AW3D30, mediante este rearranjo fluvial. Esse conteúdo erodido compreende cerca de 6,97 m de profundidade por km² (m/km^2). De acordo com a média das taxas de denudação da depressão sertaneja obtidas a partir de isótopos cosmogênicos (¹⁰Be) – ~7,7 m/Ma (LIMA, 2008; MORAIS NETO *et al.*, 2012) – a atual drenagem transversal teria necessitado de ~0,90 Ma para a remoção do volume do modelo 1x1 km. Logo, a conexão que possibilitou o rearranjo teria se iniciado no Pleistoceno.

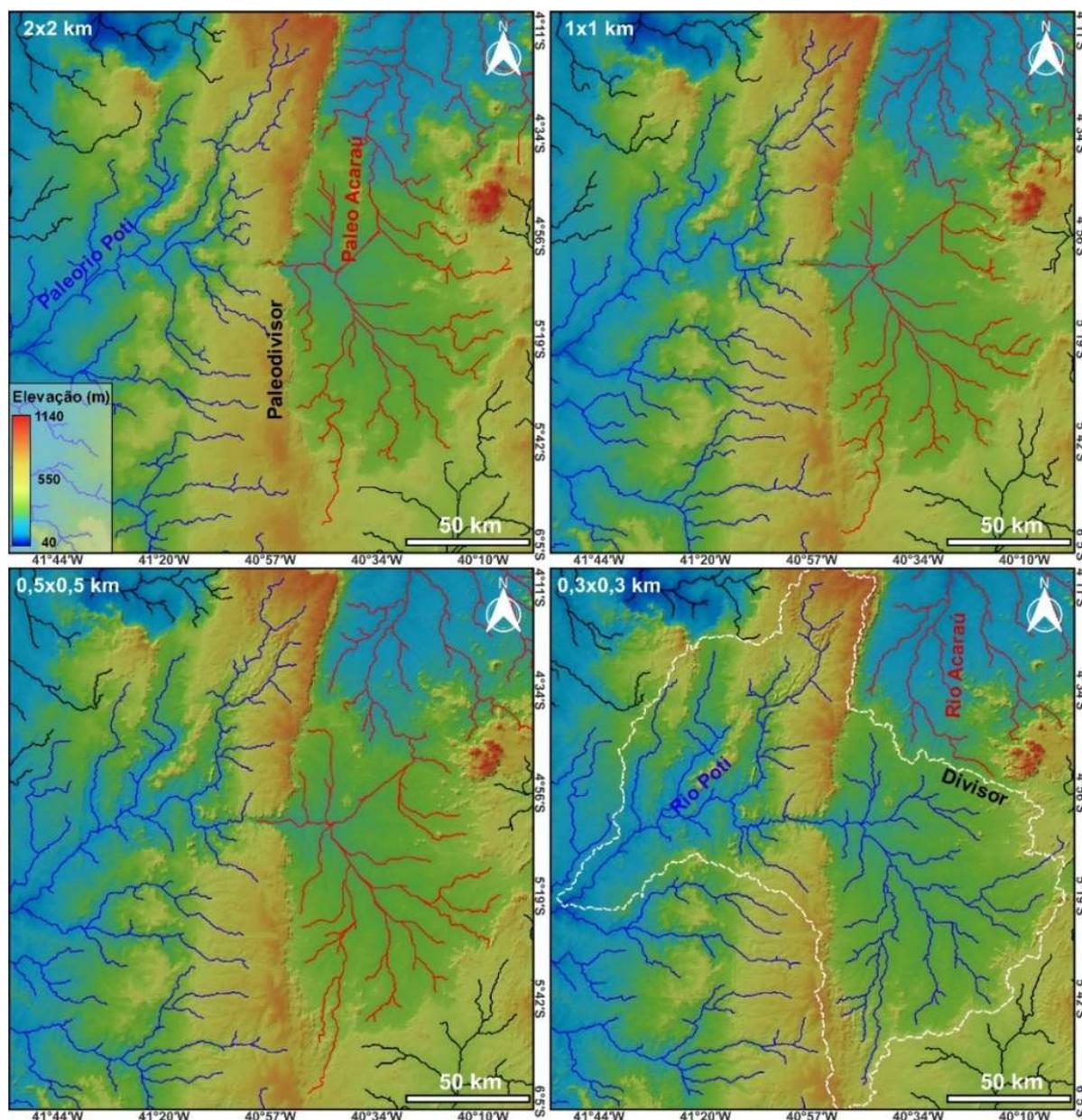


Figura 43 – Modelos paleotopográficos dos terrenos drenados pelo Rio Poti. Note que de acordo com a diminuição das janelas de amostragem, os cenários sugerem uma captura de drenagem envolvendo os rios Acaraú e Poti. Fonte: Elaborado pelo autor.

5.3.4.2 Análises litoestruturais

Foram identificados 14.770 lineamentos, representados em sua maioria por fraturas e segmentos de canais retilíneos (Figura 44, A). Do total, ~46,9% estão contidos nos limites do Grupo Canindé (6937 lineamentos), ~38,9% no Grupo Serra Grande (5749 lineamentos) e ~14,2% sobre as rochas do embasamento (2084 lineamentos). De modo geral, os diagramas de roseta indicam lineamentos dispostos no par preferencial NE-SW/NW-SE.

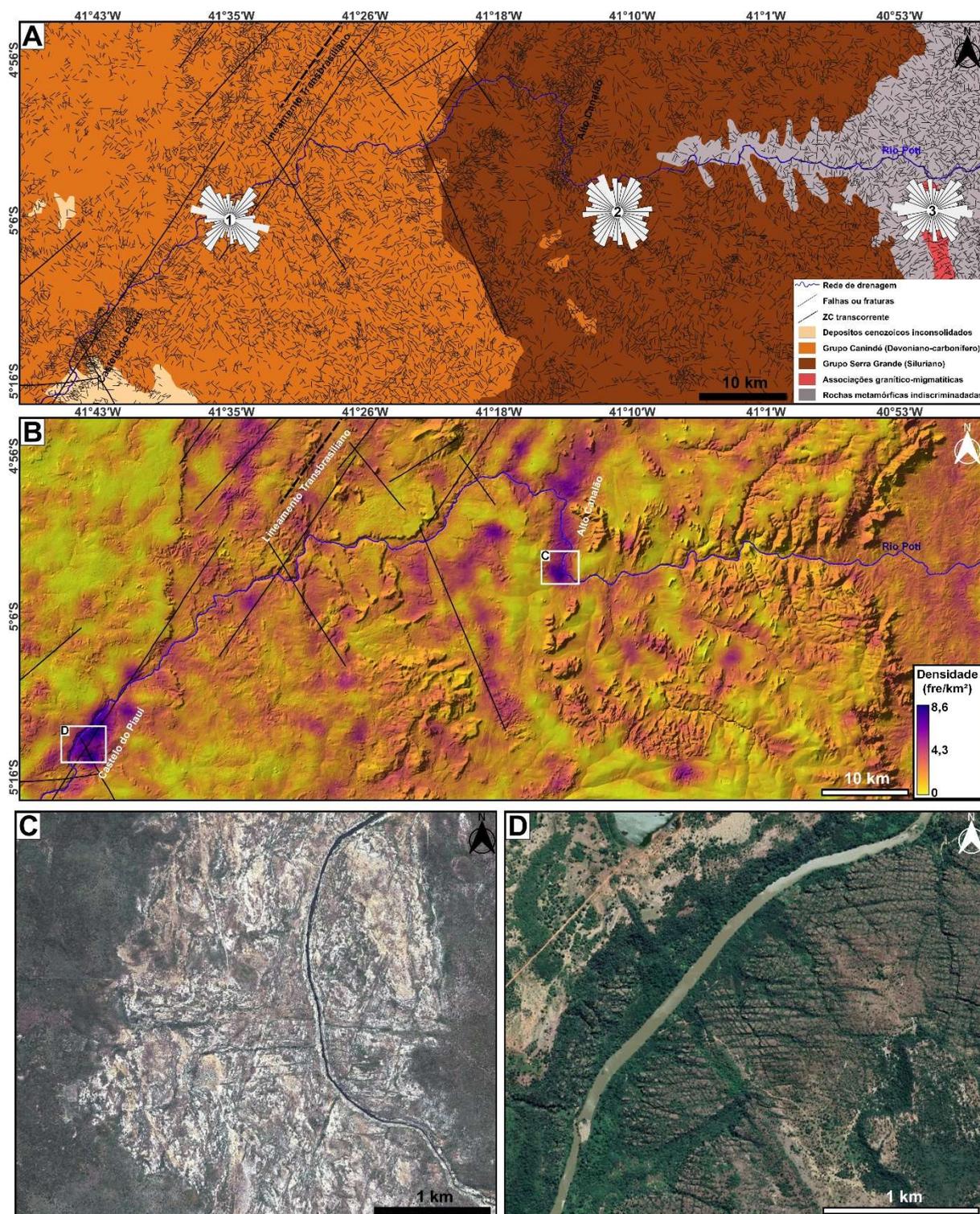


Figura 44 – Mapeamento de lineamentos do cânion do rio Poti. A- Lineamentos mapeados e diagrama de rosetas com as direções preferenciais. B- Densidade dos lineamentos de acordo com a relação frequência/km². C e D- Porções com alta densidade de lineamentos em pavimentos rochosos no Alto Canalão (C) e em Castelo do Piauí (D). Fonte: Imagens do satélite Geoeye-1 (*Digital Globe*) disponíveis no *Google Earth* (2023).

Os diagramas também indicam expressivos *trends* secundários de sentido E-W e N-S, mais abundantes no embasamento e no Grupo Serra Grande. No Grupo Canindé verifica-se um predomínio do par preferencial, sobretudo na área sobre influência do LTB. O par preferencial indica rígida correlação com a predisposição das falhas regionais associadas ao LTB, que denotam direções preferencias similares verificadas na roseta do Grupo Canindé.

Com relação a densidade de lineamentos (Figura 44, B), a área mapeada apresenta predomínio de baixos a moderados valores (< 4 freq./km²). A média dos valores de densidade é maior no embasamento (2,13 freq./km²), ao passo que nos segmentos sedimentares verificam-se médias equiparadas (1,75 freq./km² e 1,80 freq./km²), com tênue vantagem para o Grupo Canindé (1,80 freq./km²). A distribuição de maiores médias no embasamento condiz com a idade e o grau de deformação do substrato cristalino, em comparação as rochas siliciclásticas. Entretanto, os maiores valores de densidade da área sofrem forte influência do LTB, ao passo que no setor sudoeste do mapa, atingem o valor máximo (8,60 freq./km²). No reverso imediato (Grupo Serra Grande) e nos platôs descontínuos do Grupo Canindé, nota-se que as densidades não ultrapassam o valor de 4 freq./km². A partir da transição do Grupo Serra Grande para o Grupo Canindé, manchas de densidade com valores $> 4,3$ freq./km² tornam-se mais contínuas e extensas nas superfícies deprimidas que intercalam os platôs descontínuos. Com relação ao canal principal do rio Poti, à medida que seu curso passa a adotar direcionamento NE-SW, os substratos do cânion passam a apresentar aumento nos valores de densidade ($> 4,3$ freq./km²), sobretudo ao adentrar no trecho de influência do LTB. Os dois setores com maior densidade de estruturas (cores mais frias) são verificados em Castelo do Piauí e no segmento denominado localmente de Alto Canalão (Figura 41, C e D), este último localizado no mesmo local onde se inicia a anomalia ortogonal identificada no segmento E-W do rio Poti (Figura 40, B). Esses setores caracterizam pavimentos rochosos transpassados por *sets* ortogonais de fraturas dispostas sobretudo nos *trends* preferenciais NE-SW e NW-SE (Figura 44, C e D).

Em sua maioria, os segmentos transversais do rio Poti transpassam sistemas de fraturamento, ao passo que seus suaves meandros se adaptam a zonas de intersecção entre estruturas com diferentes orientações (Figura 45). Assim como nos pavimentos rochosos de alta densidade de lineamentos (Figura 44, C e D), *sets* ortogonais de fraturas controlam diversos segmentos do vale transversal, geralmente correlacionados a curtos segmentos bruscamente inflexionados em cotovelos (Figura 45, A). Nos segmentos de vale assimétricos, sobretudo em canais subsequentes ao mergulho das camadas sedimentares, é possível identificar caos de blocos rolados no sopé das paredes menos íngremes (Figura 45, B). Já em vales simétricos,

geralmente consequentes ao mergulho das camadas siliciclásticas, as paredes são controladas por fraturas longilíneas e curvilíneas (Figura 45, C e D).

