



UNIVERSIDADE FEDERAL DE ALAGOAS
INSTITUTO DE GEOGRAFIA, DESENVOLVIMENTO E MEIO AMBIENTE
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOGRAFIA

Genisson Panta da Silva

Expressão geomorfológica da queda do nível de
base no Baixo São Francisco

Maceió
2022

GENISSON PANTA DA SILVA

**EXPRESSÃO GEOMORFOLÓGICA DA QUEDA DO NÍVEL
DE BASE NO BAIXO SÃO FRANCISCO**

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-graduação em Geografia do Instituto de Geografia, Desenvolvimento e Meio Ambiente da Universidade Federal de Alagoas, como requisito para obtenção do título de Mestre em Geografia.

Orientador: Prof. Dr. Kleython A. Monteiro

Maceió
2022

Catálogo na Fonte
Universidade Federal de Alagoas
Biblioteca Central
Divisão de Tratamento Técnico

Bibliotecário: Marcelino de Carvalho Freitas Neto – CRB-4 – 1767

S586e Silva, Genisson Panta da.
Expressão geomorfológica da queda do nível de base no Baixo São Francisco / Genisson Panta da Silva. – 2022.
125 f. : il. color.

Orientador: Kleython A. Monteiro.
Dissertação (mestrado em Geografia) – Universidade Federal de Alagoas. Instituto de Geografia, Desenvolvimento e Meio Ambiente. Maceió, 2022.

Bibliografia: f. 111-125.

1. Incisão fluvial. 2. Morfometria. 3. Superfície de aplainamento. I. Título.

CDU: 911.2:551.4

DEDICATÓRIA

Ao sertão do São Francisco.

AGRADECIMENTOS

Quero agradecer a minha família, em especial a dona Maria de Lourdes e ao senhor Givaldo Panta por estarem aqui cuidando de mim e de minha irmã, fazendo sempre o possível e o impossível para não deixar nada faltar, mesmo nos momentos mais difíceis. Aos amigos do bairro Clima Bom II, onde cresci e aprendi muitas lições valiosas sobre a vida e seus desdobramentos. A Myrna Elis, minha flor, por todos nossos momentos juntos.

Ao professor Kleython A. Monteiro pela orientação, presteza, paciência, amizade e por ter me apresentado a Geomorfologia de forma cativante e instigadora. Ao corpo docente do Programa de Pós-Graduação em Geografia do Instituto de Geografia, Desenvolvimento e Meio Ambiente da UFAL, com destaque para Ana Paula Lopes da Silva, Nivaneide Alves de Melo Falcão, Paulo R. Petter Medeiros, José V. Ferreira Neto e Melchior Carlos do Nascimento. Um salve para Washington Gaia por sempre adiantar meu lado frente a secretaria do PPGG.

Aos meus amigos do NEQuat pelos diálogos e pelas alegrias cotidianas: João da Hora, Jardel Estevam, Jonas Melo, Paulo de Tarso, Yan Vasconcelos, Gabriel Alves, Alan Silva, Laís Gois, Manuelle Oliveira, Kallyne Teixeira, Álvaro dos Santos, Júlia Vieira, Mayara Marinho e Bruno Ferreira e seus discípulos.

Aos professores do IQB, Pedro Rodriguez e Aracelis Adrian por terem me recebido para os cursos de DRX e MEV. Aos professores Glauber Mariano do ICAT e Fabio Pereira do PPGRHS por terem me recebido para as disciplinas de Climatologia e Mudanças Climáticas e Hidrologia, respectivamente. Aos professores da UEM Eduardo Moraes e Vanderlei Grzegorzcyk que me receberam para o curso de Geomorfologia Fluvial. Ao Fabiano Pupim e Daniel Souza por terem me recebido para a cadeira de Nuclídeos Cosmogênicos.

Quero agradecer aos consagrados do PPGRHS que conheci durante a cadeira de Hidrologia: Ana Letícia, Marcone Correia, Heloize Nascimento, Thayse Barros, Sarah Ramos, Heloisa Vital e Nicolas Wesley. Outrossim, Samilly da Silva Nunes, Leonardo Oliveira dos Santos e Livia Nascimento do curso de Ciências da Computação do campus Arapiraca pela introdução ao uso de lógica de programação com Python. Na mesma linha, Gleide Lins e Luciana Vieira do curso de Engenharia Civil do CTEC. Também a Eliane Santos e Jório Cabral por apresentarem a linguagem R para análise e visualização de dados.

Ao José C. Stevaux e a Isabel T. Leli pela oportunidade de fazer parte do projeto de pesquisa que busca entender a dinâmica e evolução do velho Chico.

Quero agradecer ao Tobias Fonte-Boa pelas discussões durante a disciplina de Geomorfologia Quantitativa, por me mostrar a importância dos dados de termocronologia e por

ser tão didático e caprichoso em tudo que faz. Quero agradecer a Geovana Leite e ao Daniel Chaparro por terem me ajudado com Nuclídeos Cosmogênicos e por tirarem prontamente todas as minhas dúvidas sobre as Ciências da Terra e muito mais.

Ao professor Édipo Cremon pelas melhores indicações para aprender técnicas de análise da topografia digital. Aos professores Pedro Val, Nelson Fernandes e Daniel Peifer pelos esforços na popularização e disseminação de métodos quantitativos em Geomorfologia. Uma geração de pesquisadores brasileiros é grata por esse trabalho.

A Débora Alcântara por ter me ajudado tanto durante o CCC e depois. Ao Maurício Miguel, Ana Regina e Carolina Melo, por tudo que representam para mim.

Ao professor e mestre Adriano Aubert do Observatório Astronômico Genival Leite Lima pela amizade, por ter a vida dedicada a transformar a educação do estado de Alagoas. Ao bonde do Clube de Astronomia de Maceió: Bruno Bianchi, Mychelle Ramos, Rose Dias, Pedro Barros, Mauro Soares, Franklin Luiz, Matheus Luna, Wadd Franklin, Samara Monteiro, Valquíria Guimarães, Antônio Marcos e Igor Lucas.

Aos caçadores de pseudocientistas do Grupo de Estudos Sobre Evolução Biológica: Cauay Vianna, Lucas Serafim, Humberto de Araújo, Gabriela Kuwai, Tainá Guedes, Gracielle Higino, Herminio Vilela e Julia Moraes.

Quero agradecer a Marluce Barros do Colégio Contato por ter me dado a oportunidade de participar da última edição da Olimpíada Brasileira de Cartografia com os melhores: Rhayna Christiani, João Pedro, Marcus Vinícius e Maria Pérola.

Ao camarada George Oliveira pelas discussões enriquecedoras sobre a Geomorfologia da Superfície Sertaneja Meridional e métodos de pesquisa.

Aos amigos de Delmiro Gouveia do Grupo de Pesquisa em Geomorfologia e Evolução da Paisagem em Ambiente Tropical: Wagner Santos, Adelaine Silva, Clenisvaldo Ventura e a professora Flávia Jorge.

Ao professor Antônio Carlos e, mais uma vez, a professora Nivaneide Falcão por terem aceitado avaliar o trabalho.

As guerreiras do mestrado 2020: Raquel Lourenço, Débora Luzia e Nayara Costa.

A Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior pela concessão da bolsa de mestrado.

Obrigado!

EPÍGRAFE

Panta rei os potamós

Heráclito de Éfeso
Grécia, séc. V a. C.

RESUMO

Um grande número de estudos de superfícies aplainadas em margens passivas de alta elevação elencou a erosão fluvial sobre o leito rochoso como um dos fatores determinantes da evolução da paisagem em longo prazo. Porém, nos *hinterlands* de baixa elevação sobre escudo exposto, costuma ser dito que os rios têm um papel coadjuvante no delineamento do relevo. Os rios, neste contexto, são rotineiramente descritos como agentes de transporte de material pré-intemperizado. Porém, à luz dos mecanismos físicos envolvidos na mecânica de erosão fluvial em leito rochoso, parece não restar dúvida que sua importância vai além do transporte de sedimentos. Este estudo tem por objetivo analisar a topografia fluvial de rios rochosos que drenam a Depressão Sertaneja Meridional, uma pervasiva superfície aplainada de baixa elevação sobre escudo proterozóico que orla o Planalto da Borborema, no semiárido do Nordeste do Brasil. Buscou-se investigar a morfologia dos perfis longitudinais, mapear *knickpoints*, estimar a magnitude e distribuição espacial da incisão vertical dos vales fluviais e avaliar a contribuição de controles estruturais sobre estas morfologias. Todas essas análises foram baseadas em técnicas morfométricas com base em Modelo Digital de Elevação (MDE), como a extração do Índice de Declividade Normalizada (K_{sn}) e da Relação Declividade-Extensão (RDE), além da quantificação do ângulo de inclinação das encostas, análise de fotolineamentos de relevo e drenagem, integral e curva hipsométrica, amplitude altimétrica, dentre outras. Os rios alvo deste estudo são todos tributários da margem esquerda do baixo curso do rio São Francisco, na região de seu cânion. A hipótese que norteou este estudo foi que um rebaixamento de nível de base gerou uma onda de incisão que está se propagando através do rio São Francisco e de sua rede tributária nos terrenos proterozoicos aplainados da Depressão Sertaneja Meridional. Com as análises morfométricas, ficou demonstrado a existência dessa suposta onda de incisão nos tributários do São Francisco. Esse processo produz um padrão claro de queda do nível de base no relevo da área de estudo, com o aumento da declividade dos canais, encostas e a formação de vales suspensos a jusante das principais rupturas, que formam um fractal em várias escalas. Os vales e cristas são subordinados a herança estrutural do embasamento, bem como a sinuosidade dos canais e o ângulo de confluência. Sugeriu-se, com base em evidências independentes, que a epigenia do São Francisco teve origem no Eoceno e a onda de incisão que se observa nos vales atualmente foi formada posterior a esse período.

Palavras-chave: incisão fluvial, semiárido, morfometria, superfície de aplainamento.

ABSTRACT

A large number of studies of flat surfaces on high-elevation passive margins have listed river erosion over bedrock as one of the determining factors in the long-term evolution of the landscape. However, in low-elevation hinterlands over exposed shield, it is often said that rivers play a supporting role in landforms delineation. Rivers, in this context, are routinely described as transporting agents for pre-weathered material. However, physical mechanisms involved in the mechanics of river erosion in rocky beds testifies its importance goes beyond the transport of sediments. This study aims to analyze the fluvial topography of bedrock rivers that drain the Southern Sertaneja Depression, a pervasive, low-elevation flat surface over the Proterozoic shield that borders the Borborema Plateau, in the semi-arid region of Northeast Brazil. We sought to investigate the morphology of the longitudinal profiles, map knickpoints, estimate the magnitude and spatial distribution of the vertical incision of river valleys and evaluate the contribution of structural controls on these morphologies. All these analyzes were based on morphometric techniques based on a Digital Elevation Model (DEM), such as the extraction of the Normalized Steepness Index (K_{sn}) and the Stream Gradient Index (SL), in addition to the quantification of the slope angle of the hillslopes, analysis of photolineaments of relief and drainage, integral and hypsometric curve, local relief, among others. The target rivers of this study are all tributaries of the left bank of the lower course of the São Francisco River, in the region of its canyon. The hypothesis that guided this study was that a base level fall generated an incision wave that is propagating through the São Francisco River and its tributary network in the flat Proterozoic terrains of the Southern Sertaneja Depression. With the morphometric analyses, the existence of this supposed wave of incision in the tributaries of the São Francisco was demonstrated. This process produces a clear pattern of base level fall in the landscape of the study area, with the increase of the gradient of the channels, hillslopes and the formation of hanging valleys downstream of the main ruptures, which form a fractal at various scales. The valleys and ridges are subordinated to the structural heritage of the basement, as well as the sinuosity of the channels and the confluence angle. It has been suggested, based on independent evidences, that the São Francisco epigeny originated in the Eocene and the incision wave that is observed in the valleys today was formed after this period.

Keywords: fluvial incision, semiarid, morphometry, planation surface.