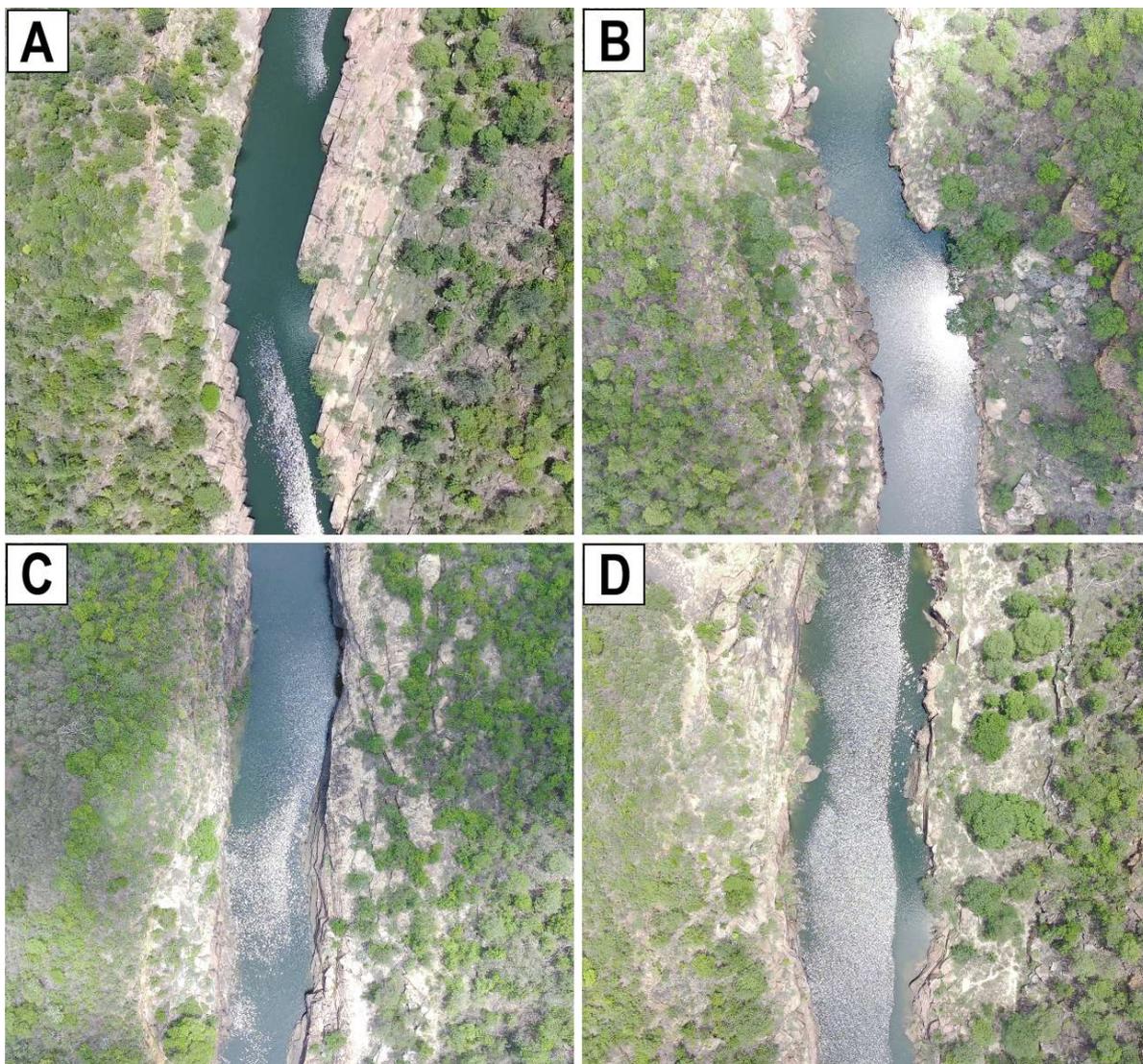


Figura 45 – Condicionamento estrutural no cânion do rio Poti. A- Segmento do cânion em tême cotovelo encaixado em estruturas de padrão ortogonal. B- Vale assimétrico com blocos colapsados nas margens do rio Poti. C- Fraturas curvilíneas e retilíneas controlando a morfologia das paredes dos vales. D- Paredes com reentrâncias associadas a colapsos de blocos controlados por planos estruturais. Fonte: Acervo do autor (2022).

No topo das paredes do cânion também é possível verificar blocos areníticos destacados *in situ*, de acordo com os planos de interseção estrutural, e grandes matacões colapsados no leito do rio Poti em função da ação gravitacional (Figura 46). O destacamento e colapso desses

blocos é controlado por fraturas verticais que cruzam descontinuidades horizontais dos arenitos da região.

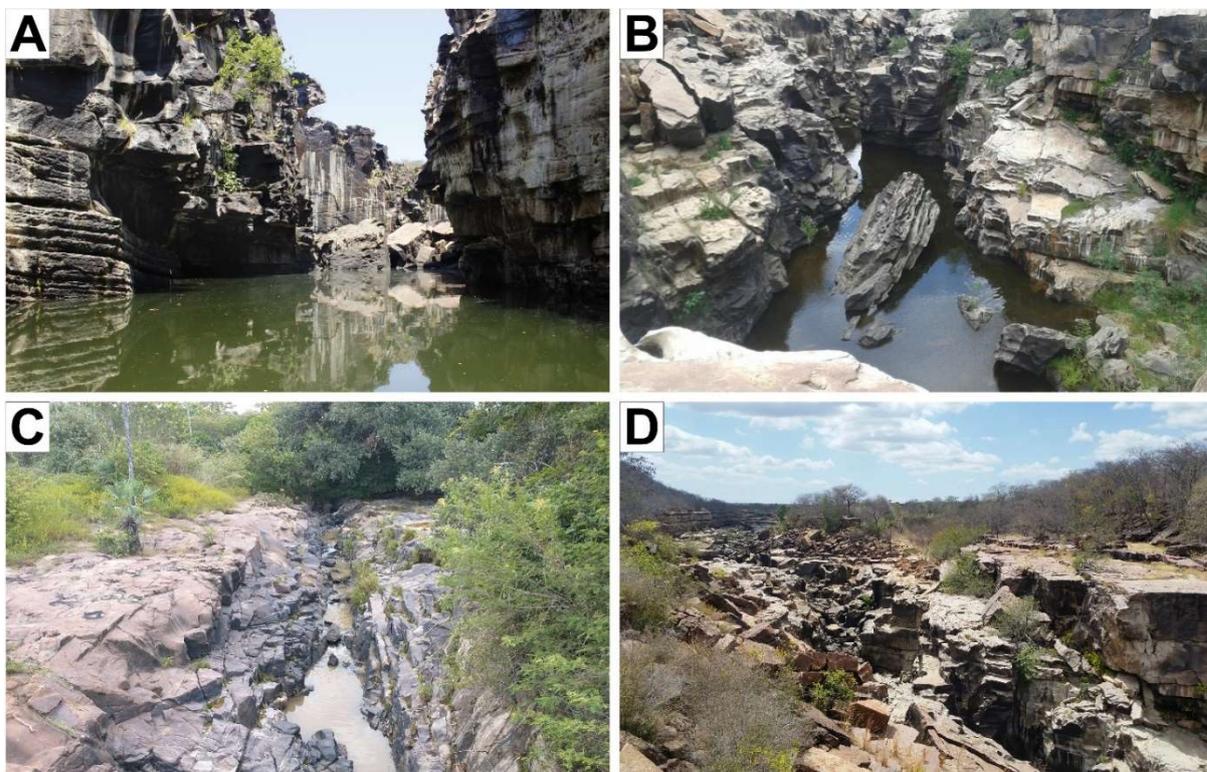


Figura 46 – Exemplos de destacamento e colapso de blocos mediante controle estrutural nos topos e paredes do cânion do rio Poti. A e B- Matações colapsados entulhando o leito do rio Poti no Alto Canalão. C e D- Destacamento de blocos de acordo com sistemas ortogonais de fraturas verticais e horizontais. Fonte: Acervo do autor (2022).

De modo geral, os topos das paredes nos segmentos do cânion não expõem evidências de processos erosivos fluviais relativos à incisão dos leitos (e.g. abrasão, corrosão e cavitação), ao passo que suas paredes geralmente são íngremes, de aspecto liso e transpassadas por fraturas, em sua maioria, juntas. Em profundidade são identificadas feições erosivas como marcas de ondulação e marmitas que tem relação com a atual dinâmica de incisão do sistema fluvial. Logo, as porções superficiais do cânion indicam preservação frente a atuação fluvial, com morfologias controladas pelos planos de fraqueza estrutural verticais e horizontais. Essa condição também é identificada em algumas seções transversais ao longo do canal principal, que denotam vales com aberturas mais alargadas em direção aos fundos, ao passo que em direção aos topos, denotam aberturas estreitas.

Ao longo das paredes do cânion foi possível identificar sistemas de fraturamento e planos de acamamento que apresentavam indícios de meteorização epigênica preservados, subordinados a percolação de fluídos, solapamento basal e a desintegração granular dos arenitos (Figura 47). Em escala de afloramento, verificou-se fraturas horizontais e verticais alargadas nos paredões, por vezes preenchidas por solos arenosos e coberturas vegetais arbustivas; além de uma série de blocos propensos ao colapso no topo das paredes escarpadas (Figura 47).

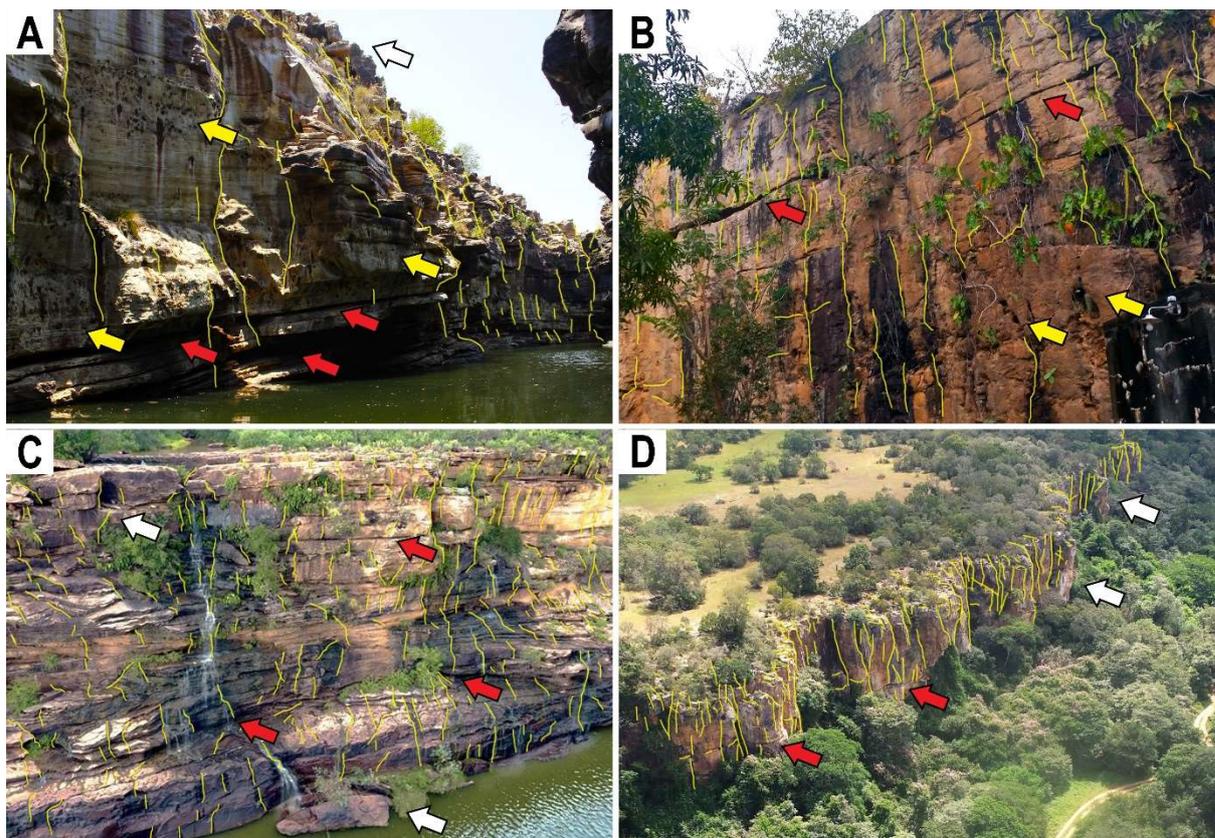


Figura 47 – Sistemas de fraturamento identificados nas paredes dos segmentos de cânion do rio Poti. A- Segmento do cânion sobre os arenitos da Formação Jaicós (Grupo Serra Grande) no pavimento rochoso do Alto Canalão. B- Paredão rochoso drenado por tributário do rio Poti em substratos da Formação Cabeças. C- Segmento do cânion sobre arenitos da Formação Pimenteiras (Grupo Canindé) com a presença de blocos pré-colapso. D- Paredão rochoso disposto em largo segmento do cânion sobre a Formação Cabeças (Grupo Canindé), indicando a ocorrência de torres em fase de pré-colapso. As setas brancas indicam a localização de blocos em processo de colapso ou já colapsados. As setas vermelhas indicam fraturas horizontais alargadas. As setas amarelas indicam porosidade por *vugs*, tubos e dutos na intersecção entre fraturas. As linhas amarelas indicam sistemas juntas verticais, menos aparentes, que facilitam a percolação nos substratos da área de estudo. Fonte: Acervo do Autor (2022).

Ao longo do cânion e de paredões escarpados, percebeu-se que fácies delgadas e de texturas finas, apresentam condições de permeabilidade mais favoráveis para a atuação epigênica (Figura 47, A e Figura 48). Nesses substratos, a circulação de fluídos acidulados é favorecida pela percolação de águas meteóricas nos planos de fraturas verticais, concentrando o fluxo em direção a porções mais profundas. As fraturas horizontais denotam papel de percolação lateral dentro das camadas mais propensas a desintegração, subordinando a ação do intemperismo químico nessas fácies (Figuras 47 e Figura 48).