LISTA DE FIGURAS E TABELAS

Figura 1 – Domínio de estudo.....	17
Figura 2 – Mapa geológico.....	21
Figura 3 – Distribuição da precipitação.	23
Figura 4 – Relevo da área de estudo.	24
Figura 5 – Hipsometria da área de estudo.....	25
Figura 6 – Croqui do padrão de canal do São Francisco.....	31
Figura 7 – Croqui dos paleocursos do São Francisco.	35
Figura 8 – Dados de TFA – Baixo São Francisco.	38
Figura 9 – Ilustração do <i>plucking</i>	44
Figura 10 – Colisões inelásticas em leito rochoso.	45
Figura 11 – SPIM <i>versus</i> Abrasão por Saltação.	65
Figura 12 – Confluência em vale suspenso.....	75
Figura 13 – <i>Knickpoint</i> no vale do Capiá.....	76
Figura 14 – Mapeamento de <i>knickpoints</i>	78
Figura 15 – Perfis longitudinais e <i>Dz</i> dos <i>knickpoints</i>	79
Figura 16 – Distância de retração e área de drenagem de <i>knickpoints</i>	80
Figura 17 – <i>Knickpoints</i> e litologias.....	82
Figura 18 – Projeção dos perfis longitudinais.....	84
Figura 19 – Área com baixo SL e K_{sn}	85
Figura 20 – K_{sn} e SL para a rede de drenagem analisada.....	87
Figura 21 – Área com alto SL e K_{sn}	88
Figura 22 – Comparação entre concavidades de referência.....	89
Figura 23 – Distribuição de frequência de ângulos de confluência.....	90
Figura 24 – Sinuosidade e ângulo de confluência.....	92
Figura 25 – Ângulo de inclinação das encostas e amplitude altimétrica.....	94
Figura 26 – Perfil longitudinal e declividade das encostas.....	95
Figura 27 – Curvas hipsométricas.....	96
Figura 28 – Lineamentos positivos e negativos.....	98
Figura 29 – Rosetas dos lineamentos e estereograma de planos de foliação.....	99
Figura 30 – Perfil longitudinal do rio São Francisco.....	100
Figura 31 – Modelo de evolução da queda do nível de base.....	101
Figura 32 – <i>Knickpoints</i> e incisão vertical.....	102
Figura 33 – Síntese sobre a evolução geomorfológica da área de estudo.....	109
 Tabela 1 – Bacias analisadas.....	 21

SUMÁRIO

DEDICATÓRIA	5
AGRADECIMENTOS	6
EPÍGRAFE	8
LISTA DE FIGURAS E TABELAS	11
SUMÁRIO	12
1. INTRODUÇÃO	14
2. DOMÍNIO DE ESTUDO	17
2.1 Localização	17
2.2 Contexto litoestrutural.....	18
2.3 Aspectos climáticos.....	22
2.4 Geomorfologia	23
3. SUPERFÍCIES DE EROSÃO INTRACONTINENTAIS	27
3.1 A evolução do relevo intracontinental.....	27
3.2 Superfície Sertaneja Meridional.....	30
3.3 Controles do nível de base	40
4. RIOS DE LEITO ROCHOSO.....	42
4.1 O que são e onde ocorrem.....	42
4.2 Processos erosivos.....	43
4.3 <i>Stream Power Incision Model</i> (SPIM).....	46
4.4 Perfil longitudinal.....	49
4.4.1 Estado de equilíbrio.....	49
4.4.2 Estado transiente	51
5. VALES FLUVIAIS.....	55
5.1 Origem dos vales fluviais.....	55
5.2 Sistema de fraturas e rede de drenagem	57
5.3 Morfogênese de vales suspensos.....	59
6. MATERIAL E MÉTODOS	64
6.1 MODELO DIGITAL DE ELEVAÇÃO (MDE)	64
6.2 PROCESSAMENTO E EXTRAÇÃO DA HIDROGRAFIA	65
6.3 MAPEAMENTO DE KNICKPOINTS E PROJEÇÃO DOS PERFIS	66
6.4 MÉTRICAS DE CANAIS	67
6.4.1 Relação Declividade-Extensão (SL)	67
6.4.2 Índice de Declividade Normalizada (k_{sn}).....	68
6.4.3 Sinuosidade	70
6.4.4 Ângulo de confluência	71
6.5 MÉTRICAS DAS ENCOSTAS	72

6.5.1 Ângulo de inclinação.....	72
6.5.3 Amplitude altimétrica.....	72
6.5.4 Hipsometria.....	73
6.6 FOTOLINEAMENTOS.....	73
7. RESULTADOS	75
7.1 Rupturas de gradiente.....	75
7.2 Incisão vertical	83
7.3 Declividade dos canais.....	85
7.4 Sinuosidade e ângulo de confluência	90
7.5 Topografia das encostas	93
7.6 Lineamentos	97
8. DISCUSSÃO	99
9. CONSIDERAÇÕES FINAIS.....	109
10. REFERÊNCIAS	111

1. INTRODUÇÃO

É consenso que a superfície terrestre é modelada por uma complexa interrelação entre fatores climáticos, tectônicos e litoestruturais que controlam o ritmo dos processos de superfície (MOLNAR; ENGLAND, 1990; WHITTAKER, 2012; KIRBY; WHIPPLE, 2012). No interior dos continentes, pervasivas superfícies aplainadas marcam presença na África, Ásia, Oceania, margens atlânticas da América do Sul e do Norte, na Eurásia ao norte dos Alpes e a região sul e central da Índia e, de modo geral, esse tipo de relevo cobre mais de 2/3 das terras emersas do planeta (GODARD et al. 2001; GUILLOCHEAU et al. 2018). Essas superfícies truncam indiscriminadamente rochas de diferentes idade e graus de resistência (BONOW et al., 2009). Elas podem ser esculpidas tanto sobre o embasamento cristalino quanto sobre estratos litificados. A origem dessas superfícies guiou intensos debates no âmago da Geomorfologia por várias décadas (e.g., DAVIS, 1899; KING, 1953; ORME, 2013).

Segundo Bishop (2007), grande parte das pesquisas geomorfológicas se concentraram, nas últimas duas décadas, nas margens passivas de alta elevação. Porém, pouco tem sido dito sobre os “monótonos” pediplanos que circundam regiões planálticas e disso decorre alguns contrassensos. Por exemplo, Twidale e Boune (2013) descrevem rios de leito rochoso em terrenos graníticos aplainados como meros agentes de transporte de material desagregado, com uma capacidade desprezível de incidir sobre seu leito. Nada, além dessa crença, pode ser mais ilustrativo da herança intelectual dos estudos de Davis (1899), que pressupôs que, na ausência de tectônica ativa, os rios removem lentamente material pré-intemperizado ofertado pelas encostas. Porém, este pensamento não coaduna com estudos da mecânica erosiva dos sistemas fluviais de leito rochoso, que indicam que esses são sensíveis a alterações tectônicas, climáticas e expressam controles litoestruturais, além de cumprir um papel imprescindível na obliteração de orógenos (WHIPPLE; TUCKER, 1999; WHIPPLE et al. 2000; BALDWIN et al., 2003; WHIPPLE, 2004; BEESON; MCCOY, 2020; PEIFER et al., 2021).

Neste sentido, rios de leito rochoso são canais fluviais em que a capacidade de transporte excede o suprimento de sedimentos em longo prazo, que caracteriza uma condição conhecida como *detachment-limited* (GILBERT, 1877; HOWARD et al., 1994; WHIPPLE, 2004). A mecânica dos processos erosivos no leito destes rios rochosos ainda não é bem compreendida e depende de uma série de fatores, como a resistência litológica, características granulométricas dos sedimentos, largura do canal, dentre outros (e.g., SNYDER et al. 2000; SKLAR; DIETRICH, 2004; BAYNES et al. 2020;). Eles têm uma série de características que os distingue dos rios de leito aluvial, além das já mencionadas. Os rios de leito rochoso são mais declivosos, os canais

têm baixa sinuosidade, são mais estreitos e são acopladas às encostas, definindo o nível base para todos os pontos a montante (WHIPPLE *et al.* 2013). Por tudo isso, eles são tidos como um dos motores da evolução de paisagens erosivas não-glaciais (HOWARD *et al.*, 1994).

Na porção semiárida do baixo curso do rio São Francisco, em meio a Depressão Sertaneja, essa classe de canal é quase ubíqua (*e.g.*, NASCIMENTO, 2020). É neste trecho que o rio São Francisco esculpiu um cânion, com um desnível vertical de 100 m, aproximadamente. Essa região despertou historicamente a curiosidade de várias gerações de naturalistas e pesquisadores e envolve várias interpretações controversas, como uma suposta mudança de curso do rio São Francisco durante o Cenozoico e a própria idade do baixo curso desse rio continental (HALFELD, 1860; MORAES REGO, 1945; AB’SABER 1956; CZAJKA, 1958; MABESOONE, 1994). Ainda hoje esse debate está aberto, aguardando novas informações. Em face disso, uma das linhas de investigação destes processos geológicos recai sobre o estudo pormenorizado da rede tributária do baixo São Francisco, como as análises morfométricas e morfoestruturais realizadas com maestria por Nascimento (2020).

Segundo Bonnet *et al.* (2000), enquanto relações empíricas foram traçadas entre tectônica, clima e processos superficiais em zonas de deformação ativa nas últimas décadas, ainda se tem um conhecimento restrito sobre o significado da topografia erodida e do papel da incisão fluvial nas regiões de escudo exposto. Há discussões sobre os mecanismos que são responsáveis por formar e manter superfícies de aplainamento nestes terrenos e os paradigmas modernos evocam controles tectônicos e isostáticos, com raio de alcance variado (GUILLOCHEAU *et al.* 2018; SACEK *et al.* 2019). Essa área enigmática que envolve a evolução dos *hinterlands* de baixa tem atraído cada vez mais o interesse da comunidade científica, especialmente no Nordeste do Brasil, onde se tem reafirmado o caráter poligênico e policíclico de superfícies de aplainamento (PEULVAST; CLAUDINO-SALES, 2005). Neste contexto, dois processos interatuantes se destacam: soerguimento Cenozoico e oscilações glacioeustáticas (*e.g.*, CORREIA FILHO *et al.*, 2021; ROSSETTI *et al.* 2013). A contribuição individual destes processos para a morfogênese das paisagens semiáridas do Nordeste do Brasil, mormente sobre a incisão da drenagem continental, ainda está em debate. Este estudo buscou compreender a relação eventos de rebaixamento do nível de base e o relevo do baixo curso do rio São Francisco, na Depressão Sertaneja Meridional.

HIPÓTESE

A hipótese que norteou este estudo é que um rebaixamento do nível de base, induzido por um soerguimento regional Cenozoico e por oscilações eustáticas, deu início a escavação do cânion do rio São Francisco sobre a Superfície Sertaneja Meridional. Este processo

desencadeou uma onda de incisão que está se propagando através da drenagem tributária, formando *knickpoints* que podem ser encontrados na paisagem moderna, assim como vales fluviais suspensos e gargantas. Porém, até agora, essa hipótese ainda não foi testada para além do vale do rio Capiá, um dos maiores do semiárido alagoano. A queda do nível de base é um dos processos mais comuns que atuam em conjunto com a rede fluvial e que promove grandes alterações em paisagens erosivas não-glaciais. É esperado, como os rios e encostas são sensíveis às alterações de nível de base, especialmente em regiões de escudo exposto, que esse tipo de perturbação gere um sinal transiente que se comunique com a rede de drenagem e encostas à montante, processo componente da mecânica natural dos rios de leito rochoso. Esta análise é uma ótima oportunidade para avaliar como uma paisagem erosiva não-glacial semiárida e aplainada, com baixa amplitude altimétrica e rochas expostas com diferentes graus de erodibilidade, se comporta em relação à queda do nível de base.

OBJETIVO GERAL

Identificar padrões morfométricos diagnósticos da ocorrência de controles generalizados de nível de base sobre a rede de drenagem tributária da margem esquerda do rio São Francisco na Depressão Sertaneja Meridional.

OBJETIVOS ESPECÍFICOS

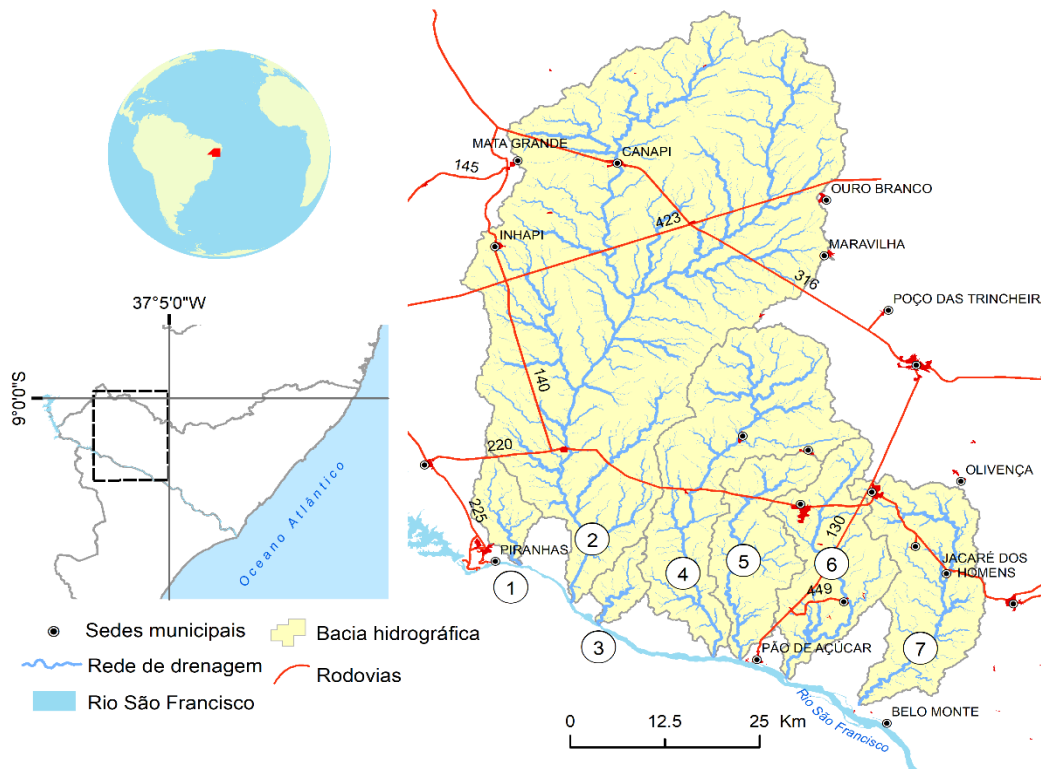
1. Analisar a ocorrência e a distribuição espacial de *knickpoints* ao longo dos cursos fluviais e verificar se sua distribuição segue algum tipo de padrão ou é randômica;
2. Avaliar a contribuição de eventos erosivos e controles estruturais na morfologia dos perfis longitudinais e na compartimentação da paisagem;
3. Investigar os padrões e a magnitude da dissecação fluvial e sua relação com o rejuvenescimento de pedimentos semiáridos;

2. DOMÍNIO DE ESTUDO

2.1 Localização

O domínio de estudo perfaz 3.935 km², abarca 7 bacias semiáridas do sertão de Alagoas e 20 municípios na região do cânion do baixo São Francisco (Fig. 1).