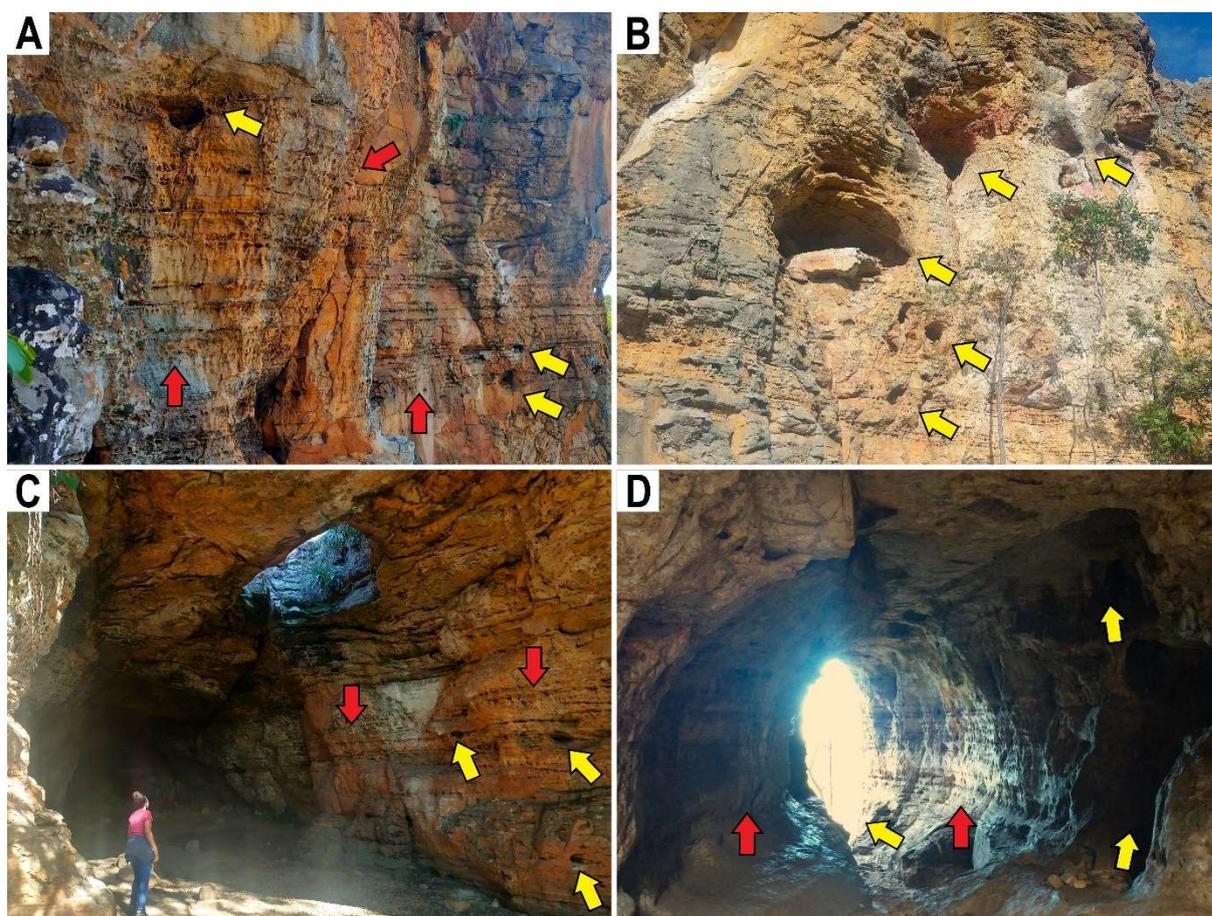


Figura 48 – Feições de dissolução e colapso identificadas em substratos da Formação Cabeças (Grupo Canindé), em cotas 200 m acima do leito do rio Poti. A- Intercalação de camadas maciças e delgadas nos arenitos da Formação Cabeças, com evidências de porosidade vulgar em planos de descontinuidades horizontais. B- Tubos e dutos em processo de conexão ao longo de planos de fraqueza em paredões rochosos. C e D- Alvéolos, cavidades e dolina formados pelo colapso dos substratos meteorizados. As setas vermelhas indicam a localização das camadas delgadas com porosidade vulgar, desenvolvidas nos planos de descontinuidade. As setas amarelas localizam tubos, dutos e alvéolos de dissolução desenvolvidos pela expansão dos *vugs*. Fonte: Acervo do Autor (2022).

O arranjo das fraturas promove aumento da porosidade secundária, ao passo que em zonas com alta densidade de fraturas, são desenvolvidos *vugs* concomitantes ao contínuo alargamento dos planos de fraqueza (Figura 48, A). O avanço de meteorização promove a interligação entre os *vugs*, condicionando a formação de tubos e dutos que diminuem a coesão dos arenitos (Figura 48, B). A contínua meteorização granular estabelece condições favoráveis para a formação de alvéolos de desintegração nos pacotes permeáveis, a partir da conexão entre os tubos e dutos (Figura 48, C e D). Em algumas áreas, o alargamento dos alvéolos propiciou condições favoráveis para a formação de galerias e dolinas de acordo com os eixos de intersecção entre fraturas, mediante gradual colapso dos estratos meteorizados.

5.3.5 Discussão

5.3.5.1 Mecanismo de evolução fluvial

Alguns estudos sugerem que a morfogênese do cânion do Poti se deve a processos de superimposição cataclinal a *Cuesta* da Ibiapaba (BARRETO; COSTA, 2014; MOURA FÉ, 2018; CLAUDINO-SALES, 2016). No processo de superimposição, o canal aprofunda sua incisão sobre um substrato de baixa resistência litológica, em decorrência do alçamento da barreira estrutural, ao passo que o avanço vertical gera o vale transversal, geralmente perpendicular ao *trend* de estruturas litológicas subjacentes (DOUGLASS *et al.*, 2009). Nesse modelo, assumiu-se que os pacotes siliciclásticos se estendem sobre o atual embasamento periférico, ao passo que a incisão do rio Poti seria herdada dos episódios distensivos cretáceos. A depressão periférica drenada pelos canais do alto curso seria consequência da inumação do embasamento. O contanto dos substratos siliciclásticos com o embasamento, sobretudo no *front*, evidenciaria o processo, ao passo que estruturas associadas ao LTB teriam sido exploradas pela drenagem para facilitar a incisão.

De modo contrário, as evidências apresentadas nessa pesquisa não são satisfatoriamente explicadas por um modelo de superimposição tão longo, sobretudo no que diz respeito aos padrões de drenagem. Em primeira instância, não há estrutura regional aparente que justifique a brusca inflexão de S-N para E-W do rio Poti (Figuras 40) e sua possível existência longa. Apenas o segmento NW-SE, no médio curso, relacionada a controle exercido pelo LTB, indica possível longevidade em relação ao soergimento da *Cuesta*. Dados obtidos por Cacama (2015) indicam fases de reativação do LTB associados aos estágios rifte (transcorrência dextral e sinistral) e drifte de abertura do Oceano Atlântico Equatorial (encurtamento) preservadas em

fraturas que transpassam a borda leste da Bacia do Parnaíba. Em termos de reativações mais recentes, Riente (2022) identificou falhas com brechas de baixa coesão, estriadas em movimento transcorrente, sobre depósitos cenozoicos associados ao setor Norte da *Cuesta* da Ibiapaba, que podem ter reativado os planos de fraqueza mais antigos. Logo, considera-se que apenas que os segmentos transversais controlados pelo LTB possam ser anteriores ao soerguimento do planalto cuestiforme. Ainda assim, a ausência de vestígios da incisão e depósitos preservados nos topos do cânion, que sustentam a longevidade do canal transversal, dificultam a aplicabilidade de um modelo de superimposição para a área de estudo.

Além disso, uma série de dados termocronológicos (AFT) e de campo têm demonstrado que a região experienciou episódios cenozoicos importantes para sua evolução geomorfológica como: magmatismo intraplaca (MIZUSAKI *et al.*, 2002); reativações de estruturas pré-cambrianas (CAVALCANTE, 2006); mecanismos de inversão tectônica em bacias mesozoicas (NOGUEIRA *et al.*, 2015; VASCONCELOS *et al.*, 2020); e soerguimento de formações paleogeno-neógenas (MORAIS NETO *et al.*, 2009); correlacionadas a transição do Oligoceno ao Mioceno. Logo, parece pouco provável que o cânion do rio Poti caracterize herança direta de um episódio tectônico tão antigo.

Outra hipótese de evolução do segmento transversal do rio Poti diz respeito a um processo de captura fluvial por interceptação superficial (LIMA, 1982). Nesse modelo, as principais evidências dizem respeito ao arranjo anômalo farpado dos canais do alto curso, intensa erosão regressiva associado aos canais do reverso do rio Poti e a ocorrência de níveis cascalhos (seixos rolados) capeando depósitos aluviais de riachos verificados em áreas deprimidas do alto curso (LIMA, 1982; 2020). Em paralelo, destaca-se o pronunciado cotovelo no rio Poti e a organização da rede de drenagem em direção a norte a montante desse cotovelo. A heterogeneidade de composição, arredondamento e dimensões dos seixos encontrados, em detrimento a drenagens de fracos gradientes os quais estão associados, sugerem que esses canais compunham rios mais extensos e íngremes do que o atual contexto fluvial do alto curso (LIMA, 1982). Logo, este conjunto de evidências culminou na interpretação de um rearranjo de drenagem mediante captura fluvial, que nessa teoria, seria relativo a uma integralização de uma bacia endorreica periférica a *Cuesta* da Ibiapaba (LIMA, 1982). Um braço do médio curso do rio Poti teria aprofundado sua incisão a partir das zonas de fraqueza estrutural do LTB, interceptando um tributário do sistema adjacente, vitimando o paleorio e reordenando sua drenagem em direção ao rio Parnaíba.

Parte das evidências discutidas por Lima (1982) estão de acordo com os dados geomorfométricos apresentados nesta pesquisa ao indicarem um contexto de captura fluvial. Os

padrões de drenagem revertidos e a maior incisão dos canais da margem setentrional concordam com as evidências de campo apresentadas por Lima (LIMA,1982). As evidências topográficas de nosso trabalho também concordam com a disposição dos níveis cascalhosos identificados por Lima (1982), sustentando a existência de um paleorio pirateado pelo rio Poti, provavelmente ligado ao rio Acaraú. Apesar da falta de dados relacionados a idade dos depósitos indicados por Lima (1982) e a ausência de terraços preservados sobre os divisores, dificultarem a compreensão da extensão do paleorio pirateado, entende-se que ao menos o alto curso do paleorio Acaraú foi vitimado nesse processo de captura (Figura 39). Destarte, a preservação dos níveis cascalhosos e a estimativa paleotopográfica (método Seppômen) de idade da captura, indicam correlação deste rearranjo com importante período de transição paleoclimática global, decorrido do Plioceno ao Pleistoceno (BRIDGLAND; WESTAWAY, 2008). Uma série de rearranjos de drenagem, condicionados por aumento de incisão fluvial em transições glaciais-interglaciais plio-pleistocenic, foram responsáveis por capturas fluviais e integralização de bacias endorreicas em diferentes regiões do planeta (STOKES *et al.*, 2017; CUNHA *et al.*, 2019; FREITAS *et al.*, 2022).

Desta forma, entende-se como aplicável um modelo de captura para a morfogênese do cânion do Poti a partir da correlação das seguintes evidências: (i) brusca inversão de drenagem em padrão farpado, que indica substancial reversão de fluxo; (ii) organização preferencial de sul a norte da alta bacia hidrográfica do rio Poti, em completa contradição com a orientação do médio-baixo curso; (iii) o padrão topográfico ligeiramente escalonado das depressões periféricas a *Cuesta*, que sugere uma conexão entre as drenagens que escoam sobre estas superfícies; (iv) a presença de baixo divisor com o rio Acaraú, sugerindo a localização do vale do paleorio Acaraú; e (v) encostas mais íngremes presentes no reverso da *Cuesta*, indicando gradientes mais energéticos para as drenagens ligadas ao Parnaíba.

5.3.5.2 Papel da meteorização epigênica

Apesar desta concordância, as análises litoestruturais desenvolvidas em nossa pesquisa apontam diferenças fundamentais em relação ao tipo captura fluvial realizada pelo paleorio Poti. O contexto de evidências de campo identificadas ao longo da área de estudo, sugerem que o processo foi estabelecido por acentuada influência de processos epigênicos, e não apenas desenvolvido a partir da erosão remontante sobre a *Cuesta* da Ibiapaba.

A percolação, a dissolução e o solapamento basal, em nível freático, são recorrentes processos epigênicos verificados durante a evolução de cânions em substratos siliciclásticos

(LAITY; MALIN, 1985; DUSZYŃSKI *et al.*, 2018; MIGÓN; DUSZYŃSKI, 2022). Estes processos são subordinados a correlação da porosidade (primária e secundária) com a arenitização (LAITY; MALIN, 1985; WRAY; SAURO, 2017; DUSZYŃSKI *et al.*, 2018; MIGÓN; DUSZYŃSKI, 2022). A porosidade secundária é essencial para o intemperismo químico em rochas siliciclásticas, dado que os planos de fraturamento condicionam os fluxos de fluidos e aumentam a permeabilidade dos substratos (WRAY; SAURO, 2017; DUSZYŃSKI *et al.*, 2018). Áreas com alta densidade de fraturamento estabelecem zonas de fraqueza litoestruturais preferencialmente aproveitadas pela meteorização epigênica (MIGÓN, 2021). A arenitização – termo utilizado para descrever a desintegração solucional dos substratos siliciclásticos (WRAY; SAURO, 2017) – é condicionada pela porosidade, efetivando a deterioração química dos materiais cimentantes a partir da borda dos grãos. A arenitização é mais intensa em substratos quartzosos de texturas finas devido a maior superfície de contato entre os grãos (WRAY, 2013). Com o avanço da dissolução dos cimentos, os grãos são desintegrados e removidos por fluidos através dos sistemas de fraturas (LAITY; MALIN, 1985; WRAY; SAURO, 2017).

A abertura de cânions em rocha siliciclásticas se estabelece mediante colapso gravitacional através dos planos de fraqueza litoestruturais (DUSZYŃSKI *et al.*, 2018; MIGÓN; DUSZYŃSKI, 2022). A perda de coesão litológica efetivada pelo desgaste dos agentes cimentantes, ao longo dos sistemas de fratura, condiciona a formação de alvéolos de desintegração e contínuo destacamento de blocos rochosos *in situ* (LAITY; MALIN, 1985; DUSZYŃSKI *et al.*, 2018). O progressivo alargamento das discontinuidades litológicas subordina um gradual aumento no nível de escoamento dos fluidos em subsuperfície, favorecendo o solapamento basal de acordo com gradiente topográfico (WRAY; SAURO, 2017; MIGÓN; DUSZYŃSKI, 2022). Os blocos destacados coalescem, propiciando a abertura dos vales, subordinando a formação dos cânions ao longo de fraturas (LAITY; MALIN, 1985).

Nesse contexto, o cânion do rio Poti apresenta indícios condizentes com uma mecânica morfogenética influenciada pela meteorização epigênica. Em termos petrográficos, os pacotes areníticos da área de estudo são granocrescentes ascendentes – texturas mais grosseiras em direção aos topos – essencialmente quartzosos (AZEVEDO, 2015; FREITAS FILHO, 2018; LOUREIRO, 2019). Os materiais cimentantes geralmente representam 1% desses arenitos, compostos por quartzo, filosilicatos e óxido de ferro (AZEVEDO, 2015; FREITAS FILHO, 2018). Tal contexto reforça a condição de propensão a meteorização epigênica destes terrenos, dada a influência dos mais grosseiros na percolação e dos estratos mais finos/delgados sobre o desenvolvimento das feições dissolução identificadas em campo.

A predominante ocorrência de Latossolos capeando o médio curso – solos formados por intensa meteorização química e lixiviação (RIBEIRO; ALBUQUERQUE, 2020) reforça a predisposição a percolação dada pela porosidade primária dos arenitos da área de estudo. A porosidade secundária parece ser outro fator significativo para o contexto de meteorização epigênica local, dada a elevada distribuição de lineamentos identificados ao longo do cânion. O contexto de reativações do LTB condiz com a localização das áreas com alta densidade de lineamentos mapeadas, sustentando sua forte influência sobre a localização dos vales transversais. Essas áreas de alto adensamento estrutural, sobretudo associadas ao Grupo Canindé, condizem com as áreas onde foram encontrados a maior quantidade de vestígios epigênicos preservados na região (Figura 43). Além disso, a localização do LTB também sugere significativa influência na resistência dos substratos, dada a diferença de incisão dos canais da margem setentrional do médio curso, que atingem entalhes mais profundos quando comparados aos canais da margem meridional (Figura 40, C e D).

Outros fatores ambientais reforçam condições favoráveis para o contexto de meteorização epigênica na área de estudo como: a elevada recarga em nível freático, condicionada pela presença de esparso aquífero do Grupo Serra Grande (LIMA, 2020), que sugere condições favoráveis para a recorrência de umidade subsuperficial; e o contexto de oscilações paleoclimáticas neogeno-quadernárias regionais, relativo a picos de umidade atmosférica (DE OLIVEIRA *et al.*, 1999; BEHLING *et al.*, 2000; JENNERJAHN *et al.*, 2004; MORAIS NETO *et al.*, 2009), que também justificam a disponibilidade de água para a desintegração subterrânea a longo-termo.

As evidências de dissolução nas paredes do cânion, em concomitância a presença de blocos colapsados ao longo do leito do rio Poti, sugerem vales abertos pela coalescência de substratos meteorizados, como evidenciado em outros cânions em rochas areníticas do planeta (WRAY; SAURO, 2017; MIGÓN; DUSZYŃSKI, 2022). Duszyński *et al.* (2018) aponta que cânions formados por coalescência de blocos na *Cuesta* de Broumov (República Checa), apresentam seções transversais com morfologias descontínuas ao longo de seu vale, similar ao contexto de segmentos transversais do rio Poti. Estes autores indicam que vales abertos por recentes colapsos são preenchidos por largos blocos e denotam aberturas estreitas, como verificado em setores do Alto Canalão (Figura 36, B e Figura 42, A e B). Conduitos carstícos recentemente expostos denotam rígido controle morfoestrutural, compondo vales em estreitos corredores encaixados em fraturas (BECERRIL *et al.*, 2010; HILL; POLYAK, 2014), condição condizente com vários segmentos do rio Poti (Figura 41). Vales de formação similar foram reportados na região semiárida brasileira, tanto em rochas carbonáticas (BAGNI *et al.*, 2020;

FURTADO *et al.*, 2022), como em siliciclásticas (MARTINS *et al.*, 2017; BARRETO *et al.*, 2022).

Desse modo, para além do elevado condicionamento litoestrutural exercido na resistência litológica, entende-se que substratos com elevadas densidades de fraturamento, vinculados a importante zona de reativação tectônica regional (LTB), favoreceram o desenvolvimento de intercepções fluviais subterrâneas. De fato, a preservação de galerias e cavidades é localmente restrita em relação a dimensão da área de estudo, ao passo que também não foi possível a constatação de drenagens criptorreicas em campo. Entretanto, entende-se que a conjunção de condições litoestruturais favoráveis a meteorização epigênica; o acentuado controle estrutural sobre os segmentos do cânion; os recorrentes vestígios de colapso presentes nos leitos do rio Poti e a morfologia assíncrona das seções transversais; sugerem importantes indícios que a captura estipulada envolveu uma intercepção subterrânea. Assim, de acordo com os dados aqui apresentados, concebe-se que provavelmente, o principal setor de intercepção subterrânea dessa captura corresponda ao pavimento rochoso do Alto Canalão. Esta presunção é alicerçada no fato de que neste segmento o cânion denota a morfologia mais estreita em relação ao canal principal; seu curso exibiu a maior inflexão de drenagem no decorrer do prolongamento E-W; e sua topografia deprimida é margeada por encostas íngremes e energéticas associadas ao reverso imediato da *Cuesta*.

Destarte, entende-se que a partir dos últimos estágios de reativação estrutural regional (oligoceno-mioceno), a área acentua seus planos de fraqueza litológicos. A paleo rede de canais do rio Poti, controlada pela declividade e pelo arranjo do LTB, gradualmente aprofundou os gradientes topográficos da margem setentrional, se aproveitando da erodibilidade decorrente da meteorização epigênica e do colapso dos arenitos (Figura 49, A). De modo concomitante, uma cabeceira do paleorio Acaraú avança em erosão remontante sobre o *front* da *Cuesta*, em função de diferenças energéticas relativas ao contraste dos patamares de dissecação entre o platô sedimentar e a depressão periférica. O desenvolvimento de um gradiente diferencial na borda do reverso imediato da *Cuesta*, relativo à zona deprimida que comporta o atual cânion do Poti, propiciou um ganho energético das cabeceiras do paleorio Poti (canais da margem setentrional) em relação ao braço do paleorio Acaraú (Figura 49, B). À medida que a cabeceira do paleorio Acaraú avançou em direção à zona de influência do LTB, seus fluxos podem ter sido capturados por dutos criptorreicos desenvolvidos na área do Alto Canalão, dada a diferença de gradientes estabelecida entre o platô sedimentar do Grupo Serra Grande e a superfície deprimida na borda do reverso imediato.

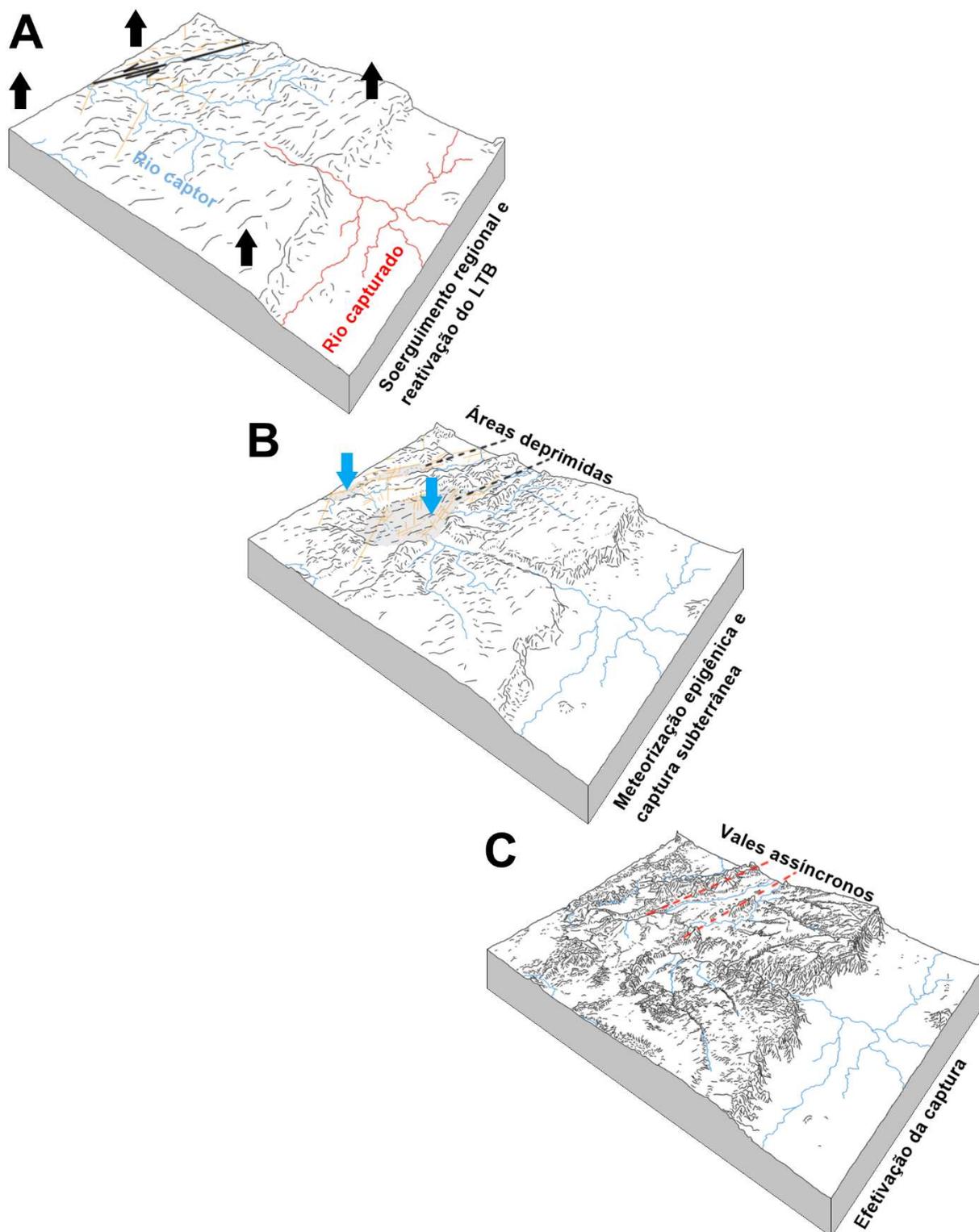


Figura 49 – Modelo de evolução do cânion do rio Poti. A- Reativações estruturais cenozoicas do LTB, aumentando a fragilidade dos substratos pelo adensamento de fraturas. B- Desenvolvimento de condutos subterrâneos e de gradiente diferencial na borda do platô sedimentar. C- O avanço dos colapsos nos substratos areníticos, condicionando a abertura dos cânions e a efetivação da captura. As setas pretas indicam o soerguimento regional. As setas azuis indicam a percolação nos planos de fraqueza estruturais. Fonte: Elaborado pelo autor.

Com o avanço dos processos de solapamento basal nos condutos epigênicos, as superfícies do Alto Canalão foram colapsando, abrindo o segmento do vale de sentido N-S no médio curso (Figura 49, C). A partir da conexão estabelecida, o alto curso do paleorio Acaraú foi reordenado em direção ao rio Parnaíba, correspondendo a uma captura de áreas de drenagem de 10.540 km², o mais largo rearranjo de drenagem da margem equatorial semiárida da América do Sul. De acordo com os dados paleotopográficos apresentados neste trabalho, esta captura teria sido concluída (transferência total do alto curso do paleorio Acaraú) após o Pleistoceno.

5.3.6 Conclusões

Diante do contexto exposto, primeiramente conclui-se que o canal transversal do rio Poti denota gênese posterior ao soerguimento da borda leste da Bacia do Parnaíba, durante a abertura do Oceano Atlântico Equatorial no Cretáceo. O episódio parece ter sido decisivo para: o início de recuo da escarpa; inumação das depressões periféricas; controle estrutural dos sistemas de drenagem no reverso; e para início da erosão remontante de canais associados ao rio Acaraú. É provável que os esforços cretácicos possam ter promovido o desvio de possíveis sistemas fluviais pretéritos que ligassem as áreas de drenagem do médio-alto curso, porém, a área de estudo não dispõe de evidências claras que comprovem tamanha longevidade de canais superimpostos em bruscas inflexões.

As evidências apontadas nesse trabalho indicam que a morfogênese desse cânion está associada a um rearranjo de drenagem entre rios adjacentes mediante captura fluvial. Tal processo foi responsável pela pirataria do alto paleorio Acaraú, que drenou as depressões periféricas ao *front* da Ibiapaba. Sua gênese, possivelmente, estaria associada a novos ganhos energéticos dos gradientes fluviais e alta fragilização dos substratos transpassados pelo LTB, mediante a fase de soerguimento regional oligoceno-pleistocênica e a reativações rúpteis. Diferentemente do que foi estipulado em modelo pioneiro proposto para a área (LIMA, 1982), os resultados do presente trabalho indicam alta possibilidade de que esse reordenamento não se estabeleça por uma interceptação em superfície. A erosão remontante parece ter papel fundamental na progressão de rebaixamento erosivo vertical das vertentes cristalinas que compõem o *front*, contudo, as evidências de dissolução e colapso de blocos reforçam a hipótese de que essa captura ocorreu de modo subsuperficial ou, ao menos, com importante participação de processos dissolutivos subsuperficiais.

Sendo assim, a captura fluvial possivelmente foi estabelecida a partir de condutos subterrâneos em áreas de adensamento estrutural associadas ao LTB. A percolação de águas

meteóricas nos sistemas de fraturas encontrou camadas subsuperficiais favoráveis ao processo de arenitização, indicando condições favoráveis a formação desses condutos. Conforme o crescente alastramento de conexões entre os condutos, estratos subjacentes foram colapsando, de modo assíncrono, a partir dos planos de fraqueza estrutural, levando a abertura dos vales transversais que compõem o cânion do rio Poti. A existência de gradientes mais íngremes no reverso foi determinante para a captura, ao passo que as oscilações climáticas neogeno-quadernárias favoreceram a desintegração subsuperficial. Em termos de idade, estipula-se que essa captura possa ter sido concluída a partir do Pleistoceno, entretanto, esta pesquisa não dispõe de mensurações absolutas capazes de confirmar esta idade. Esta condição sugere novas possibilidades de pesquisa referentes a datação dos depósitos fluviais no alto curso do rio Poti e das taxas erosivas envoltas no processo de abertura do cânion.

Por fim, conclui-se que rearranjos fluviais, mesmo em condições climáticas contraintuitivas, são importantes promotores de evolução do relevo a partir do reajuste dos divisores hidrográficos e que devem ser avaliados com maior interesse. Áreas áridas e semiáridas da América do Sul, ainda pouco exploradas no tocante ao tema, indicam campo fértil de pesquisa em virtude da existência de outros extensos rios transversais ainda pouco explorados em termos morfogenéticos. Além disso, ressalta-se a consonância dos dados apresentados com o recente contexto de estudos morfogenéticos relativos à abertura de cânions em rochas siliciclásticas, reforçando o papel da dissolução na evolução desses vales em diferentes regiões climáticas do planeta.