Figura 1 – Domínio de estudo.



Uma pequena parte das cabeceiras do rio Canapi, afluente do rio Capiá, bacia número 2, entretanto, localiza-se no sertão de Pernambuco (LIMA, 1992). As bacias têm dimensões areais que variam de 51 km² até 2.342 km², com canais de regime intermitente e efêmero que foram escolhidas pelos seguintes critérios: (1) apresentar rios de leito rochoso, (2) cobertura de mapeamento geológico de 1:50.000 próximo a confluência com o rio São Francisco e (3) características climáticas semelhantes (precipitação e temperatura). Vale frisar que o enfoque deste estudo foi o trecho da confluência entre o rio São Francisco e a rede tributária da margem esquerda no sertão de Alagoas. Essa região foi prospectada preliminarmente e foi indicada a presença de vales fluviais suspensos, especialmente no rio Capiá, que é um dos maiores do semiárido alagoano com 2.342 km² de área de drenagem. Os topônimos dessas bacias estão disponíveis nas bases de dados cartográficos. Em razão disso, resolveu-se, para fins práticos, numerá-las de 1 a 7, de montante para jusante. A bacia do rio Boa vista, número 1, localiza-se sobre o município de Piranhas e tem sua desembocadura a jusante do lago da Usina

Hidroelétrica de Xingó e a última bacia, localiza-se no município de Belo Monte, que dista 60 km de Piranhas. Em relação as vias de acesso, destacam-se as rodovias BR-316 e a AL-220 e AL-120, que ligam o agreste alagoano ao sertão. Abaixo segue o número, nome, área e elevação média das bacias (Tabela 1).

Tabela 1 – Identificação toponímica, área de drenagem e elevação média das bacias analisadas.

Número	Nome	Área [km²]	Elevação média [m]
1	Rio Boa Vista	78	215
2	Rio Capiá	2.342	333
3	Riacho do Bobó	51	183
4	Riacho Grande	560	268
5	Rio Boqueirão	241	219
6	Rio Farias	305	223
7	Rio Jacaré	362	168

2.2 Contexto litoestrutural

A área de estudo localiza-se na Subprovíncia Meridional ou Externa da Província Borborema, Domínio Pernambuco-Alagoas (PEAL), de acordo com a compartimentação de Hasui (2012) adaptada de Delgado *et al.* (2003) e Silva (2006). Segundo Van Schmus *et al.* (2011), esta subprovíncia é marcada pela colagem de fragmentos crustais, com idades que variam do Arqueano ao Neoproterozóico, cortados por profundas e extensas zonas de cisalhamento. A Província Borborema apresenta núcleos arqueanos, mas predominam litologias paleoproterozoicas que se encontram subjacentes a faixas metavulcanossedimentares e metassedimentares, que alojam principalmente granitos dos ciclos orogênicos Cariris Velhos (1,1 – 0,93 Ga) e Brasileiro (Pan-Africano) (0,75 – 0,54 Ga) (SANTOS; MEDEIROS, 1999), apesar do Cariris Velhos ser melhor descrito como um evento extensional (NEVES, 2003).

Para Granade *et al.* (2021), os fragmentos paleoproterozoicos da Província Borborema são filiados aos terrenos cratônicos que se desprenderam em episódios colisionais. Esses eventos teriam ocorrido durante a amalgamação de Gondwana por um processo termotectônico

conhecido como deccratonização. Durante a colisão do Cráton do São Francisco – Congo com a região sul da Província Borborema, houve o aquecimento da borda cratônica que desencadeou a deterioração da quilha litosférica de blocos que se tornaram errantes e se vincularam a crostas orogênicas adjacentes e hoje 65% da Província Borborema é constituída por rochas antigas e grande parte da Subprovíncia Meridional é formada pelo retrabalhamento dessas litologias durante o Neoproterozóico.

Delgado *et al.* (2003) afirma que o Domínio PEAL cobre a maior parte da Subprovíncia Meridional, sendo limitada a norte pelo lineamento Pernambuco e, a sul, por zonas de cisalhamento contracionais das faixas periféricas ao Cráton do São Francisco (*e.g.*, Faixa Sergipana e Riacho do Pontal). As rochas presentes nesse segmento são, em sua maioria, dos complexos Belém do São Francisco e Cabrobró. O Complexo Belém do São Francisco abriga ortognaisses, leucograníticos e tonalitos-granodioritos, com diferentes graus de metamorfismo, incluindo nesse conjunto partes de supracrustais. Já o Complexo Cabrobró reúne uma assembleia de sequências metassedimentares formadas por xistos, paragnaisses, metagrauvacas, quartizitos, mármore e associações metavulcanossedimentares. Tanto o complexo Cobrobró quanto o Belém do São Francisco são profusamente intrudidos por batólitos graníticos brasileiros, notavelmente ao longo de zonas de cisalhamento.

Este domínio foi designado provisoriamente por Brito Neves e Silva Filho (2019) como Superterreno Pernambuco-Alagoas. Nesta proposta, a área alvo do presente estudo localiza-se no Arco Magmático Águas Belas-Canindé (580 Ma.), produto de uma zona de subducção que remonta ao Ediacarano. Nessa área foi reportada a ocorrência de sienogranitos, granodioritos e monzogranitos que ocorrem cortando as encaixantes ortognáissicas e metatexitos. Depois do arrefecimento dos processos responsáveis pela orogênese Neoproterozóica na margem continental, sobreveio um longo período de relativa quiescência tectônica em que predominou o aplainamento (DELGADO *et al.* 2003). Essa quiescência foi interrompida no Mesozoico com a abertura do Atlântico e, em seguida, durante o Cenozoico com o *underplating* magmático da Borborema (MAIA; BEZERRA, 2020; CORRÊA *et al.* 2010; OLIVEIRA; MEDEIROS, 2012).

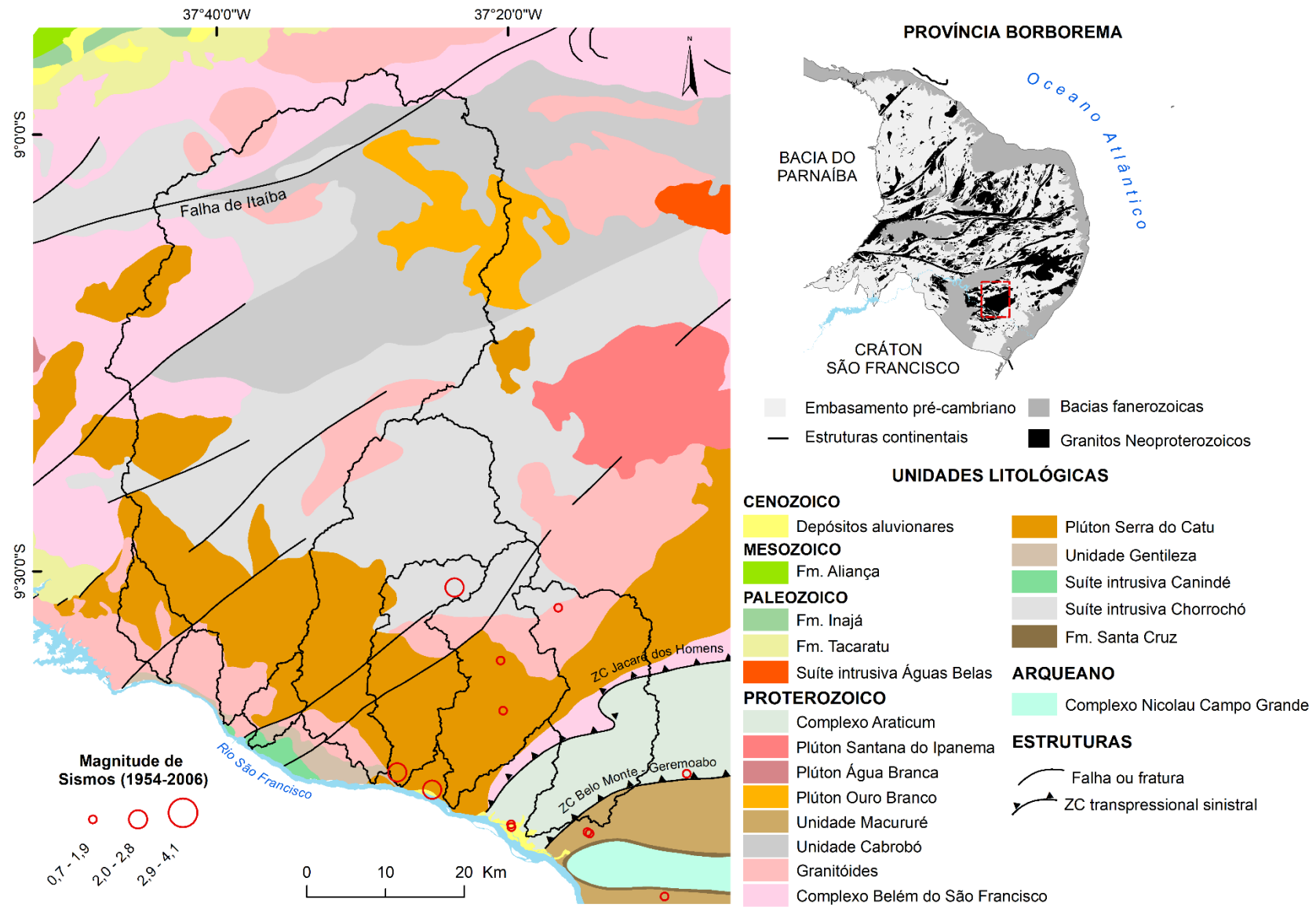
Na área das bacias hidrográficas analisadas (Fig. 2) destaca-se o Plúton Serra do Catu, que corresponde a uma intrusão Neoproterozóica de sentido NW-SE com fácies félsicas de quartzo monzonito a monzogranito e quartzo sienito, com contatos marcados por desníveis altimétricos (BRITO *et al.* 2009). Há uma pequena contribuição da suíte intrusiva Canindé e da Unidade Gentileza. No baixo curso das drenagens há afloramentos de rochas graníticas Proterozoicas. E na região oriental do domínio de estudo estão presentes rochas do Complexo Araticum que são formadas por rochas deformadas, como xistos, gnaisses, micaxistos,

metavulcanoclásticas e paragnaisses. Os depósitos aluvionares quaternários são escassos na área, registrando-se às margens do rio São Francisco. No alto e médio curso das bacias ocorrem exemplares da Suíte Intrusiva Chorrochó (metadiorito, metamonzonitos e ortognaisses).

As estruturas, tais como dobras e falhas, seguem predominantemente uma tendência NE-SW, com destaque para as Zonas de Cisalhamento transpressional sinistral Belo Monte – Jeremoabo e Jacaré dos Homens. Essas são as estruturas mais pronunciadas da região e formam o contato do Complexo Araticum com o Complexo Belém do São Francisco. Nessa mesma área afloram terrenos arqueanos representados pelo Complexo Nicolau – Campo Grande. Destaca-se também a presença de sismos de pequena magnitude na área, sendo a grande maioria concentrados na periferia imediata do cânion do rio São Francisco e variam de 0,7 até 2,8 graus na escala Richter (MOHO USP, 2021). O substrato do alto curso das bacias apresenta exposições em superfícies de rochas do Plúton Ouro Branco que é formado por rochas metamórficas de alto grau, como migmatitos e mármore.

Os dados geológicos apresentados anteriormente foram levantados pelo Serviço Geológico do Brasil no mapeamento da folha Aracaju (SC. 24-X) na escala de 1:500.000. Segundo Medeiros (2000), este produto é fruto do cruzamento de informações de campo, levantamentos aerogeofísicos, petrografia e articulações cartográficas de mapeamentos anteriores, notadamente aqueles em escala 1:250.000. Porém, para a análise mais precisa da relação entre o relevo e a litologia, utilizou-se a articulação das cartas Batalha, Canindé do São Francisco, Capim Grosso, Entremontes, Gararu, Poço Redondo, Porto da Folha, Santa Brígida e Serra dos Meirus, de 1:50.000, que cobre todo baixo curso das bacias analisadas (SILVA FILHO *et al.*, 1979), setor onde ocorrem vales suspensos. Esta base também foi utilizada por Nascimento (2020) em estudo geomorfológico nas bacias da vertente do São Francisco.

Figura 2 - Unidades litológicas inseridas na área de estudo e sismos compilados de 1954 até 2006.



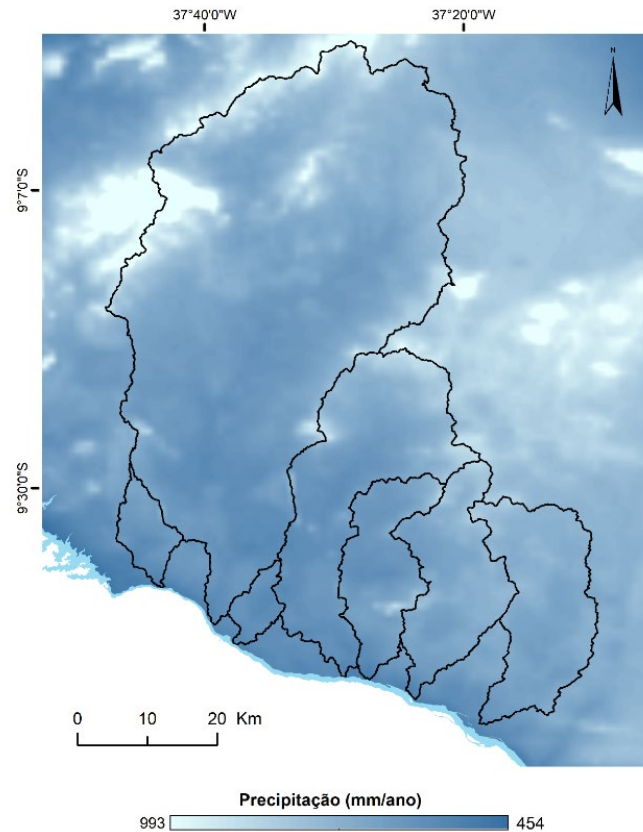
Adaptado de Medeiros (2000) e MOHO USP (2021).

2.3 Aspectos climáticos

As terras secas estão presente em $\frac{1}{3}$ da superfície terrestre, onde a evaporação potencial se iguala ou excede a taxa de precipitação acumulada (NICHOLSON, 2011; GOUDIE, 2013). O semiárido do Nordeste do Brasil é um dos únicos do planeta em baixas latitudes e perfaz oficialmente 974.752 km² (CORRÊA *et al.* 2019; REBOITA *et al.* 2016). A região é marcada pela atuação de ramos descendentes das células circulação de Walker e Hadley, que têm a maior contribuição na manutenção dos baixos totais pluviométricos por inibirem a atividade convectiva (AB'SABER, 2003; REBOITA *et al.* 2010). Em razão disso, o clima da região é severamente afetado pela atuação do El-Niño Oscilação Sul e pela posição da Zona de Convergência Intertropical (CAVALCANTI *et al.* 2009).

A área de estudo caracteriza-se pelo clima semiárido tropical, mesmo a menos de 150 km do Oceano Atlântico. Segundo Diniz e Souza (2019), o relevo do vale do baixo curso do rio São Francisco é um importante corredor que permite a penetração de ventos provenientes do Atlântico no interior continental. O domínio de estudo, ao contrário do que se verifica em outras partes do semiárido nordestino (*e.g.*, Remanso (BA), Januária (MG)), tem precipitação concentrada entre os meses de inverno (CORRÊA *et al.* 2019), semelhante à Fachada Atlântica. A precipitação é maior nas áreas mais alteadas das bacias e contrastam com as superfícies aplainadas adjacentes. A amplitude da precipitação média anual acumulada é de 539 mm (Fig. 3). Os dados são do projeto WorldClim 2.1 e possuem uma resolução de 30 segundos de arco ou cerca de 1 km² (FICK; HIJMANS, 2017).

Figura 3 - Distribuição espacial da precipitação nas bacias estudadas.

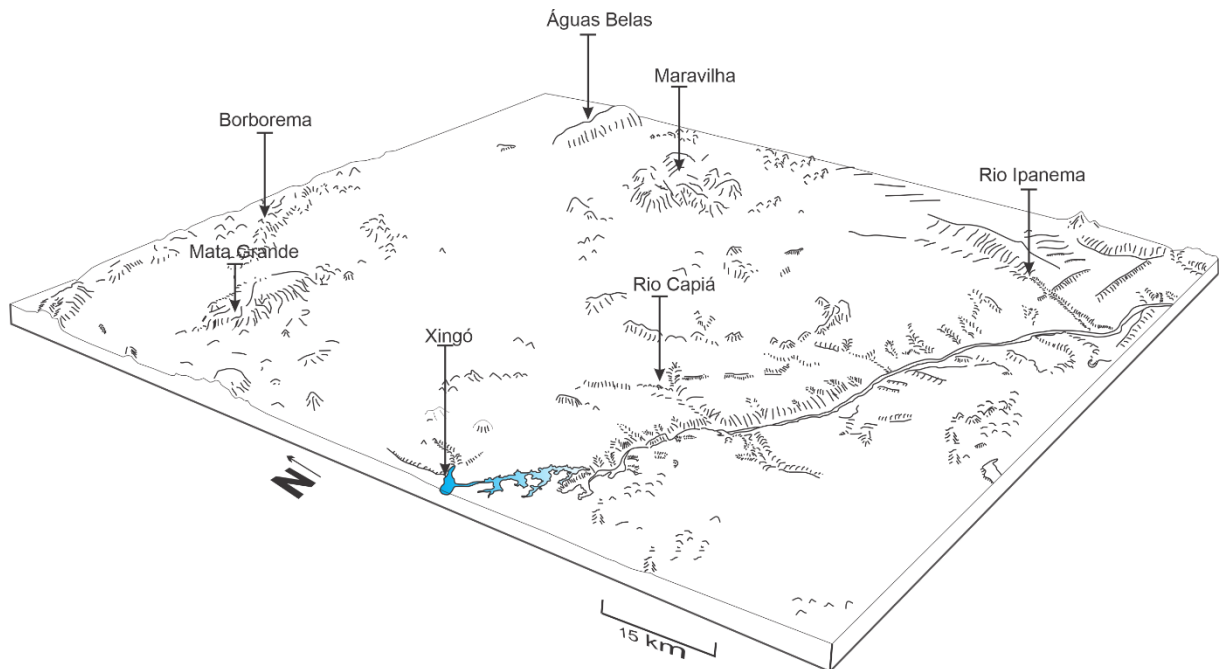


Adaptado do Projeto WorldClim 2.1 de Fick e Hijmans (2017).

2.4 Geomorfologia

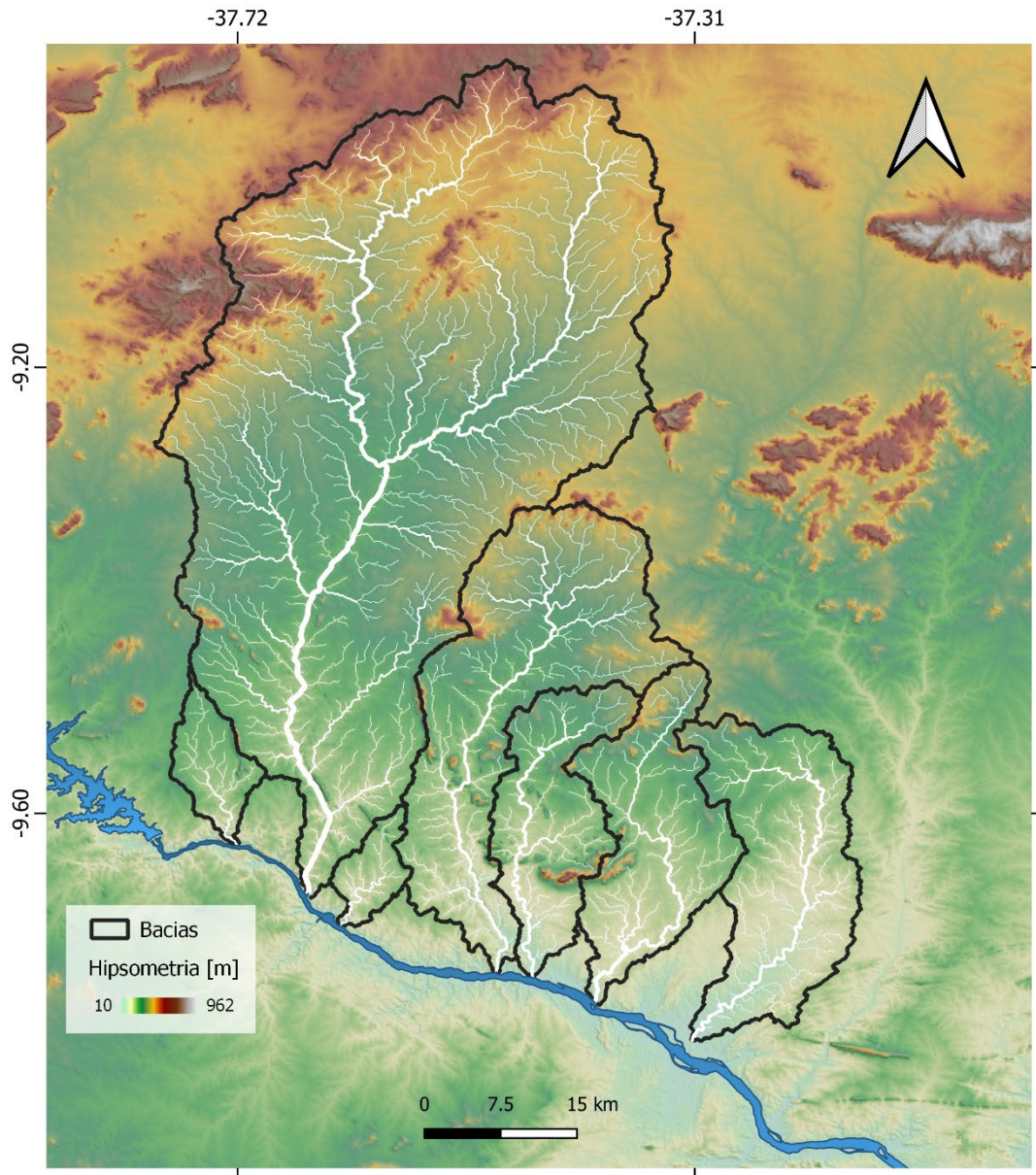
As bacias localizam-se entre o Planalto da Borborema e a Depressão ou Superfície Sertaneja. Contudo, a presença do Planalto da Borborema é restrita ao alto curso dos rios Capiá, Ipanema e Traipu (AB'SABER, 1956; 1969; CORRÊA, 2010). As bacias semiáridas da margem esquerda do São Francisco drenam planuras, onde se destacam relevos residuais alteados e enclaves úmidos, como o Brejo de Mata Grande (GOIS *et al.*, 2021). As bacias são estruturadas em níveis pedimentares separados por discontinuidades topográficas quase imperceptíveis, com caimento em direção ao fundo dos vales (Fig. 4). Essa superfície aplainada é estabelecida sobre rochas pré-cambrianas. No baixo curso, antes de desaguiarem no cânion do rio São Francisco, essas drenagens estão encaixadas em vales estreitos e profundos (Fig. 5), contrastando com a superfície aplainada que os cercam (LIMA, 1992). Na área de estudo a rede de drenagem tem padrão dentrítico e está orientada praticamente N-S e cortam estruturas NE-SW, sugerindo que a rede de drenagem está superimposta as estruturas em superfície.

Figura 4 - Relevo da área de estudo. Observa-se as vastas superfícies aplainadas, relevos residuais e, principalmente, o entrincheiramento dos vales próximos da confluência do rio São Francisco.