6. CONSIDERAÇÕES FINAIS

Diante do conjunto de dados e análises apresentados, entende-se que a rede de drenagem da margem equatorial semiárida brasileira passou por uma complexa evolução neogeno-quadernária. Como apontado por investigações geomorfológicas anteriores, verificou-se que a superimposição fluvial às estruturas morfotectônicas subordinou grande parcela dos atuais sistemas fluviais na região, indicando forte herança dos rifteamentos cretácicos sobre a organização hidrográfica. Contudo, os dados aqui apresentados demonstram que a superimposição não explica satisfatoriamente o comportamento de todos os rios e divisores hidrográficos regionais. Esta pesquisa expõe fortes evidências de reordenamentos fluviais subordinados a fatores externos às redes de drenagem e mais recentes do que o contexto de esforços extensivos decorridos durante a abertura do Oceano Atlântico Equatorial. Dentre as evidências destacam-se: (i) rios com bruscas assimetria entre suas margens; (ii) desproporcionalidade de extensão entre rios litorâneos adjacentes que fluem sobre os mesmos patamares de dissecação; (iii) ocorrência de cabeceiras desenvolvidas em baixos divisores aplainados ou com mínimas e imperceptíveis variações morfológicas entre suas faces; (iv) manifestação de padrões de drenagem farpados discordantes a trama estrutural preferencial regional; (v) canais com gradientes revertidos e bruscamente inflexionados em relação declividade geral dos rios aos quais confluem; (vi) superfícies deprimidas e escalonadas com drenagens conectadas por boqueirões de morfologias distintas; (vii) controle epigênico das formação de drenagens transversais como gargantas, boqueirões e cânion; (viii) disparidades no nível de incisão dos leitos de largos vales da região; (ix) canais com evidências sedimentares de represamento natural; (x) alterações de níveis de bases locais associados a preservação de depósitos detríticos sobre os interflúvios; e (xi) indicadores, baseados em modelagem computacional, de trocas de áreas de drenagem entre rios. Nesse contexto, entende-se que a rede de drenagem da região passou por uma série de largos rearranjos durante sua evolução, que foram essenciais para a atual configuração geomorfológica dos divisores e das superfícies de escoamento desses rios.

Os três estudos de caso aqui investigados sugerem que estes rearranjos de drenagem ocorreram em diferentes escalas espaço-temporais. Em termos de área, essas reorganizações envolveram tanto transferências de cabeceiras, como nos casos dos riachos Sitiá, Jardim e dos rios Acaraú e Aracatiaçu, como expressivos reordenamentos de canais principais, identificados no alto-médio curso do rio Jaguaribe, no rio Apodi-Mossoró e no alto curso do rio Poti.

Segundo a preservação e as características das evidências discutidas nos estudos de caso, os rearranjos verificados em cabeceiras do rio Jaguaribe possivelmente são os mais antigos, ao passo que a abertura do cânion do rio Poti seria o processo mais recente. Considerando a idade dos processos geotectônicos que condicionaram a morfologia regional, parte dos rearranjos aqui identificados é atribuído a idades neogeno-quadernárias. Contudo, vale ser destacado que a estipulação de idades apontadas aqui é baseada em informações correlativas associadas, sobretudo, a evidências morfológicas. Logo, a idade de manifestação precisa desses processos merece maior atenção em próximos estudos na região, com a discriminação cronológica dos depósitos descritos e a mensuração das taxas erosivas vinculadas aos mecanismos.

De modo predominante, os rearranjos verificados na área dizem respeito a capturas fluviais com a atuação de distintos mecanismos deflagradores. A erosão remontante foi importante para o desenvolvimento de capturas em áreas com diferenças topográficas acentuadas, sobretudo nos platôs sedimentares soerguidos das Bacias do Parnaíba e do Araripe. Entretanto, devido a condição de longo e intenso rebaixamento topográfico regional, estes processos não foram predominantes na área de estudo. Os mecanismos de aplainamento lateral e transbordamento são elencados como os principais deflagradores das capturas, ao passo que concordam com as condições de evolução paleotopográfica das superfícies regionais. Reportados em outras regiões secas do globo, estes processos devem ser melhor analisados em outras importantes bacias hidrográficas dispostas na margem equatorial semiárida brasileira, devido a manifestação de condições potenciais para sua ocorrência.

Os fatores externos que condicionaram essas capturas são dados pela interação entre oscilações climáticas regionais, reativações estruturais, soerguimento cenozoico, eustasia e erosão diferencial dos substratos. Interpretados como fatores essenciais para a evolução geomorfológica regional, estes agentes tiveram importante papel na mecânica das capturas, uma vez que impactaram na capacidade vazão dos canais, no nível de umidade freática, no ganho energético dos gradientes e nas disparidades de entalhe dos leitos fluviais. Dessa forma, entende-se que os condicionamentos morfoclimáticos e morfoestruturais foram essenciais não apenas sobre aspectos passivos (e.g. planos de incisão e localização dos vales), mas também pelo impulsionamento de mecanismos ativos de reorganização hidrográfica.

Vale ser destacado que parte das técnicas de aquisição dos dados discutidos nessa pesquisa apresentam potencialidades e limitações que devem ser interpretadas com cautela quando aplicadas em regiões com características similares às da área de estudo. Morfométricas que analisam a mobilidade dos divisores e agressividade dos sistemas fluviais (e.g. variável χ , métricas de Gilbert e *IAD*) apontam tendências presentes e futuras de expansão e retração dos

rios, que podem estar de acordo ou desacordo com o contexto de evolução paleofluvial. Embora no Brasil isto esteja ocorrendo com recorrência, essas métricas não podem ser utilizadas para reconstruir o passado. Além disso, são técnicas que se baseiam em condições atuais de assimetria entre faces dos divisores e patamares de dissecação dos rios, em sua maioria, aplicadas em grandes divisores hidrográficos. No caso da área de estudo, estas métricas, em sua maioria, sugeriram condições de estabilidade entre os sistemas fluviais que são posteriores as capturas fluviais verificadas na área. A presença das evidências morfológicas e sedimentares foi essencial para determinar a ocorrência das capturas e suas idades correlativas, impondo importante condição para o uso dessas métricas. Em outras palavras, o principal desafio interpretativo desses dados é estabelecer um paralelo entre evidências evolutivas concretas e tendências futuras.

Por fim, ressalta-se que mesmo em áreas com condições ambientais contraintuitivas em relação a manifestação de capturas fluviais, tais processos são efetivos na modificação da topografia regional. No caso dos rearranjos verificados na área de estudo, seus efeitos sobre o relevo denotaram expressivo impacto sobre o alargamento e aprofundamento das depressões intermontanas, a suavização dos gradientes fluviais e a retração dos relevos residuais como maciços, inselbergs e planaltos sedimentares. Nesse contexto, a presente pesquisa sugere que rearranjos de drenagem devem ser incorporados ou ao menos considerados em modelos de evolução regional de longo-termo para outras áreas do planeta sobre condições ambientais similares as investigadas nessa pesquisa. O objetivo deste incentivo a pesquisa sobre o tema não é o de apontar uma lei geral sobre a ocorrência destes processos, mas sim, de encaminhar novas possibilidades interpretativas, como constatado na análise de sistemas fluviais da margem equatorial semiárida da América do Sul.

REFERÊNCIAS

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.

AB’SÁBER, A. N. **Os domínios de natureza no Brasil: potencialidades paisagísticas**. 1ª Ed. São Paulo: Ateliê editorial, 2003. 151 pp.

AB SÁBER, A. N.; BIGARELLA, J. J. Considerações sobre a geomorfogênese da Serra do Mar. **Boletim Paranaense de Geografia**, n.4-5, p. 94-110, 1961.

ALVES, F. C.; ROSSETTI, D. De F. Análise morfoestrutural e neotectônica na porção Norte da Bacia Paraíba (PB). **Revista Brasileira De Geomorfologia**, v. 16, n. 4, p. 559-578, 2015.

ANA – Agência Nacional das Águas – **Atlas Nordeste – Abastecimento urbano de água**. Brasília, DF, 2005.

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.

ARANDA-GÓMEZ, J. J.; CARRANZA-CASTAÑEDA, O.; WANG, X.; TSENG, Z. J.; PACHECO-CASTRO, A. Notes on the origin of extensive endorheic regions in central and northern Mexico, and some implications for paleozoogeography. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 83, n. 1, p. 55-67, 2018.

ARIMA, N. **Análise estratigráfica da bacia do Iguatu, CE**. Dissertação (Mestrado em Geociências) – Programa de Pós-Graduação em Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 2007. 149 pp.

ARTHAUD, M. H.; CABY, R.; FUCK, R. A.; DANTAS, E. L.; PARENTE, C. V. Geology of the northern Borborema Province, NE Brazil and its correlation with Nigeria, NW Africa. In: PANKHURST, R. J.; TROUW, R. A. J.; BRITO NEVES, B. B. De; DE WIT, M. J. (Org.). **West Gondwana Pre-Cenozoic Correlations Across the South Atlantic Region**. Londres: Geological Society, 2008. p. 49-67.

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. 1, p. 223-237, 2015.

ASSIS, A. P.; PORTO, A. L.; SCHMITT, R. S.; LINOL, B.; MEDEIROS, S. R.; MARTINS, F. C.; SILVA, D. S. The Ordovician-Silurian tectono-stratigraphic evolution and paleogeography of eastern Parnaíba Basin, NE Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 95, 102241, 2019.

AZEVEDO, Q. De. **Fácies e petrografia da sucessão siluriana na BORDA LESTE DA Bacia do Parnaíba, região de Ipueiras, Ceará**. Monografia (Graduação em Geologia) Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 2015. 82 pp.

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.

BAGNI, F.L.; ERTHAL, M. M.; TONIETTO, S. N.; MAIA, R. P.; BEZERRA, F. H. R.; BALSAMO, F.; CÓRDOBA, V. C.; DE SOUZA, F.G.; BROD, J.A.; FERNANDES, C. P.; FONSECA, J. P. T. Karstified layers and caves formed by superposed epigenic dissolution along subaerial unconformities in carbonate rocks - Impact on reservoir-scale permeability. **Marine and Petroleum Geology**, v. 139, p. 1-23, 2022.

BARRETO, H. N.; BRAUCHER, R.; SALGADO, A. A. R.; SIAME, L.; LÉANNI, L.; AULER, A.; MARTINS, F. P.; BOURLÈS, D. L. A karstic model of the generation of tablelands landscapes in sandstones in Eastern Amazonia. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 114, n. 103709, 2022.

BARRETO, L. L.; COSTA, L. R. F. Da. Evolução geomorfológica e condicionantes morfoestruturais do cânion do rio Poti – Nordeste do Brasil. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 15, n. 3, p. 411-424, 2014.

BARCELONA, H.; PERI, G.; TOBAL, J.; SAGRIPANTI, L.; FAVETTO, A. Tectonic activity revealed by morphostructural analysis: Development of the Sierra de la Candelaria range, northwestern Argentina. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 56, n. 1, p. 376-395, 2014.

BARCOS, L.; JABALOY, A.; AZDIMOUA, A.; ASEBRIY, L.; GÓMEZ-ORTIZ, D.; RODRÍGUEZ-PECES, M. J.; TEJERO, R.; PÉREZ-PEÑA, J. V. Study of relief changes related to active doming in the eastern Moroccan Rif (Morocco) using geomorphological indices. **Journal of African Earth Sciences**, v. 100, n. 1, p. 493-509, 2014.

BARROS, L. F. de P.; MAGALHÃES JÚNIOR, A. P. Morfogênese fluvial. In: MAGALHÃES JÚNIOR, A. P.; BARROS, L. F. de P. (Org.). **Hidrogeomorfologia: formas, processos e registros sedimentares fluviais**. 1ª Ed. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 2020, p. 163-173.

BARROS, S. D. S. **Aspectos morfo-tectônicos nos platôs de Portalegre, Martins e Santana/RN**. Dissertação (Mestrado em Geodinâmica e Geofísica) – Programa de Pós-Graduação em Geodinâmica e Geofísica, Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Natal, 1998. 150 pp.

.BECERRIL, J. A. O.; HEYDT, G. G.; DURÁN, J. J. The role of sculpted forms along endokarstic active conduits in the development of fluviokarstic canyons. The Rio Puron cave conduit (Spain). In: ANDREO, B.; CARRASCO, F.; DURÁN, J. J.; LAMOREAUX, J. W. (Eds.). **Advances in Research in Karst Media**. Berlin: Springer, 2010. p. 387-392.

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.

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.

BEZERRA, F. H. R.; DE CASTRO, D. L.; MAIA, R. P.; SOUSA, M. O. L.; MOURA-LIMA, E. N.; ROSSETTI, D. F.; BERTOTTI, G.; SOUZA, Z. S.; NOGUEIRA, F. C. C. Postrift stress field inversion in the Potiguar Basin, Brazil – Implications for petroleum systems and evolution of the equatorial margin of South America. **Marine and Petroleum Geology**, v. 111, n. 1, p. 88-104, 2020.

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.

BISHOP, P. Drainage rearrangement by river capture, beheading and diversion. **Progress in Physical Geography**, v. 19, n. 4, p. 449–473, 1995.

BISHOP, M. P.; SHRODER JR., J. F.; COLBY, J. D. Remote sensing and geomorphometry for studying relief production in high mountains. **Geomorphology**, v. 55, n. 1, p. 345–361, 2003.

BLANC, P. A.; PERUCCA, L. P. Tectonic and climatic controls on the late Pleistocene to Holocene evolution of Paleolake Ullum-Zonda in the Precordillera of the central Andes, Argentina. **Quaternary Research**, v. 88, n. 1, p. 248–264, 2017.

BRITO NEVES, B. B.; FUCK, R. A. The basement of the South American platform: Half Laurentian (N-NW) + half Gondwanan (E-SE) domains. **Precambrian Research**, v. 244, n. 1, p. 76-85, 2014.

BRIDGLAND, D. R.; WESTAWAY, R. Climatically controlled river terrace staircases: a worldwide Quaternary phenomenon. **Geomorphology**, v. 98, n. 1, p. 285-315, 2008.

BRITO NEVES, B. B.; FUCK, R. A.; CORDANI, U. G.; THOMAZ FILHO, A. Influence of base-mnt structures on the evolution of the major sedimentary basins of Brazil. **Journal of Geodynamics**, v. 1, n. 3-5, p. 495–510, 1984.

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**. Rio de Janeiro: 31^o International Geological Congress, 2000. p. 151–182.

BULL, W. B.; MCFADDEN, L. D. Tectonic geomorphology north and south of the Garlock fault, California. In: DOEHERING, D. O. (Ed.). **Geomorphology in Arid Regions**. Proceedings at the Eighth Annual Geomorphology Symposium. New York: State University of New York, Binghamton, 1977. p. 115–138.

BURBANK, D. W.; ANDERSON, R. S. **Tectonic Geomorphology**. Oxford: Wiley-Blackwell, 2011. 472 pp.

CACAMA, M. S. J. B. **Assinatura estrutural e geofísica da porção Norte (fronteira Ceará-Piauí) do Lineamento Transbrasiliano: reativação na Bacia do Paranaíba**. Dissertação (Mestrado em Geodinâmica e Geofísica) - Programa de Pós-Graduação em Geodinâmica e Geofísica, Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Natal, 2015. 92 pp.

CAMPOS, N. B. A Gestão das Águas e o Desenvolvimento do Estado do Ceará: uma perspectiva histórica. **T&C Amazônia**, v.6, n. 9, p.25-31, 2006.