Os relevos presentes das bacias da área de estudo apresentam abundantes feições de denudação de rochas graníticas, como cristas alinhadas, inselbergs, maciços residuais, *tors*, *boulders* e caos de blocos. Esses relevos testificam a ação de saprolização e remoção de mantos de intemperismo por alternância bioclimática, balizada pelo controle de fraturamento, disjunção, fábrica, foliação e dentre outras características litoestruturais (MAIA et al. 2018). Os pedimentos semiáridos são cobertos por solos rasos com a presença de remanescentes de Caatinga. Em áreas de maior declividade, nem mesmo este manto raso é preservado, predominando a morfogênese física, como a queda de blocos. Essas encostas são atingidas pela precipitação que escoar e remove material desagregado, formando pavimentos detríticos. Processos semelhantes são encontrados em outros terrenos semiáridos no mundo, como no semiárido sul-africano (FAIR, 1948). Os canais são de leito rochoso e possuem regime intermitente e efêmero, onde a precipitação é logo convertida em escoamento direto, mas o fluxo pode ficar represado em bolsões de areia e em depressões, como marmitas, em lajedos.

Figura 5 – Hipsometria da área de estudos.



Para Ab'saber (1956) e Mabesoone (1994), esta região esteve capeada por coberturas sedimentares mesozoicas que foram removidas por ciclos de erosão diacrônicos. Entretanto, Jelinek *et al* (2014) sugere, por meio de evidências termocronológicas e análises de bacias *offshore*, que a margem continental nordestina não esteve inumada por essas supostas coberturas. Em vez disso, este aspecto que se observa no presente é fruto de um intenso aplainamento em condições bioclimáticas semelhantes as atuais e que se processaram sobre rochas do embasamento. Por isso, para Ab'saber (2003) esta é uma das poucas regiões onde o clima responsável pela morfogênese e compartimentação do relevo ainda está presente, com poucas

exceções. Soma-se a isso a ausência de estocagem de sequências Cenozoicas continentais, com exceção da Formação Serra dos Martins, que hoje se encontra a uma elevação entre 600 e 700 metros, uma forte evidência de inversão de relevo recente (*e.g.*, MORAIS NETO et al. 2008). Rand e Mabeoose (1982), através da análise da análise de bacias sedimentares, também sugeriram que a semiaridez no Nordeste remonta ao Cretáceo, com oscilações na intensidade e abrangência espacial. Na área de estudo, Turner *et al.* (2008) identificou dois grandes eventos de resfriamento; um no Albiano (110-100 Ma), relacionado a abertura do Atlântico e outro mais recente, Bartoniano-Tortoniano (40-10 Ma), cuja a está relacionada a mudanças no clima global. Ainda existem muitas questões científicas em aberto no semiárido nordestino.

3. SUPERFÍCIES DE EROSÃO INTRACONTINENTAIS

Para Guillocheau *et al.* (2018), a superfície emersa da Terra pode ser dividida em três grandes compartimentos topográficos principais, segundo o regime tectônico vigente e desprezando relevos vulcânicos: cinturões orogenéticos, ombros de *rift* e planaltos/planuras em regiões tectonicamente quiescentes, marcadas por vastas superfícies aplainadas. Esse último domínio, cobre mais de 2/3 das terras emersas, sobretudo nos rincões da África, Austrália, porções orientais da América do Sul e do Norte, Eurásia ao norte dos Alpes e a região sul e central da Índia. As planuras são do tipo deposicional em ambiente subsidente, *by-passing* (transporte) ou erosivas, marcadas por processos de soerguimento, enquanto que os planaltos são majoritariamente do tipo erosivo.

Superfícies de erosão ou de aplainamento são regiões suavemente onduladas que cortam indiscriminadamente estruturas geológicas subjacentes resultantes de processos denudacionais em longo prazo, com pouca ou nenhuma cobertura sedimentar (GODARD *et al.* 2001; GUILLOCHEAU *et al.* 2018; CORRÊA; MONTEIRO, 2021). Elas foram interpretadas, por várias décadas, como o estágio final de desenvolvimento do relevo continental (*e.g.*, DAVIS, 1899) e foram a base dos trabalhos seminais de Geomorfologia do Nordeste do Brasil (MAIA *et al.* 2010). As superfícies de erosão truncam rochas vulcânicas, sedimentares, plutônicas, metamórficas e podem apresentar ondulações de comprimento de onda que varia de dezenas a milhares de quilômetros, cobrindo áreas contíguas de até 10⁵ km² (GUILLOCHEAU *et al.* 2018; BESSIN *et al.* 2015). Segundo Orme (2013), existem vários tipos de superfície de erosão: peneplanos, pediplanos, etchplanos, superfícies de abrasão marinha e até mesmo crioplanos. Contudo, no presente estudo, apenas interessa as superfícies de erosão continentais não-glaciais.

3.1 A evolução do relevo intracontinental

Muitos avanços foram conduzidos pela Geomorfologia e disciplinas afins que, em consórcio, pavimentaram o caminho para interpretações que não teriam eclodido através das teorias clássicas de evolução do relevo, notadamente sobre a evolução de paisagens pós-orogênicas e seu contexto geodinâmico (PEIFER *et al.* 2021; BISHOP, 2007; PEULVAST; CLAUDINO-SALES, 2002; CORRÊA; MONTEIRO, 2021). Um dos primeiros paradigmas que passou por uma reformulação foi o da quiescência tectônica das margens passivas. Bezerra e Vita-Finzi (2000) documentaram atividade neotectônica na plataforma sul-americana

relacionada com *far-field stress* e tensões locais associadas a reativação de zonas de deformação que são abundantes, especialmente no Nordeste do Brasil.

Mesmo distante dos limites de placas tectônicas, os interiores dos continentes são afetados pela propagação de tensões causados pelo efeito combinado do espalhamento do fundo oceânico das dorsais e pela subducção de placas, como é o caso da plataforma sul-americana, com implicações diretas na reativação de estruturas herdadas (VAN RANST *et al.* 2020; COBBOLD *et al.* 2007; FONSECA *et al.* 2021). Ebinger e Belachew (2010) também trouxeram evidências que reformulam a concepção da suposta estabilidade e quiescência assumida quando se trata de margens passivas. Eles trouxeram evidências de magmatismo recente, tectônica rúptil e sismos na região do Mar Vermelho, sobre influência remota do contato das placas da África e Arábia. Nesse caso, esta atividade está vinculada a ascensão e aprisionamento de magma no interior da crosta adjacente.

Ainda dentro desta perspectiva, Blenkinsop e Moore (2013) afirmam que a evolução pós-*rift* de margens e interiores continentais é melhor representada por modelos que levam em conta tensões relacionadas aos processos de placa tectônica, condicionados às variações na reologia da litosfera e da crosta. Neste contexto, tem crescido o interesse pelos movimentos verticais da crosta e sua relação com os mecanismos que mantêm paisagens elevada ou deprimidas. Estudando as superfícies aplainadas nas cercanias do Planalto Tibetano, Yang *et al.* (2015) propuseram que elas poderiam se formar *in situ*, por mecanismos de deformação cisalhante e reorganização da rede de drenagem. Modificações na área de drenagem de cada rio, em um cenário de desequilíbrio, pode criar taxas de erosão contrastante, responsáveis por formar paisagens com baixa amplitude altimétrica acima do nível de base regional.

Cada vez mais, tem se buscado estabelecer uma relação entre movimentos verticais da crosta e sua influência determinante na evolução das margens passivas e interiores dos continentes. Nesse sentido, torna-se necessário rememorar alguns conceitos fundamentais, como o de isostasia flexural. Gilchrist e Summerfield (1991, p.555) definem isostasia como “o mecanismo através do qual a litosfera responde a cargas aplicadas a fim de alcançar o equilíbrio hidrostático”¹. Este mecanismo é de grande relevância, sobretudo em escala regional, para entender padrões de denudação em margens passivas e ativas (WHIPPLE, 2009). Ahnert (1970) reconheceu que a compensação isostática aumentaria a longevidade da topografia em longo prazo na ausência de soerguimento tectônico e a descreveu como uma função da taxa de

¹ “(...) the mechanism through which the lithosphere responds to applied loads in order to attain hydrostatic equilibrium.”

denudação. As diferenças entre densidade e espessura da crosta são também, em grande parte, responsáveis pelos ajustes isostáticos (SUMMERFIELD, 1991).

Whipple (2009) frisa que, em paisagens pós-orogênicas, como nos Apalaches, um modelo adequado para formalizar a resposta isostática é o *fixed-width system*. Esse modelo assume que a taxa de soerguimento, na ausência de erosão, pode ser descrita pelo produto entre o coeficiente de compensação isostática e o fluxo acrescionário em relação à largura do bloco crustal. Porém, não se pode ignorar a remoção de massa dirigida pelos processos superficiais, notadamente a erosão fluvial em leito rochoso. Depreende-se então que a erosão, em algum momento, pode se igualar ao quociente entre fluxo acrescionário e largura do bloco, estabelecendo o equilíbrio entre influxo de massa e efluxo denudacional no sistema, retomando, em retrospecto, a noção de equilíbrio dinâmico, com a estabilização da topografia e da espessura da crosta, em longo prazo. Ainda segundo este modelo, quem modula a taxa de ajuste isostático em superfície é a eficiência erosiva, relacionada ao sistema climático. Quanto mais úmido, menos provável de se estabelecer um equilíbrio.

Porém, sozinha, a resposta isostática não pode explicar o motivo pelo qual as superfícies aplainadas encontram-se em elevação distintas do nível de base geral e com vales fluviais incisivos (*e.g.*, GILCHRIST *et al.* 1994; SMALL; ANDERSON, 1998; MONTGOMERY, 1994). Apesar disso, segundo Fischer (2002), antigos orógenos tem raízes crustais profundas que podem ser denudadas por centenas de milhões de anos e permanecerem preservadas. Apesar de não existir um consenso sobre este tema, para Guillocheau *et al.* (2018), as planuras rochosas são resultado de movimentos epirogênicos de baixa amplitude e mergulho, podendo registrar deformações de centenas a milhares de quilômetros de comprimento de onda, com amplitude de dezenas a centenas de quilômetros que correspondem a mecanismos de deformação *buckling*, *boudinage* e deformações associadas à dinâmica do manto.

Segundo Corrêa e Monteiro (2021), *buckling* significa, em termos literais, empenamento da litosfera e sua atuação está associada à estresses compressivos que se propagam através dos limites de placas tectônicas. Esse tipo de mecanismo pode originar superfícies soerguidas ou rebaixadas (CLOETINGH; BUROV, 2011; CORRÊA; MONTEIRO, 2021). Por sua vez, *boudinage* é um tipo de deformação associada à esforços na base da litosfera (CLOETINGH; BUROV, 2011). Entretanto, Fossen (2016) alerta para que o uso deste termo não carrega seu sentido original, mais associado a escala de afloramento. Ainda de acordo com o autor mencionado anteriormente, *boudinage* de escala de centenas de quilômetros são caracterizados por encurtamento vertical e extensão lateral e estão presentes com maior representatividade em *rifts* continentais. Finalmente, processos endógenos de amplo raio, com

repercussão no geóide, têm sido denominados topografia dinâmica, desde Hager e Gurnis (1987) que afirmaram que a convecção do manto poderia criar deformações em superfície.

Globalmente, margens passivas são acompanhadas por grandes escarpamentos. Eles estão presentes na margem atlântica da América do Sul, no sul da África (*e.g.*, Montanhas Drakensburg e Grande Escarpamento), em Madagascar, no oeste da Índia (*e.g.*, Western Ghats), Grande Escarpamento no leste da Austrália e a escarpa do rift do Mar Vermelho (KOOI; BEAUMONT, 1994). Summerfield (1991) listou alguns dos processos mais importantes que atuam na manutenção do relevo em margens passivas no cenário pós-rift: soerguimento e subsidência tectônica, soerguimento associado a alívio de carga da crosta continental por denudação, retração da escarpa por erosão fluvial, flexura isostática por acomodação da pilha sedimentar na zona costeira, rotação e por fim as oscilações glacioeustáticas. A razão da persistência do relevo nestas regiões tem sido alvo de reflexões por várias décadas e estudos recentes tem apontado que o relevo das margens passivas caracterizadas ou não por grandes escarpamentos são resultado de processos recentes de soterramento e exumação e não uma herança direta do processo de rifteamento, como tradicionalmente foi proposto (JAPSEN *et al.* 2012; CALEGARI *et al.* 2021).

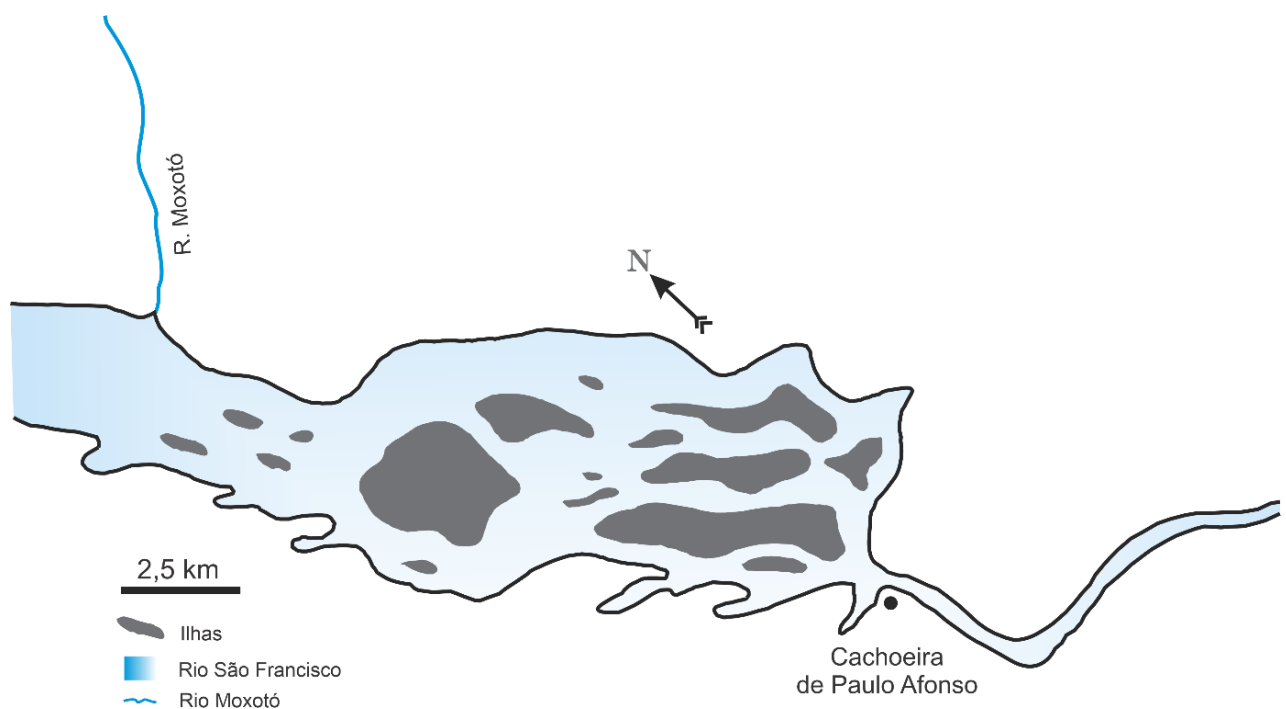
3.2 Superfície Sertaneja Meridional

A Superfície ou Depressão Sertaneja é uma região aplainada, com elevação média de 300 metros, que envolve o interior do Nordeste semiárido do Brasil, se elevando em direção aos terrenos planálticos adjacentes (CORRÊA *et al.*, 2019). Em sua porção meridional, trata-se de vários níveis pedimentares esculpidos em faixas de dobramento, rochas metassedimentares, suítes intrusivas e metamórficas pré-cambrianas, expostas em superfície por intensos processos erosivos associadas ao colapso de orógenos proterozoicos, marcando o interior de Alagoas, Sergipe, Bahia e Pernambuco. No baixo curso do rio São Francisco, que abarca o trecho de Paulo Afonso a Piaçabuçu, os pedimentos se inclinam em direção ao fundo dos vales fluviais, com controles estruturais insígnies. Porém, nada se compara à presença do cânion do rio São Francisco, com mais de 100 metros de desnível em alguns pontos, rompendo completamente a “monotonia” da Depressão Sertaneja. Esse aspecto chamou a atenção de Gardner (1849), que descreveu essa região como montanhosa, embora cercada de superfícies praticamente planas.

Anos depois, os registros minuciosos de Halfeld (1860), em relatório ao Brasil Imperial, desenharam uma relação ainda hoje não conclusiva entre a presença do cânion do São Francisco e as rupturas em seu perfil longitudinal, que está dividido em dois compartimentos completamente distintos: (1) trecho superior, médio e submédio, (2) trecho inferior. A principal quebra que define esses patamares distintos é a cachoeira de Paulo Afonso, na divisa entre

Bahia e Alagoas, que hoje abriga um complexo hidrelétrico de mesmo nome. A diferença entre a superfície e o fundo do vale neste ponto seria de 111 m aproximadamente ou 485 palmos, entalhado em rocha cristalinas e, a jusante, sobre o arenito Tacaratu. Interessante também que há nestes relatos uma sugestão do processo evolutivo responsável pelo aprofundamento do talvegue. Foi proposto que o poder da corrente, através do tempo geológico, poderia alargar o vale e criar “furnas” entalhadas em planos de descontinuidade litológicos. Há também a nota de que o rio encurtava significativamente sua largura neste setor.

Figura 6 – Croqui do padrão de canal do rio São Francisco na divisa entre Alagoas e a Bahia. Notar que o rio que apresentava padrão multicanal, passa abruptamente para retilíneo, com uma redução surpreendente da largura. Hoje a região ilustrada abaixo encontra-se imersa no lago do complexo hidroelétrico de Paulo Afonso.



Adaptado de Moraes Rego (1945).

Nesta perspectiva, Moraes Rego (1945) descreveu uma abrupta mudança no padrão do canal do rio São Francisco a partir da cachoeira de Paulo Afonso (Fig. 6). A partir daí o rio estreita seu vale e os rios de sua margem esquerda, com cabeceiras no Planalto da Borborema, são mais longos que os da margem direita. Neste setor da margem continental do Brasil “as serras interrompem-se para deixar o rio passar” (p.34). A ausência do escarpamento que acompanha as margens em setores onde irrompem grandes rios também ocorre em outros locais do mundo. No grande escarpamento do sul da África, a escarpa se ausenta na presença dos vales dos rios Orange e Limpopo (BLENKINSOP; MOORE, 2013). Possivelmente essa ausência de um escarpamento pronunciado marque um bloco com um estilo particular de evolução geológica, pouco afetado

por grandes arqueamentos regionais pós-*rift*, como o que atingiu o Planalto da Borborema. Segundo Thomas (1995), os padrões de relevo destas áreas devem refletir a interação entre taxas de soerguimento, denudação e intemperismo dos últimos 100-150 Ma.

Novamente, em Moraes Rego (1945) encontra-se a sugestão de que o cânion do São Francisco teria se encaixado em descontinuidades pré-existentes, tais como falhas, assim como intuiu Halfeld (1860). Em contrapartida, adicionou a contribuição de epirogênese e descartou a influência de variações eustáticas. As superfícies aplainadas, nesta perspectiva, seriam pediplanos soerguidos. Um dos primeiros registros da ideia de aplainamento generalizado nesta região também é atribuído a Moraes Rego (1945). Para ele, essas regiões hoje deprimidas, teriam sido cobertas por sedimentação cretácea, aplainadas em fase de epirogênese e sedimentação periférica. A ideia de que o baixo São Francisco é a região mais nova da bacia também nasceu destes escritos. Por exemplo, comparando o registro sedimentar de diferentes rios como o Itapicuru e o Vaza-Barris é dito que “a ausência de depósitos pliocênicos no trecho do vale entre Juazeiro e a cachoeira de Paulo Afonso (...) sugere fortemente não ter sido formado o baixo S. Francisco antes desta época” (p.84). Ele também propôs uma paleoconexão entre estes rios, que se transformou em uma hipótese repetida e modificada por muitos outros autores nas décadas seguintes e que até hoje é um grande enigma.

Ab'saber (1956), de maneira análoga a Moraes Rego (1945), interpretou a morfogênese da Depressão Sertaneja Meridional como o produto de ciclos de aplainamento. Assim, durante o Paleógeno, em condições de clima úmido, processos de intemperismo teriam atuado aprofundando os mantos de alteração que teriam sido removidos durante o Plioceno, com o estabelecimento das condições bioclimáticas semiáridas. Essas condições teriam favorecido o endorreísmo e o aplainamento. E, da mesma maneira que seus antecessores, ele atinou que as depressões semiáridas haviam sido inumadas por sedimentos triássicos e cretáceos. Como esses relevos ocorrem sempre na periferia de planaltos sedimentares e maciços antigos rejuvenescidos, sua origem foi associada à circundesnudação. Sedimentos terrígenos, lacustinos e até mesmos marinhos teriam coberto o dorso da Borborema e os planaltos sedimentares individualizados foram tomados como evidência deste processo.

Essa cobertura teria sido removida em resposta a pulsos de soerguimento pós-cretáceos, responsáveis em grande monta pela conformação da topografia em escala regional. A incisão fluvial teria, por sua vez, denudado o continente até que o escudo cristalino aflorasse em superfície, formado sequências terrígenas nos arredores. E percorrendo o interior do Nordeste, nos idos de 1956, na companhia dos notáveis geógrafos Mário Larcerra de Melo, Hilton Sette, Gilberto Osório e Manuel Correia, Ab'saber (1956) escreveu “de Palmeiras dos Índios até as

ladeiras das chapadas de Taracatú, estendem-se (...) áreas deprimidas e baixas, correspondentes à depressão periférica elaborada na porção meridional da Borborema” (p. 4). Neste sentido, foram feitas também correlações entre topos concordantes e paleosuperfícies de erosão, ressaltando mais uma vez a epigenia recente como principal mecanismo de erosão. Posteriormente, relações de campo, análise do registro sedimentar e evidências paleontológicas permitiram concluir que os ciclos de aplainamento condizentes com a morfogênese das depressões semiáridas se deram em um clima semelhante ao atual (AB’SABER, 1969).

Freitas (1951) descreve o baixo São Francisco e seu cânion como sendo o produto de um afundamento tectônico, pela sugestiva conformação linear do vale. Também foi tomado como evidência a inflexão abrupta do curso do São Francisco para o Atlântico. Ele divide a bacia em dois grandes blocos: NNE e ESE. O primeiro estaria delimitado pelo alto, médio e submédio, com direção NNE. O segundo, com direção ESSE teria início com sua inflexão na altura de Cabrobró em Pernambuco e seria marcado pela inflexão ou cotovelo do São Francisco que inflete para o Atlântico. A cachoeira de Paulo Afonso seria então o patamar que marcaria esses dois setores distintos. E ainda diz mais “provavelmente a drenagem atual resulta da captura do médio São Francisco pelo trecho inferior; anteriormente, no Cenozóico inferior ou mesmo no Cretáceo, a drenagem se faria diretamente para NNE na bacia do Parnaíba” (1951, p. 208). Então isso demonstra que as ideias de Moraes Rego (1945) começaram a ser modificadas em ganhar espaço dentro dos intérpretes da Geomorfologia do Nordeste.

Willy Czajka (1958) também fez considerações sobre a Depressão Sertaneja Meridional do baixo São Francisco, destacando que este compartimento seria classificado em relação ao entorno e não em termos absolutos (*e.g.*, abaixo do nível do mar) para evitar confusões. Parcimoniosamente, ele afirmava que seria necessário reunir um maior número de evidências até chegar à conclusão do papel da tectônica no baixo São Francisco, mesmo deixando claro seu interesse pelo tema e pela contribuição das linhas de falha para a dissecação do relevo aplainado. Pelo mesmo motivo, também se resguardou de coadunar com a ideia do paleocurso do São Francisco ter sido orientado para norte, mas deixou evidente que processos tectônicos seriam corresponsáveis por isso. Com toda cautela, ele teorizou que falhas, transversais a depressão, poderiam ter sido reativadas, criando uma soleira que teria migrado à montante mais de 50 km, estando hoje na cachoeira de Paulo Afonso. Esse aprofundamento do vale do São Francisco, em resposta à epirogênese, teria imposto um novo nível de base ao qual as drenagens tributárias se ajustaram incidindo sobre os leitos.