CANO, A. C.; MARTORELL, G. A.; SALAZAR, R. R. Holocene evolution and geochronology of a semiarid fluvial system in the western slope of the Central Andes: AMS 14C data in El Transito River Valley, Northern Chile. **Quaternary International**, v. 438, n. 1, p. 20-32, 2017.

CAPUTO, M. V.; LIMA, E. C. Estratigrafia, idade e correlação do Grupo Serra Grande – Bacia do Paranaíba. In: **Anais do XXIII Congresso Brasileiro de Geologia**. Salvador: Sociedade Brasileira de Geologia, 1984. p. 740–753.

CAVALCANTE, A. A. Geomorfologia fluvial no semiárido brasileiro. **Revista de Geografia**, Recife, v. 35, n. 4, p. 254-268, 2018.

CAVALCANTE, A. A.; CUNHA, S. B. da. Morfodinâmica fluvial em áreas semiáridas: discutindo o vale do rio Jaguaribe-CE-Brasil. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 13, n. 1, p.39-49, 2012.

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. 140 pp.

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.

CHARLTON, R. **Fundamentals of fluvial geomorphology**. 1ª ed. London: Routledge, 2008. 234 pp.

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.

CHRISTOFOLETTI, A. Capturas fluviais. **Enciclopédia Mirador Internacional**, v. 5, p. 2.049-2.051, 1975.

CHRISTOFOLETTI, A. **Geomorfologia**. 2ª ed. São Paulo: Edgard Blücher, 1980. 189 pp.

CLARK, M. K.; SCHOENBOHM, L. M.; ROYDEN, L. H.; WHIPPLE, K. X.; BURCHFIELD, B. C.; ZHANG, X.; TANG, W.; WANG, E.; CHEN, L. Surface uplift, tectonics, and erosion of eastern Tibet from large-scale drainage patterns. **Tectonics**, v. 23, n. TC1006, 2004.

CLAUDINO-SALES, V. C. de. **Megageomorfologia do Estado do Ceará**. 1ª ed. Saarbrücken: Novas Edições Acadêmicas, 2016. 59 pp.

COLOMBO, F.; BUSQUETS, P.; RAMOSA, E.; VERGÉS, J.; RAGONA, D. Quaternary alluvial terraces in an active tectonic region: the San Juan River Valley, Andean Ranges, San Juan Province, Argentina. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 13, n. 1, p. 611-626, 2000.

CONTI, J. B. A questão climática do nordeste brasileiro e os processos de desertificação. **Revista Brasileira de Climatologia**, v. 1, n. 1, p. 7-14, 2005.

CORDANI, U. G.; PIMENTEL, M. M.; DE ARAÚJO, C. E. G.; FUCK, R. A. The significance of the Transbrasiliano-Kandi tectonic corridor for the amalgamation of West Gondwana. **Brazilian Journal of Geology**, v. 43, n. 3, p. 583-597, 2013.

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

CORRÊA, A. C. de B.; TAVARES, B. de A. C.; MONTEIRO, K. de A.; LIRA, D. R. de.; MUTZENBERG, D. da. S.; CAVALCANTI, L. C. de S. The Semi-arid Domain of the Northeast of Brazil. In: SALGADO, A. A. R.; SANTOS, L. J. C.; PAISANI, J. C. (Ed.). **The Physical Geography of Brazil: Environment, Vegetation and Landscape**. 1ª Ed. Cham: Springer Nature, 2019, p. 119-150.

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.

COTTON, C. A. **Landscape**. 2 Ed. Londres: Cambridge University Press, 1948. 509 pp.

COUTO, E. V.; FORTES, E.; SORDI, M. V.; MARQUES, M. J.; CAMOLEZI, B. A. Seppômens maps for geomorphic developments analysis: the case of Parana Plateau border, Faxinal, State of Parana, Brazil. **Acta Scientiarum: Technology**, v. 34, n. 1, p. 71-18, 2012.

CROSBY, B. T.; WHIPPLE, K. X. Knickpoint initiation and distribution within fluvial networks: 236 waterfalls in the Waipaoa River, North Island, New Zealand. **Geomorphology**, v. 82, n. 1-2, p. 16-38, 2006.

CROSBY, I. B. Methods of stream piracy. **Journal of Geology**, v. 45, n. 5, pp. 465-486, 1937.

CUNHA, P. P.; MARTINS, A. A.; GOMES, A.; STOKES, M.; CABRAL, J.; LOPES, F. C.; PEREIRA, D.; VICENTE, G.; BUYLAERT, J.; MURRAY, A. S. ANTÒN, L. Mechanisms and age estimates of continental-scale endorheic to exorheic drainage transition: douro River, Western Iberia. **Global Planetary Change**, v. 181, 102985, 2019.

DAVIS, W. M. The Geographical Cycle. **The Geographical Journal**, v. 14, n. 5, p. 481-504, 1899.

DALY, M. C.; FACK, R. A.; JULIÀ, J.; MACDONALD, D. I. M.; WATTS, A. B. Cratonic Basin Formation: A Case Study of the Parnaíba Basin of Brazil. **Geological Society, London Special Publication**, v. 472, n.2, pp. 1-15, 2018.

DE ARAÚJO, C. E. G.; COSTA, F. G.; PINÉO, T. R. G.; CAVALCANTE, J. C.; MOURA, C. A. V. Geochemistry and $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ 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.

DE ARAUJO, C. E. G.; WEINBERG, R. F.; CORDANI, U. G. Extruding the Borborema Province (NE-Brazil): a two-stage Neoproterozoic collision process. **Terra Nova**, v. 26, n. 2, p. 157-168, 2014a.

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, 2014b.

DE CASTRO, D. L.; FUCK, R. A.; PHILLIPS, J. D.; VIDOTTI, R. M.; BEZERRA, F. H. R.; DANTAS, E. L. Crustal structure beneath the Paleozoic Parnaíba Basin revealed by airborne gravity and magnetic data, Brazil. **Tectonophysics**, v. 614, n. 2, p. 128-145, 2014.

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.

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.

DOLLAR, E. S. J. Palaeofluvial geomorphology in southern Africa: a review. **Progress in Physical Geography**, v. 22, n. 3, p. 325-349, 1998.

DOUGLASS, J.; SCHMEECKLE, M. Analogue modeling of transverse drainage mechanisms. **Geomorphology**, v. 84, n. 1, p. 22–43, 2007.

DOUGLASS, J. C.; MEEK, N.; DORN, R. I.; SCHMEECKLE, M. W. A criteria-based methodology for determining the mechanism of transverse drainage development, with application to the southwestern United States. **Geological Society of America Bulletin**, v. 121 n. 3–4, p. 586–98, 2009.

DUSZYŃSKI, F., Jancewicz, K., MIGOŃ, P. Evidence for subsurface origin of boulder caves, roofed slots and boulder-filled canyons (Broumov Highland, Czechia). **International Journal of Speleology**, v. 47, p. 343–359, 2018.

FADINA, O. A.; VENANCIO, I. M.; BELEM, A.; SILVEIRA, C. S.; BERTAGNOLLI, D. DE C.; SILVA-FILHO, E. V.; ALBUQUERQUE, A. L. S. Paleoclimatic controls on mercury deposition in northeast Brazil since the Last Interglacial. **Quaternary Science Reviews**, v. 221, n. 1, 105869, 2019.

FERNANDES, M. F.; CARDOSO, D.; QUEIROZ, L. P. de. An updated plant checklist of the Brazilian Caatinga seasonally dry forests and woodlands reveals high species richness and endemism. **Journal of Arid Environments**, v. 174, n. 1, 104079, 2020.

FETTER, A. H.; SANTOS, T. J. S.; VAN SCHMUS, W. R.; HACKSPACHER, P. C.; BRITO NEVES, B. B.; ARTHAUD, M. H.; NOGUEIRA NETO, J. A.; WERNICK, E. Evidence for Neoproterozoic continental arc magmatism in the Santa Quitéria Batholith of Ceará State, NW Borborema Province, NE Brazil: implications for the assembly of west Gondwana. **Gondwana Research**, v. 6, n. 1, p. 265–273, 2003.

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

FORD, D. C.; WILLIAMS, P. **Karst Hydrogeology and Geomorphology**. Londres: John Wiley & Sons Ltd. 2007. 576 pp.

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.

FREITAS, M. M. De.; PAIXÃO, R. W.; SALGADO, A. A. R.; SILVA, L. G. E.; CUNHA, P. P.; GOMES, A. A. T.; MARTINS, A. A.; ALMEIDA, J. C. H.; TUPINAMBÁ, M. A.; DANTAS, M. The endorheic – Exorheic transition and later stage of fluvial incision in a wet tropical margin setting: The Atlantic draining Paraíba do Sul River basin (Brazil). **Journal of South American Earth Sciences**, v. 115, 103742, 2022.

FREITAS FILHO, A. F. De. **Caracterização geológica e tecnológica do arenito da Formação Cabeças (Pedra Mourisca) de Castelo do Piauí – PI**. Dissertação (Mestrado em Geologia) - Programa de Pós-Graduação em Geologia, Universidade Federal do Ceará, Fortaleza, 2018. 133 pp.

FURTADO, C. P. Q.; MEDEIROS, W. E.; BORGES, S. V.; LOPES, J. A. G.; BEZERRA, F. H. R.; LIMA-FILHO, F. P.; MAIA, R. P.; BERTOTTI, G.; AULER, A. S.; TEIXEIRA, W. L. E. The influence of subseismic-scale fracture interconnectivity on fluid flow in fracture corridors of the Brejões carbonate karst system, Brazil. **Marine and Petroleum Geology**, v. 141, p. 1–21, 2022.

GARCÍA-DELGADO, H.; VELANDIA, F. Tectonic geomorphology of the Serranía de San Lucas (Central Cordillera): Regional implications for active tectonics and drainage rearrangement in the Northern Andes. **Geomorphology**, v. 349, n. 1, 106914, 2020.

GARROTE, J.; HEYDT, G. G.; COX, R. T. Multi-stream order analyses in basin asymmetry: A tool to discriminate the influence of neotectonics in fluvial landscape development (Madrid Basin, Central Spain). **Geomorphology**, v. 102, n. 1, p. 130–144, 2008.

GIACONIA, F.; BOOTH-REA, G.; MARTÍNEZ-MARTÍNEZ, J. M.; AZAÑÓN, J. M.; PÉREZ-PEÑA, J. V.; PÉREZ-ROMERO, J.; VILLEGAS, I. Geomorphic evidence of active tectonics in the Sierra Alhamilla (eastern Betics, SE Spain). **Geomorphology**, v. 145–146, n. 1, p. 90–106, 2012.

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.

GILCHRIST, A. R.; SUMMERFIELD, M. A. Differential denudation and flexural isostasy in formation of rifted-margin upwarps. **Nature**, v. 346, n. 1, p. 739-742, 1990.

GÓES, A. M. O.; FEIJÓ, F. J. Bacia do Parnaíba. **Boletim de Geociências da Petrobras**, v. 8, p. 57-67, 1984.

GOUDIE, A. S. The drainage of Africa since the Cretaceous. **Geomorphology**, v. 67, n. 3-4, p. 437-456, 2005.

GOUDIE, A. S. The Schmidt Hammer in geomorphological research. **Progress in Physical Geography**, v. 30, n. 703-718, 2006.

GOUDIE, A. S. **Arid and Semi-Arid Geomorphology**. 1ª ed. Cambridge: Cambridge University Press., 2013. 461 pp.

GRAF, W. L. **Fluvial Process in Dryland Rivers**. 1ª Ed. Caldwell: The Blackburn Press, 1988. 346 pp.

GUTIÉRREZ, F.; GUTIÉRREZ, M.; GRACIA, F. J.; MCCALPIN, J. P.; LUCHA, P.; GUERRERO, J. Plio-Quaternary extensional seismotectonics and drainage network development in the central sector of the Iberian Chain (NE Spain). **Geomorphology**, v. 102, n. 1, p. 21-42, 2008.

HACK, J. T. Interpretation of erosional topography in humid temperate regions. **American Journal of Science**, Bradley, v. 258, p. 80-97, 1960.

HANCOCK, G. S.; ANDERSON, R. S.; WHIPPLE, K. X. Beyond power: bedrock river process and form. In: Tinkler, K.J., Wohl, E.E. (Eds.). **Rivers over rock: fluvial processes in bedrock channels**. 1º Ed. Geophysical monograph series, v. 107. Washington: American Geophysical Union, 1998.

HAREL, M. A.; MUDD, S. M.; ATTAL, M. Global analysis of the streampower law parameters based on worldwide ¹⁰Be denudation rates. **Geomorphology**, v. 268, p. 184-196, 2016.

HAREL, H.; GOREN, L.; SHELEF, E. GINAT, H. Drainage reversal toward cliffs induced by lateral lithologic differences. **Geology**, v. 47, n. 10, p. 928-932, 2019.

HILGENDORF, Z.; WELLS, G.; LARSON, P. H.; J. MILLETT; KOHOUT, M. From basins to rivers: Understanding the revitalization and significance of top-down drainage integration mechanisms in drainage basin evolution. **Geomorphology**, v. 352, n. 1, 107020, 2020.

HILL, C. A.; POLYAK, V. J. Karst piracy: A mechanism for integrating the Colorado River across the Kaibab uplift, Grand Canyon, Arizona, USA. **Geosphere**, v. 10, n. 4, p. 627-640, 2014.

HOORN, C.; WESSELINGH, F. P.; TER STEEGE, H.; BERMUDEZ, M. A.; MORA, A.; SEVINK, J.; SANMARTÍN, I.; SANCHEZ-MESEGUER, A.; ANDERSON, C. L.; FIGUEIREDO, J. P.; JARAMILLO, C.; RIFF, D.; NEGRI, F. R.; HOOGHMISTRA, H.; LUNDBERG, J.; STADLER, T.; SÄRKINEN, T.; ANTONELLI, A. Amazonia through time:

andean uplift, climate change, landscape evolution, and biodiversity. **Science**, v. 330, n. 6006, p. 927-931, 2010.

JAISWARA, N. K.; KOTLURI, S. K.; PANDEYA, A. K.; PANDEY, P. Transient basin as indicator of tectonic expressions in bedrock landscape: Approach based on MATLAB geomorphic tool (Transient-profiler). **Geomorphology**, v. 346, n. 1, 106853, 2019.

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.