Além de Willy Czajka (1958), outro pesquisador alemão deu contribuições científicas importantes ao entendimento da paisagem do baixo São Francisco. Grabert (1968) propôs que

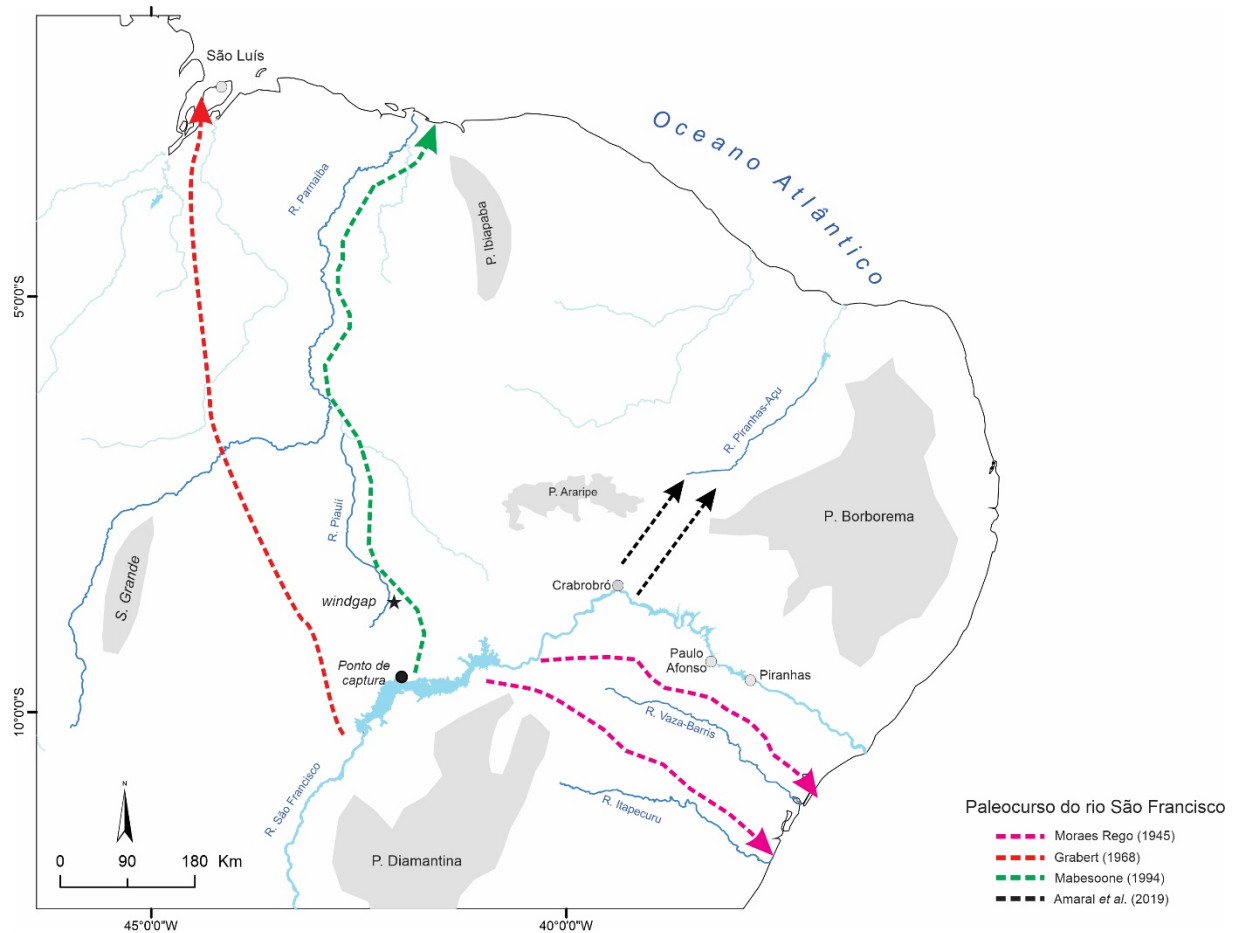
o rio São Francisco desaguava no Atlântico equatorial, onde hoje é a foz do rio Mearim, em São Luís do Maranhão. Vale ressaltar que este nível de base foi estabelecido primeiro do que o trecho oriental do Atlântico onde ele desagua atual, mais ao sul. Em sua interpretação, concluiu que as inflexões dos rios que hoje drenam para o litoral ocorreram em função do processo de *rifteamento* do continente Gondwana, que culminou com abertura do Atlântico durante o Cretáceo. Com a reativação da plataforma em decorrência deste processo, blocos foram soerguidos interrompendo o curso para norte do São Francisco que defletiu para leste em busca do nível de base recém estabelecido. O canal teve que perpassar, para isso, uma soleira estrutural alçada que, funcionalmente, era também um divisor de um canal de menor ordem que drenava o que hoje é seu baixo curso. Isso implica que provavelmente um lago teria sido formado a montante de Paulo Afonso, até que o São Francisco cruzasse o divisor, liberando um grande volume de águas no salto hidráulico. Porém, os níveis de erosão mais notáveis, segundo o autor, teriam se estabelecido no Quaternário, em condições regressão marinha, que confere um maior poder erosivo para a drenagem continental.

Muitos dos pressupostos que foram sustentados pelos autores citados anteriormente ganharam notoriedade e foram replicados nas décadas seguintes. Mabesoone (1994) destacou que o rio São Francisco teria seu curso orientado para norte até o Pleistoceno Tardio a Médio. A reativação de estruturas herdadas do embasamento no *hinterland* nordestino, responsável por arqueamento de direção oeste da bacia sedimentar do Parnaíba, teria interrompido o curso fluvial, dando origem a sua inflexão. Isso garantiria que o baixo curso do São Francisco seria a região mais recente a ser integrada a rede hidrográfica. Isso seria também responsável pelo grande contraste entre o arquivo sedimentar que é abundante no alto, médio e submédio e escasso no baixo curso. Então é proposto que o rio São Francisco mantinha uma conexão com rio Piauí e o autor enumera uma série de fatos para corroborar esta hipótese.

Ele reportou a presença de um vale seco ou *windgap* entre os divisores dos rios São Francisco e Parnaíba. E destaca que a composição mineralógica dos materiais cascalhosos deste *windgap* eram idênticas aos encontrados ao longo do vale do rio São Francisco. O soerguimento das *cuestas* da Ibiapaba e Serra Grande, teriam represado o antigo curso do rio para norte, impedindo sua conexão com o Parnaíba e sua foz no Atlântico equatorial e formando um lago entre Remanso e Petrolina, no sertão da Bahia. Essa deposição teria formado os calcários de água doce da Formação Caatinga. Atualmente, sabe-se que o processo responsável por formar esses calcários que se distribuem pelo norte da Bahia estão relacionados a pedogênese em ambiente vadoso, palustre e semiárido, com idades mínimas entre 1,3 a 2,6 Ma baseadas em taxas de incisão do rio Salitre (AULER, 1999).

Mabesoone (1994) deu um lugar de relevância para as variações glacioeustáticas, ligando o entalhe dos vales na Depressão Sertaneja às flutuações do nível do mar. Esta fase mais recente de incisão foi denominada por ele e por King (1957) de Ciclo Paraguaçu, descrito como a fase atual de erosão dos vales fluviais. Enquanto isso, Potter (1997) indicou que o vale do alto e médio rio São Francisco remonta ao Cretáceo e que a depressão onde se instalou foi reativada várias vezes. A Figura 7 mostra um croqui que resume as diferentes visões sobre o paleocurso do São Francisco.

Figura 7 – Croqui das visões concorrentes sobre o paleocurso do rio São Francisco.



Em seguida, acrescentando várias contribuições ao entendimento da evolução da paisagem do baixo São Francisco, Ab'saber (1997) argumentou que o principal motivo que levou o São Francisco a mudar seu curso foi o soerguimento de bacias sedimentares mesozoicas. Ele também descreveu terraços arenosos e estreitos, com largura variada, nos flancos do cânion do São Francisco, até 15 m acima do canal moderno do rio, na altura de Xingó, no município de Piranhas, Alagoas. Ele reportou a existência de registros arqueológicos nos terraços, como ossadas, fragmentos cerâmicos e líticos de tribos indígenas que habitavam o semiárido nordestino, datando de aproximadamente 9 mil anos AP. Em suas observações, ele

concluiu que a escavação do cânion do baixo São Francisco teria ocorrido durante os últimos 3 Ma, durante duas ou três fases de aprofundamento do talvegue, síncronas às deformações verticais que alçaram a depressão que o cerca por todos os lados. Esses presumidos pulsos de soerguimento foram responsáveis por criar o que a literatura hoje chama de *strath* ou terraços rochosos (e.g., MERRITTS *et al.* 1994; SCHANZ *et al.* 2018). Este soerguimento teria sido de origem flexural, com amplo raio, que afetou toda a Depressão Sertaneja Meridional.

O tema da mudança de rumo do rio São Francisco veio à tona várias vezes nos últimos 20 anos e segue como um dos grandes problemas da evolução da paisagem na Depressão Sertaneja Meridional e da plataforma sul-americana. Curiosamente, esta grande interrogação não foi tratada por geomorfólogos, como aconteceu no século XX. As contribuições mais recentes à compreensão deste tema intrigante vêm de biólogos e geólogos, sobretudo. Por exemplo, Karner e Driscoll (1999) destacaram o papel dos sistemas de drenagem para a oferta de clásticos para as bacias *offshore* e *onshore* da costa do Nordeste e frisaram o processo de reorganização da rede fluvial (e.g., capturas, avulsões) para a evolução da paisagem da margem continental. Analisando a cronoestratigrafia da bacia de Sergipe-Alagoas, situada próximo a foz do rio São Francisco, e Mundaú, onde desagua o rio Parnaíba, foi verificado que a oferta de clastos para a bacia sedimentar Mundaú foi dramaticamente reduzida a partir do Eoceno médio, em detrimento da bacia Sergipe-Alagoas. Somado a isso, houve no mesmo período a incisão do cânion no talude continental próximo da foz atual do São Francisco e também o aumento da frequência de turbiditos na bacia Sergipe-Alagoas. Isso sugere que o rio São Francisco mudou seu curso N-S e defletiu para o Atlântico ou suas cabeceiras piratearam águas da bacia do Parnaíba. O ponto de captura e a identificação do *windgap* identificados por Mabesoone (1994) são reportados novamente por Karner e Driscoll (1999).

Recentemente uma série de estudos das ciências biológicas tem tomado esta hipótese como norteadora para entender processos de especiação e variações fenotípicas. Nascimento *et al.* (2013) colocou à prova a contribuição do rio São Francisco como barreira ao fluxo gênico para a diversificação de espécies de pequenos mamíferos roedores. Em outra perspectiva, dessa vez da paleontologia, Amaral *et al.* (2019, p.8) escreveu “quando o curso atual do rio São Francisco é observado, mostra claramente que ele foi capturado na região de Cabrobó”² que concorda com a ideia de Mabesoone (1994) e vários outros autores anteriormente citados de que o baixo São Francisco teria sido a última região a ser integrada à bacia do rio São Francisco. Bruschi *et al.* (2019) estudaram o papel da mudança de curso do São Francisco, assumindo que

² “when the current São Francisco drainage is observed, it is seems clear that the São Francisco River was captured in the Cabrobó region” Amaral *et al.* (2019, p.8).

ela teria ocorrido entre o Plioceno e o Pleistoceno, sobre espécies de rãs arborícolas com linhagem divergente que refletem o papel do rio no processo de isolamento geográfico e especiação. Esta hipótese foi aceita por Werneck *et al.* (2015), estudando a difusão de espécies de lagartos da Caatinga. O deslocamento da calha do São Francisco durante o pleistoceno também é assumido por Coutinho-Abreu *et al.* (2008) em estudo da filogenia de insetos. O cruzamento da topografia fluvial e a evolução das espécies é uma fronteira do conhecimento científico que tem sido explorada a largos passos dentro da Geomorfologia (GALLEN *et al.*, 2018; LYONS *et al.*, 2020).

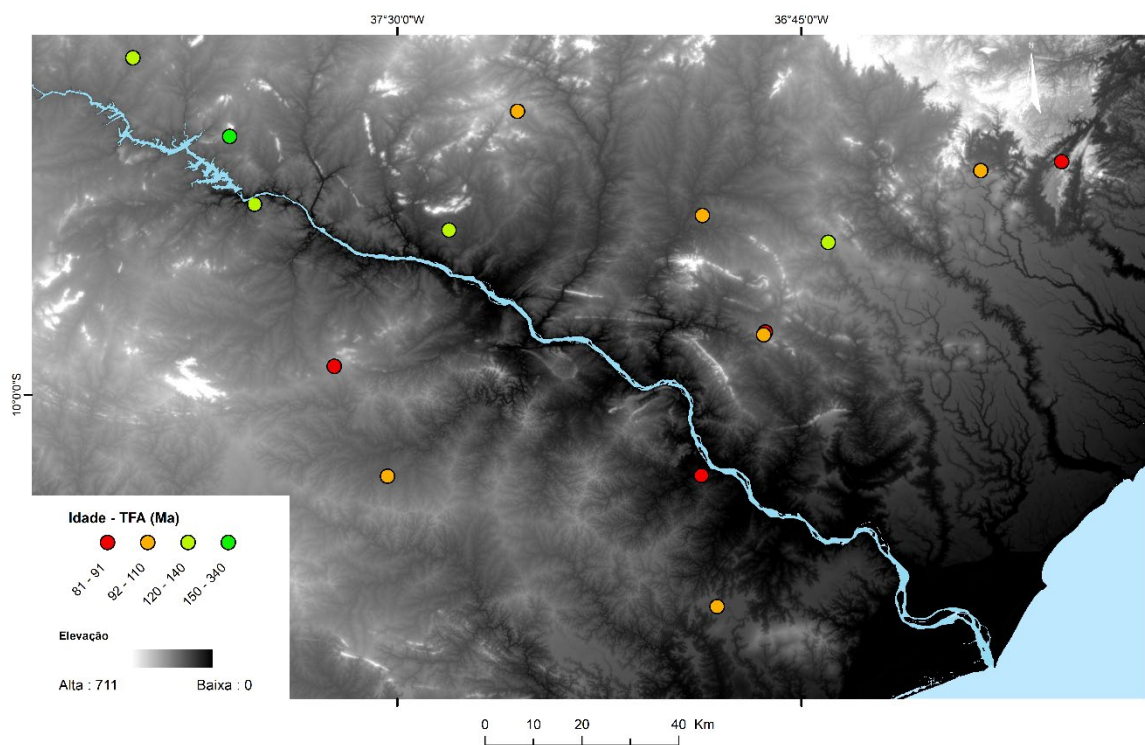
Diante de tantas alternativas apresentadas, é preciso ter parcimônia para colocar algumas restrições a partir de conhecimentos já estabelecidos. Não é razoável pressupor que a mudança de curso do rio São Francisco tenha ocorrido durante o Quaternário. As evidências estratigráficas apresentadas por Karner e Driscoll (1999) permitem, até o momento, concluir que eventos de captura mais importantes remontam ao Eoceno, coincidindo com o aumento da oferta de clastos a bacia Sergipe-Alagoas. Essa restrição cronológica está de acordo com Peulvast e Bértand (2021), por exemplo. Assim, ainda não é possível afirmar que o baixo curso da bacia tenha sido integralizado ao resto do sistema de drenagem no Eoceno, porque ele pode ter sido estabelecido anteriormente e ter um traçado diferente do atual. Em relação aos depósitos fluviais no *widgap* dos divisores do rio Piauí, é muito mais prudente sugerir que eles estejam ligados geneticamente a eventos recentes de pirataria fluvial. Porém, mecanismos e circunstâncias que ocasionaram tais eventos ainda é um problema científico.