KELLER, E. A.; PINTER, N. **Active Tectonics, Earthquake Uplift and Landscape**. 1ª Ed. Upper Saddle River: Prentice Hall, 1996. 338 pp.

KIRBY, E.; WHIPPLE, K. X. Expression of active tectonics in erosional landscapes. **Journal of Structural Geology**, v. 44, n. 1, p. 54–75, 2012.

LAITY J.; MALIN M. C. Sapping processes and the development of theater headed valley networks on the Colorado Plateau. **Geological Society of America Bulletin**, v. 96, p. 203-217, 1985.

LARSON, P. H.; MEEK, N.; DOUGLASS, J.; DORN, R. I.; SEONG, Y. B. How rivers get across mountains: Transverse drainages. **Annals of the American Association of Geographers**. v. 107, n. 2, pp. 274–283, 2017.

LIMA, I. M. M. F. **Caracterização geomorfológica da Bacia Hidrográfica do Poti**. Dissertação (Mestrado em Geografia) - Programa de Pós-Graduação em Geografia, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 1982. 158 pp.

LIMA, I. M. De. M. F. Bacia hidrográfica do Rio Poti: ambientes e paisagens de transição. In: LIMA, I. M. De. M. F.; ALBUQUERQUE, E. L. S. (Orgs.). **Rio Poti: Caminho de Suas Águas**. Teresina: EDUFPI, 2020. p. 15-66.

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.

LIMA, M. G. **A história do intemperismo na Província Borborema Oriental, Nordeste do Brasil: implicações climáticas e tectônicas**. Tese (Doutorado em Geodinâmica e Geofísica), Programa de Pós-Graduação em Geodinâmica e Geofísica, Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Natal, 2008. 245 pp.

LOPES, J. A. G.; DE CASTRO, D. L.; BERTOTTI, G. Quantitative analysis of the tectonic subsidence in the Potiguar Basin (NE Brazil). **Journal of Geodynamics**, v. 117, n. 1, p. 60-74, 2018.

LOUREIRO, G. De. A. M. **Caracterização sedimentológica e estratigráfica do sistema fluvial da Formação Jaicós, Grupo Serra Grande, Bacia do Parnaíba**. Monografia (Graduação em Geologia) Departamento de Geociências, Universidade Federal de Santa Catarina, Florianópolis, 2019. 71 pp.

MABESSONE, J. M.; CASTRO, C. Desenvolvimento Geomorfológico do Nordeste Brasileiro. **Boletim do núcleo Nordeste da Sociedade Brasileira de Geologia**, v. 3, n. 1, 1975.

MAGALHÃES JÚNIOR, A. P.; BARROS, L. F. de P. Estratigrafia, interpretação de fácies e reconstituição de paleoambientes deposicionais. In: MAGALHÃES JÚNIOR, A. P.; BARROS, L. F. de P. (Org.). **Hidrogeomorfologia: formas, processos e registros sedimentares fluviais**. 1ª Ed. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 2020. p. 297-323.

MAHER, E.; HARVEY, A. M.; FRANCE, D. The impact of a major Quaternary river capture on the alluvial sediments of a beheaded river system, the Rio Alias SE Spain. **Geomorphology**, v. 84, n. 3-4, p. 344–356, 2007.

MAIA, R. P.; BEZERRA, F. H. R. Neotectônica, geomorfologia e sistemas fluviais: uma análise preliminar do contexto nordestino. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 12, n. 3, p. 37-46, 2012.

MAIA, R. P.; BEZERRA, F. H. R. Condicionamento estrutural do relevo no Nordeste setentrional brasileiro. **Mercator**, v. 15, n. 13, p. 127-141, 2014.

MAIA, R. P.; BEZERRA, F. H. R. **Structural Geomorphology in Northeastern Brazil**. 1ª ed. Springer International Publishing, 2019. 122 pp.

MAIZELS, J. Raised channel systems as indicators of palaeohydrologic change: a case study from Oman. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, v. 76, n. 3-4, p. 241-277, 1990.

MANJORO, M. Structural control of fluvial drainage in the western domain of the Cape Fold Belt, South Africa. **Journal of African Earth Sciences**, v. 101, p. 350-359, 2015.

MARCUZZO, F. F. N.; NASCIMENTO, J. R. DA S. DO; PINTO, E. J. DE A. Espacialização anual e mensal da precipitação pluviométrica da bacia hidrográfica do Rio Poti. In: XV SIMPÓSIO DE RECURSOS HÍDRICOS DO NORDESTE, Caruaru. **Anais [...]**. Caruaru: ABRHIDRO, 2019.

MARENGO, J. A.; ALVES, L. M.; BESERRA, A. E.; LACERDA, F. F. Variabilidade e mudanças climáticas no semiárido brasileiro, In: MEDEIROS, S. S.; GHEYI, H. R.; GALVÃO, C. O.; PAZ, V. P. DA S. **Recursos hídricos em regiões áridas e semiáridas**. 1ª Ed. Campina Grande: INSA, 2011. p. 383-422.

MARENT, B. R.; SALGADO, A. A. R.; SANTOS, L. J. C. Modelos de evolução do relevo de margens passivas em regiões com grande escarpamento. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 14, n. 2, p. 235-240, 2013.

MARIANNELLI, G.; PICCINI, L. Surface and subsurface drainage evolution of the Corfino and Soraggio karst areas (Tuscany, Italy). **Acta Carsologica**, v. 40, n. 1, p. 113-128, 2011.

MARQUES, E. A. T.; OLIVEIRA, L. J. Mudanças climáticas no Nordeste Brasileiro e refugiados ambientais. **Revista Brasileira de Geografia Física**, v. 9, n. 4, p. 965-984, 2016.

MARQUES NETO, R.; MOREIRA, J. A.; SILVA, F. P. Evolução de escarpamentos em margens rifte: uma discussão sobre soerguimento e desnudação na Mantiqueira Meridional a partir de mapas paleotopográficos e parâmetros geomorfométricos. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 20, n. 4, p. 877–890, 2019.

MARTINS, F. P.; SALGADO, A. A. R.; BARRETO, H. N. Morfogênese da Chapada das Mesas (Maranhão-Tocantins): paisagem cárstica e poligenética. **Revista Brasileira De Geomorfologia**, v. 18, n. 3, p. 623-635, 2017.

MATHER, A. E. Adjustment of a drainage network to capture induced base-level change: an example from the Sorbas Basin, SE Spain. **Geomorphology**, v. 34, n. 3-4, p. 271-289, 2000a.

MATHER, A. E. Impact of headwater river capture on alluvial system development: an example from the Plio-Pleistocene of the Sorbas Basin, SE Spain. **Journal of the Geological Society (London)**, v. 157, n. 1, p. 957–966, 2000b.

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

MATOS, R. M. D. History of the northeast Brazilian rift system: kinematic implications for the break-up between Brazil and West Africa. **Geological Society of London**, v. 153, n. 1, p. 55-73, 1999.

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.

MEEK, N. Episodic forward prolongation of trunk channels in the Western United States. **Geomorphology**, v. 340, n. 1, p. 172-183, 2019.

MIGÓN, P. Sandstone geomorphology – recent advances. **Geomorphology**, v. 373, 107484, 2021.

MIGÓN, P.; DUSZYŃSKI, F. Landscapes and landforms in coarse clastic sedimentary tablelands – Is there a unifying theme? **Catena**, v. 218, 106545, 2022.

MIKESELL, 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.

MIZUSAKI, A. M. P.; THOMAZ-FILHO, A.; MILANI, E. J.; DE CESERO, P. Mesozoic and Cenozoic igneous activity and its tectonic control in northeastern Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 15 n. 2, p. 183–198, 2002.

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.

MORAIS NETO, J. M.; VASCONCELOS, P.; STONE, J.; LIMA, M. DA. G. Denudation patterns in the Borborema Province, northeastern Brazil: constraints from cosmogenic ¹⁰Be

isotope analysis. In: **34th International Geological Congress**, August 5-10, Brisbane, Australia, 2012.

MORO, M. F.; MACEDO, M. B.; MOURA-FÉ, M. M. de; CASTRO, A. S. F.; COSTA, R. C. da. Vegetação, unidades fitoecológicas e diversidade paisagística do estado do Ceará. **Rodriguésia**, v. 66, n. 3, p. 717-743, 2015.

MOTOKI, A.; PETRAKIS, G. H.; SICHEL, S. E.; CARDOSO, C. E.; MELO, R. C.; SOARES, R. S.; MOTOKI, K. F. Origem dos relevos do maciço sienítico do Mendanha, RJ, com base nas análises geomorfológicas e sua relação com a hipótese do vulcão de nova Iguaçu. **Geociências**, v. 27, n. 1, p. 97-113, 2008.

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.

MOURA-FÉ, M. M. Morfoestruturas da Ibiapaba Setentrional (Noroeste do Estado do Ceará, Brasil). **Caminhos da Geografia**, v. 19, n. 65, p. 159-179, 2018.

MUNACK, H.; BLOTHE, J. H.; FÜLOP, R. H.; CODILEAN, A. T.; FINK, D.; KORUP, O. Recycling of Pleistocene valley fills dominates 135 ka of sediment flux, upper Indus River. **Quaternary Science Reviews**, v. 149, n. 1, p. 122-134, 2016.

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.

NASCIMENTO, F. A.; SALGADO, A. A. R.; GOMES, A. A. T. Evidências de rearranjos fluviais no interflúvio Amazonas-Essequibo - Amazônia Setentrional. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 20, n. 3, p. 663-671, 2019.

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.

NIMER, E. **Climatologia do Brasil**. Rio de Janeiro, IBGE, 1989.

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

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.

OLIVEIRA, D.; QUEIROZ NETO, J. P. Evolução do relevo na Serra do Mar no Estado de São Paulo a partir de uma captura fluvial. **Geosp – espaço e tempo**, São Paulo, v. 22, n. 2, p. 73-88, 2007.

OLIVEIRA, K. M. L.; DE CASTRO, D. L.; CASTELO BRANCO, R. M. G.; DE OLIVEIRA, D. C.; ALVITE, E. N. C.; JUCÁ, C. C. A.; CASTELO BRANCO, J. L. Architectural framework

of the NW border of the onshore Potiguar Basin (NE Brazil): An aeromagnetic and gravity based approach. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 88, p. 700-714, 2018.

OLIVEIRA, L. A. F. de; COTA, G. E. M.; LIMA, L. B. de S.; MAGALHÃES JÚNIOR, A. P.; CARVALHO, A. de. Aplicação da Luminescência Opticamente Estimulada (LOE) como subsídio aos estudos de capturas fluviais quaternárias: o caso da Serra da Mantiqueira (Zona da Mata de Minas Gerais). **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 19, n. 4, p. 679-690, 2018.

OLIVEIRA, R. G.; MEDEIROS, W. E. Deep crustal framework of the Borborema Province, NE Brazil, derived from gravity and magnetic data. **Precambrian Research**, v. 315, n. 1, p. 45-65, 2018.

OLLIER, C.; PAIN, C. 2000. **The Origin of Mountains**. London: Taylor & Francis, 2000. 375 pp.

ORTEGA-BECERRIL, J. A.; GARZÓN, G.; TEJERO, R.; MERIAUX, A.; DELUNEL, R.; MERCHELE, S.; RUGELE, G. Controls on strath terrace formation and evolution: The lower Guadiana River, Pulo do Lobo, Portugal. **Geomorphology**, v. 319, n. 1, p. 62-77, 2018.

PASTOR, A.; BABAUT, J.; TEIXELL, A.; ARBOLEYA, M. L. Intrinsic stream-capture control of stepped fan pediments in the High Atlas piedmont of Ouarzazate (Morocco). **Geomorphology**, v. 173-174, n. 1, p. 88-103, 2012.

PEDERSON, D. T. Stream Piracy Revisited: A Groundwater-Sapping Solution. **Geological Society of America Today**, v. 11, n. 9, p. 4-10, 2001.

PEÑA-MONNÉ, J. L.; SAMPIETRO-VATTUONEB, M. M. Geomorphological response to the Lateglacial-Holocene palaeoenvironmental changes in the NE piedmont of the Sierra de Aconquija (Tafi Valley, NW Argentina). **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, v. 523, n. 1, p. 78-88, 2019.

PÉREZ-PEÑA, J. V.; AL-AWABDEH, M.; AZAÑÓN, J. M.; GALVE, J. P.; BOOTH-REA, G.; NOTTI, D. SwathProfiler and NProfiler: Two new ArcGIS Add-ins for the automatic extraction of swath and normalized river profiles. **Computers & Geosciences**, v. 104, n. 1, p. 135-150, 2017.

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.

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.

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.

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.

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.

PEULVAST, J. P.; BÉTARD, F. **Landforms and Landscape Evolution of the Equatorial Margin of Northeast Brazil**. 1ª Ed. Cham: Springer Earth System Sciences, 2015. 202 pp.

PINÉO, T. R. G.; PALHETA, E. S. M.; COSTA, F. G.; VASCONCELOS, A. M.; GOMES, I. P.; GOMES, F. E. M.; BESSA, M. D. M. R.; LIMA, A. F.; HOLANDA, J. L. R.; FREIRE, D. P. C. **Mapa Geológico do Estado do Ceará**. Projeto Geologia e Recursos Minerais do Estado do Ceará. Escala 1:500.000. Fortaleza: CPRM, 2020, 1 mapa.

POWELL, D. M. Dryland rivers: Processes and forms. In: PARSONS, A. J.; ABRAHAMS, A. D. (Ed.). **Geomorphology of Desert Environments**, 2ª ed. Dordrecht: Springer, 2009. p. 333-373.

PRADO, D. E. As Caatingas da América do Sul. In: LEAL, I. R.; TABARELLI, M.; SILVA, J. M. C. DA. (Ed.). **Ecologia e Conservação da Caatinga**. 1ª Ed. Recife : Ed. Universitária da UFPE, 2003. p. 3-73.

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.

RAHARIMAHEFA, T.; KUSKY, M. T. Structural and remote sensing analysis of the Betsimisaraka Suture in northeastern Madagascar. **Gondwana Research**, v. 15, n. 1, p. 14-27, 2009.

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, 103084, 2021.

REZENDE, É. A.; SALGADO, A. A. R.; CASTRO, P. de T. A. Evolução da rede de drenagem e evidências de antigas conexões entre as bacias dos rios Grande E São Francisco no sudeste brasileiro. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 19, n. 3, p. 483-501, 2018.

RIBEIRO, K. V.; ALBUQUERQUE, E. L. S. Caracterização geoambiental do alto curso do Rio Poti, Estado do Ceará. In: LIMA, I. M. De. M. F.; ALBUQUERQUE, E. L. S. (Orgs.). **Rio Poti: Caminho de Suas Águas**. Teresina: EDUFPI, 2020. p. 67-90.

RIENTE, U. L. **Análise estrutural da região entre as Bacias do Parnaíba e do Araripe – Investigando conexões geológicas**. Monografia (Graduação em Geologia) Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2022. 83 pp.

RODET, J.; WILLEMS, L.; POUCKET, A. The Rio Peruaçu Basin: An Impressive Multiphased Karst System. In: VIEIRA, B. C.; SALGADO, A. A. R.; SANTOS, L. J. C. (Eds.). **Landscapes and Landforms of Brazil**. World Geomorphological Landscapes. Heidelberg: Springer, 2015. p. 171-181.

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.

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.

ROSS, J. L. S. **Ecogeografia do Brasil: subsídios para planejamento ambiental**. 1ª Ed. São Paulo: Oficina de Textos, 2006. 208 pp.

ROSSETTI, D. F.; BERTANI, T. C.; ZANI, H.; CREMON, E. H.; HAYAKAWA, E. H. Late Quaternary sedimentary dynamics in Western Amazonia: Implications for the origin of open vegetation/forest contrasts. *Geomorphology*, v. 177-178, n. 1, p. 74-92, 2012.

ROSSETTI, D. F.; BEZERRA, F. H. R.; DOMINGUEZ, J. M. L. Late Oligocene–Miocene transgressions along the equatorial and eastern margins of Brazil. *Earth-Science Reviews*, v. 123, n. 1, p. 87-112, 2013.

SAADI, A.; TORQUATO, J.R. Contribuição à neotectônica do Estado do Ceará. *Revista de Geologia*, Fortaleza-CE, v. 5, p. 32-45, 1994.

SAGRI, M.; BARTOLINI, C.; BILLI, P.; FERRARI, G.; BENVENUTI, M.; CARNICELLI, S.; BARBANO, F. Latest Pleistocene and Holocene river network evolution in the Ethiopian Lakes Region. *Geomorphology*, v. 94, n. 1, p. 79-97, 2008.

SALGADO, A. A. R.; REZENDE, E. De A.; BOURLÈS, D.; BRAUCHER, R.; DA SILVA, J. R.; GARCIA, R. A. Relief evolution of the Continental Rift of Southeast Brazil revealed by in situ-produced ¹⁰Be concentrations in river-borne sediments. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 67, p. 89-99, 2016.

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.

SALGADO, A. A. R.; MARENT, B. R.; NASCIMENTO, F. A.; GOMES, A. A. T.; TAVARES JÚNIOR, S. S. Rearranjos de drenagem na porção setentrional da Bacia Amazônica. *Revista Brasileira de Geomorfologia*, v. 22, n. 3, p. 682-695, 2021.

SANTOS, T. J. D.; 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.

SANTOS, A. H. B. dos. **Rearranjos de drenagem na bacia do Rio Capivari e morfogênese da Serra do Mar em São Paulo (SP): uma contribuição ao estudo de capturas fluviais em**

meio tropical úmido. Tese (Doutorado em Geografia Física) – Programa de Pós-Graduação em Geografia Física, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2017. 393 pp.

SCHERLER, D.; SCHWANGHART, W. Drainage divide networks – Part 1: Identification and ordering in digital elevation models. **Earth Surface Dynamics**, v. 8, n. 1, p. 245-259, 2020.

SCHUMM, S. A. **The fluvial system.** 1ª Ed. Caldwell: The Blackburn Press, 1977. 360pp.

SCHUMM, S. A. **River Variability and Complexity.** 1ª Ed. Cambridge: Cambridge University Press, 2005. 220 pp.

SCHUMM, S. A.; LICHTY, R. W. Time, space and causality in geomorphology. **American Journal of Science**, v. 263, n. 2, p. 110-19, 1965.

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.

SILVA, A. C. da. **Reconstrução quaternária da dinâmica geomorfológica a partir das análises dos depósitos do baixo curso do rio Capibaribe/PE.** Dissertação (Mestrado em Geografia) - Programa de Pós-Graduação em Geografia, Universidade Federal de Pernambuco, Recife, 2016. 208 pp.

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.

SILVA, A. R. C. **Análise estratigráfica das Bacias Sedimentares do Iguatu, Ceará, Brasil.** Dissertação (Mestrado em Geociências e Meio Ambiente) – Programa de Pós-Graduação em Geociências e Meio Ambiente, Universidade Estadual Paulista Júlio de Mesquita Filho, Rio Claro, 2018. 171 pp.

SILVA, O. L.; BEZERRA, F. H. R.; MAIA, R. P.; CAZARIN, C. L. Karst landforms revealed at various scales using LiDAR and UAV in semi-arid Brazil: Consideration on karstification processes and methodological constraints. **Geomorphology**, v. 295, n. 1, p. 611-630, 2017.

SILVA, P. G.; BARDAJÍ, T.; CALMEL-AVILA, M.; GOY, J. L.; ZAZO, C. Transition from alluvial to fluvial systems in the Guadalentín Depression (SE Spain) during the Holocene: Lorca Fan versus Guadalentín River. **Geomorphology**, v. 100, n. 1, p. 140-153, 2008.

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 Relevo e Anomalias Gravimétricas Residuais. **Revista Brasileira de Geofísica**, v. 25, n. 1, p. 65-77, 2007.

SMALL, R. J. **The Study of Landforms: a Textbook of Geomorphology.** 1ª Ed. Cambridge: Cambridge, University Press, 1972. 512 pp.

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.

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.

SOUSA, F. W. De A.; LIMA, I. M. De M. F. Geodiversidade do Parque Estadual Cânion do Rio Poti. **Ciência Geográfica**, v. XXVI, n. 4, p. 2162-2182, 2022.

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.

SOUZA, M. J. N.; OLIVEIRA, V. P. V. N. Os enclaves úmidos e sub-úmidos do semi-árido do nordeste brasileiro. **Mercator**, v. 5, n. 9, p. 85-102, 2006.

STEVAUX, J. C.; LATRUBESSE, E. M. **Geomorfologia Fluvial**. 1ª Ed. São Paulo: Oficina de Textos, 2017. 336 pp.

STOKES, M.; MATHER, A. E. Tectonic origin and evolution of a transverse drainage: The Rio Almazora, Betic Cordillera, southeast Spain: **Geomorphology**, v. 50, n. 1, p. 59-81, 2003.

STOKES, M.; MATHER, A.E.; BELFOUL, A.; FARIK, F. Active and passive tectonic controls for transverse drainage and river gorge development in a collisional mountain belt (Dades Gorges, High Atlas Mountains, Morocco). **Geomorphology**, v. 102, n. 1, p. 2-20, 2008.

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.

STRUTH, L.; TEIXELL, A.; OWEN, L. A.; BABAULT, J. Plateau reduction by drainage divide migration in the Eastern Cordillera of Colombia defined by morphometry and ¹⁰Be terrestrial cosmogenic nuclides. **Earth Surface Processes and Landforms**, v. 42, n. 1, p. 1155-1170, 2017.

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.

SUMMERFIELD, M. A. **Global Geomorphology**. 1ª Ed. Londres: Prentice Hall, 1991. 560pp. 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.

TAVARES, B. A. C.; CORRÊA, A. C. B.; LIRA, D. R. CAVALCANTI, L. C. S. Compartimentação geomorfológica e morfotectônica do gráben do Cariatá, Paraíba, a partir de imageamento remoto. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 15, n. 4, p. 523-538, 2014.

TELBISZ, T.; KOVÁCS, G.; SZÉKELY, B.; SZABÓ, J. Topographic swath profile analysis: a generalization and sensitivity evaluation of a digital terrain analysis tool, **Zeitschrift für Geomorphologie**, v. 57, n. 4, p. 485-513, 2013.

THOMPSON, H. D. Drainage evolution in the southern Appalachians. **Geological Society of America Bulletin**, v. 50, n. 8, p. 1323-1356, 1939.

THORNBURY, W. D. **Principles of Geomorphology**. 1ª Ed. New York: John Wiley and sons, 1954. 618 pp.

TOMASELLA, J.; VIEIRA, R. M. S. P.; BARBOSA, A. A.; RODRIGUEZ, D. A.; SANTANA, M. DE O.; SESTINI, M. F. Desertification trends in the Northeast of Brazil over the period 2000–2016. **International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation**, v. 73, n. 1, p. 197-206, 2018.

TOOTH, S. Process, form and change in dryland rivers: a review of recent research. **Earth-Science Reviews**, v.51, n. 1-4, p.67-107, 2000.

TOOTH, S. Dryland fluvial environments: assessing distinctiveness and diversity from a global perspective. In: SHRODER, J.; WOHL, E. (Ed.). **Treatise on Geomorphology vol. 9: Fluvial Geomorphology**. 1ª Ed. San Diego: Academic Press, 2013, p. 612–644.

TUCKER, G. E.; HANCOCK, G. R. Modelling landscape evolution. **Earth Surface Processes and Landforms**, v. 35, n. 1, p. 28-50, 2010

TUCKER, G. E., WHIPPLE, K. X. Topographic outcomes predicted by stream erosion models: sensitivity analysis and intermodel comparison. **Journal of Geophysical Research**, v. 107, n. 1, p. 2179, 2002.

TWIDALE, C. R. River patterns and their meaning. **Earth-Science Reviews**, v. 67, n. 1, p. 159-218, 2004.

TWIDALE, C. R.; BOURNE, J. A. Drainage patterns in an appalachian fold mountain belt: Flinders Ranges, South Australia. **Rev. C&G**, v. 24, n. 1-2, p. 11-13, 2010.

UAGODA, R.; AVELAR, A.; COELHO NETTO, A. L. Karstic morphology control in non-carbonate rocks: Santana basin, middle Paraíba do Sul river valley, Brazil. **Zeitschrift für Geomorphologie**, v. 55, n. 1, p. 1-13, 2011.

VACHERAT, A.; BONNET, S.; MOUTHEREAU, F. Drainage reorganization and divide migration induced by the excavation of the Ebro basin (NE Spain). **Earth Surface Dynamics**, v. 6, n. 1, p. 369-387, 2018.

VAN DER PLUIJM, B. A.; MARSHAK, S. **Earth Structure: An Introduction to Structural Geology and Tectonics**. 2ª Ed. New York: WW Norton, 2004. 672 pp.

VASCONCELOS, D. L.; MARQUES, F. O.; NOGUEIRA, F. C. C.; PEREZ, Y. A. R.; BEZERRA, F. H. R.; STOHLER, R. C.; SOUZA, J. A. B. Tectonic inversion assessed by integration of geological and geophysical data: The intracontinental Rio do Peixe Basin, NE Brazil. **Basin Research**, v. 33, p. 705-728, 2020.

VAZ, P. T.; RESENDE, N. G. A. M.; WANDERLEY FILHO, J. R.; TRAVASSOS, W. A. Bacia do Parnaíba. **Boletim de Geociências da Petrobras**, v. 15, n. 1, p. 253–263, 2007.

VIEIRA, V. P. P. B. Desafios da gestão integrada de recursos hídricos no semiárido. **Revista Brasileira de Recursos Hídricos**, v. 8, n. 2, p. 7-17, 2003.

VOJTKO, R.; PETRO, L.; BENOVÁ, A.; BÓNA, J.; HÓK, J. Neotectonic evolution of the northern Laborec drainage basin (northeastern part of Slovakia). **Geomorphology**, v. 138, p. 276-294, 2012.

XUE, L.; ALEMU, T.; GANI, N. D.; ABDELSALAM, M. G. Spatial and temporal variation of tectonic uplift in the southeastern Ethiopian Plateau from morphotectonic analysis. **Geomorphology**, v. 309, n. 1, p. 98-111, 2018.

WHIPPLE, K. X. Bedrock rivers and the geomorphology of active orogens. **Annual Review of Earth and Planetary Sciences**, v. 32, p. 151–185, 2004.

WHIPPLE, K. X.; DIBIASE, R. A.; CROSBY, B. T. Bedrock rivers. In: SHRODER, J.; WOHL, E. (Ed.). **Treatise on Geomorphology vol. 9: Fluvial Geomorphology**. 1ª Ed. San Diego: Academic Press, 2013. p. 550–573.

WHIPPLE, K. X.; FORTE, A. M.; DIBIASE, R. A.; GASPARINI, N. M.; OUIMET, 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.

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.

WILLETT, S. D.; MCCOY, S. W.; PERRON, J. T.; GOREN, L.; CHEN, C. Y. Dynamic reorganization of river basins. **Science**, v. 343, n. 6175, 1248765, 2014.

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.

WOHL, E. **Mountain Rivers**. Water Resources Monograp, vol. 14. 1ª Ed. Washington: American Geophysical Union, 2000. 320 pp.

WOHL, E. **Mountain Rivers Revisited**. Water Resources Monograp, vol. 19. 2ª Ed. Washington: American Geophysical Union, 2010. 573 pp.

WRAY, R. A. L. Solutional weathering and karstic landscapes on quartz sandstones and quartzite. In: Frumkin, A. (Ed.). **Treatise on Geomorphology**, v. 6. San Diego: Academic Press, 2013. p. 463-483.

WRAY, R. A. L. A global review of solutional weathering forms on quartz sandstone. **Earth Sciences Reviews**, v. 42, n. 1, pp. 137–160, 1997.

WRAY, R. A. L.; SAURO, F. An updated global review of solutional weathering processes and forms in quartz sandstones and quartzites. **Earth-Science Reviews**, v. 171, n. 1, p. 520–557, 2017.

YANG, R.; WILLETT, S. D.; GOREN, L. In situ low-relief landscape formation as a result of river network disruption. **Nature**, v. 520, n. 7548, p. 526–529, 2015.

YOUNG, R.; YOUNG, A. **Sandstone Landforms**. Berlin: Springer, 1992. 163 pp.

ZANELLA, M. E. Considerações sobre o clima e os recursos hídricos do semiárido nordestino. **Caderno Prudentino de Geografia**, v. Especial, p.126-142, 2014.

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.

ZONDERVAN, J. R.; STOKES, M.; BOULTON, S. J.; TELFER, M. W.; MATHER, A. E. Rock strength and structural controls on fluvial erodibility: Implications for drainage divide mobility in a collisional mountain belt. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 538, n. 1, 116221, 2020.