A incorporação de técnicas de análise cronoestratigráfica, sísmica, geofísica e termocronológica, ligadas primariamente à prospecção de hidrocarbonetos, reescreveu o entendimento da evolução de longo prazo da Depressão Sertaneja Meridional, especialmente seu desenvolvimento nos limites do Mesozoico e o Cenozoico (*e.g.*, TURNER *et al.* 2008; JALINEK *et al.* 2014; JAPSEN *et al.* 2012). Os resultados obtidos a partir dessas técnicas, notadamente as informações de termocronologia de baixa temperatura, trouxeram o entendimento que blocos crustais seguiram caminhos evolutivos diferentes de evolução pós-*rift*, ao contrário do que postulava as teorias clássicas de superfície de aplainamento (CORRÊA; MONTEIRO, 2021). Porém, Gunnel (2000) afirma que os dados de traço de fissão em apatita (TFA) têm uma resolução temporal que permite investigar a evolução de orógenos e margens passivas inteiras, mas não é adequado para o entendimento de eventos mais recentes, como os do Quaternário. Por isso, uma abordagem multi-*proxy* é importante para compreensão da história das paisagens.

Aplicando a técnica de TFA, Turner *et al.* (2008) encontraram dois episódios de resfriamento na Depressão Sertaneja Meridional no Baixo São Francisco: 100 Ma (Albiano) e 40-10 Ma (Batorniano – Tortoniano), com mais de 2,5 km de crosta erodida neste intervalo. As

discordâncias correspondentes no registro cronoestratigráfico da bacia sedimentar Sergipe-Alagoas, são associadas à abertura do Atlântico e à passagem da plataforma sul-americana por anomalias térmicas do manto e, por último, à fase de sedimentação pós-rift (*drift* ou deriva), relacionadas a uma redução do nível do mar, rebote isostático da plataforma continental e aumento da sedimentação na bacia sedimentar periférica, durante o Eoceno ao Oligoceno (45-35 Ma). Essa redução do nível mar durante o período veio a reboque de mudanças no clima e nos padrões de circulação oceânica. Porém, as interpretações desta natureza são controversas, já que regressões marinhas podem vir em respostas a controles regionais, como a topografia dinâmica e tectônica (*e.g.*, ROSSETTI *et al.* 2013). Um compilado das idades de TFA para o baixo São Francisco pode ser visto na Figura 8.

Figura 8 – Dados de idade de TFA (Ma). Esses dados foram compilados de Japsen *et al.* (2012), Jelinek *et al.* (2014) e Turner *et al.* (2008). Cada ponto demonstra a idade do último episódio de resfriamento crustal que representa um evento de soerguimento/denudação. Nesta região foram reportados a erosão de colunas de mais de 2,5 km de crosta nos últimos 90 Ma. Note que a idade de TFA fica cada vez mais velha em direção ao *hinterland* e mais jovem em direção ao Atlântico, um padrão típico de margens rifteadas.



Os estudos termocronológicos e cronoestratigráficos indicam que as paisagens deprimidas que circundam o Planalto da Borborema ganharam seu aspecto atual ao longo do Cenozoico. Porém, ao contrário do que ocorre com a Depressão Sertaneja Setentrional, que o último episódio de resfriamento deu início há 20 Ma, ao sul ele compreende o intervalo de 40

a 10 Ma (TURNER *et al.* 2008; MORAIS-NETO *et al.*, 2009), reafirmando a evolução particular de diferentes blocos crustais. No que se refere às variações eustáticas, não se tem um consenso de como elas se processaram e quais foram seus impactos na plataforma nordestina, mas dados globais indicam que nos últimos 70 Ma o nível do mar tem seguido uma tendência de redução, com ciclos de regressão e transgressão (HAQ *et al.*, 1987; HAQ; AL-QAHTANI, 2005; MILLER *et al.* 2005). Segundo Rossetti *et al.* (2013), na margem atlântica do Brasil, transgressões marinhas miocênicas, associadas a controles tectônicos locais, foram responsáveis por depositar a Formação Barreiras, que tinha sido interpretada como de origem terrígena e correlata a superfícies de aplainamento do Plioceno (*e.g.*, MABESOONE, 1994).

As concepções teóricas classificas da evolução das margens e interiores continentais se mantiveram presentes como via alternativa de interpretação o relevo do Nordeste do Brasil nos últimos anos, mas não há um consenso da validade destas interpretações. Japsen *et al.* (2012), assim como Peulvast *et al.* (2008), identificaram duas superfícies de aplainamento bem delineadas no contexto nordestino: uma entre 0 a 300 m e uma segunda entre 750 a 1100 m, denominadas, respectivamente, como Sertaneja e Sul-Americana, interpretadas como antigos pediplanos soerguidos. A Superfície Sertaneja seria também a mais jovem, datando do Mioceno. Enquanto isso, Bonow *et al.* (2009) acredita que a incisão dos rios sobre a Depressão Sertaneja foi desencadeada pelo soerguimento pós-*rift* da superfície mais elevada, correspondendo, no baixo São Francisco, aos níveis do Planalto da Borborema. Contrapondo estas interpretações, através de modelagem térmica e dados de TFA, Jelinek *et al.* (2014) concluiu que a Depressão Sertaneja Meridional do baixo São Francisco tem histórico de resfriamento diferente daquela que é encontrada no interior da Bahia e que isso não corresponde às expectativas teóricas das teorias de aplainamento continental. A essas visões concorrentes se soma Sacek *et al.* (2019) que aponta a isostasia flexural e a erosão diferencial como os principais fatores da evolução da paisagem das áreas deprimidas em torno dos planaltos nordestinos.

Em síntese, estudos que incorporaram técnicas de termocronologia de baixa de temperatura e análise cronoestratigráfica das bacias marginais deram um novo fôlego às perguntas que ainda hoje estão aguardando alguma resposta, como a evolução do baixo São Francisco, um setor completamente insólito dessa bacia de drenagem continental. Os estudos clássicos e até alguns estudos recentes sugerem que o baixo São Francisco foi a última região a ser integralizada a rede de drenagem. Os estudos das ciências biológicas comumente associam mudanças no curso do rio São Francisco a um período de amplificação da biodiversidade de espécies da Caatinga. Porém, estes dados não se conectam com os estudos mais recentes no campo das geociências, principalmente porque evidências das bacias sedimentares costeiras

sugerem que a possível inflexão do São Francisco seja tão antiga quanto a abertura do Atlântico e que é mais provável que grandes capturas fluviais tenham ocorrido na altura do Eoceno, diante do exposto. O trabalho mais recente desenvolvido no âmbito da Geomorfologia do Baixo São Francisco é de Nascimento (2020) e já antecipa muitos encaminhamentos como o controle das estruturas herdadas do embasamento sobre a morfologia dos perfis longitudinais e do relevo de modo geral, que também será avaliado neste estudo.

3.3 Controles do nível de base

Rios são condutos otimizados de fluxo e, portanto, são extremamente sensíveis a alterações de natureza climática, como mudanças nas taxas de precipitação e oscilações eustáticas e tectônicas, como basculamento e soerguimento tectônico. Além disso, a própria dinâmica interna dos sistemas fluviais, como os processos de captura e exumação de litologias por erosão do leito, pode desencadear respostas complexas no sentido de neutralizar ou amplificar perturbações (*e. g.*, SCHEINGROSS *et al.*, 2020). Em rios rochosos, o processo de ajuste mais importante e generalizado é a propagação de sinal de perturbação a montante, mormente a incisão do canal e o aumento do ângulo de inclinação das encostas (CROSBY; WHIPPLE, 2006). A presença desse processo foi documentada em diferentes contextos, como regiões cratônicas, zonas de soerguimento ativo e flexural e até em outros planetas do sistema solar, como Marte (*e.g.*, DURAN *et al.* 2019; CASTILLO *et al.* 2013).

O baixo São Francisco conta com um arquivo sedimentar rico que registra a evolução geológica da margem atlântica desde o rift até as oscilações eustáticas quaternárias. Mesmo assim, traçar restrições morfoestratigráficas ainda é um desafio. Um dos eventos mais importante que definiu o nível de base geral para a drenagem continental do baixo São Francisco foi a separação do que hoje é o Nordeste do Brasil de sua porção conjugada do Oeste da África durante o Cretáceo Inferior (TURNER *et al.* 2008). E como se sabe hoje, pelo menos o traçado do vale de grandes rios de *plateau* na América do Sul, como o São Francisco e o Paraná, remontam a fragmentação de Gondwana (POTTER, 1997). Por isso, Karner e Driscoll (1999) destacam o papel da sedimentação dirigida por sistemas fluviais na fase *drift* da evolução das bacias marginais do Nordeste do Brasil, destacando as oscilações de nível de base ocasionados por grandes capturas, como a proposta para o rio São Francisco no Eoceno.

Depois da separação da placa da América do Sul e da África durante o Cretáceo, na Província Borborema um soerguimento Cenozoico é amplamente sugerido, especialmente entre o Mioceno e o Plioceno, sendo o responsável pela manutenção da topografia planáltica bordejada pelas depressões semiáridas. O baixo São Francisco tem um episódio de erosão/soerguimento

bem documentado entre o Eoceno e o Mioceno (TURNER *et al.* 2008). Esse episódio não é apenas reportado para essa região. Ao norte do São Francisco, esse evento também foi identificado por dados termocronológicos (MORAIS NETO *et al.* 2009). O mecanismo responsável por gerar a epirogênese pós-*rift* da Borborema ainda é discutido, mas a maioria das explicações envolve a interação entre topografia e a dinâmica do manto superior. Isso inclui a passagem da placa por uma pluma mantélica, domeamento térmico induzido por anomalias do manto em níveis crustais rasos, erosão da base da litosfera por convecção de pequena escala (Edge-Driven Convection), *underplating* magmático e até uma herança direta do ciclo tafrogênico mesozoico que formou a margem atlântica (TRIBALDOS *et al.* 2017).

O nível do mar também é um controle fundamental do nível de base e isso não pode ser negligenciado, especialmente quando se trata de uma rede fluvial com exutório no Oceano Atlântico. Contudo, a relação entre vagas erosivas e oscilações eustáticas é mais consistente em regiões com sedimentação abundante e em plataformas marinhas com perfil batimétrico pronunciado (SNYDER *et al.* 2002). Além disso, em grandes rios da plataforma sul-americana as oscilações eustáticas são consideradas rápidas demais para criar vagas erosivas capazes de modelar as principais rupturas nos perfis longitudinais de rios como o São Francisco, Paraná, Tocantins, Orinoco, Magdalena e o grande Amazonas (TRIBALDOS *et al.* 2017). Ao que se sabe hoje, a partir de análises multi-proxy, existe uma tendência de redução global do nível do mar desde o Cretáceo, com ciclos de transgressão e regressão marinha (MILLER *et al.* 2005).

Esses dados também permitem verificar que atualmente o nível médio do mar está aproximadamente 200 metros abaixo que durante Eoceno. Porém, esse registro é mais refinado do Mioceno ao recente. Por exemplo, Ribeiro *et al.* (2020) mapeou coberturas do Eoceno-Oligoceno no cânion submarino do São Francisco, enquanto Rangel e Dominguez *et al.* (2019) analisaram terraços da transição Pleistoceno-Holoceno no baixo topográfico da região deltaica do São Francisco. Campos *et al.* (2019) investigou as taxas de sedimentação nos últimos 70 mil anos na foz do São Francisco e encontrou dois grandes pulsos recentes, um entre 60 e 70 mil anos e outro entre 15 e 40 mil anos. O conjunto desses estudos sugerem variações expressivas nas taxas de sedimentação recentes, na história do rebaixamento do nível de base geral e apontam para uma complexa sequência evolutiva do baixo São Francisco. Ainda é questionável se eventos episódicos e cíclicos como esses tenham alguma participação no modelado das rupturas nos perfis longitudinais de rios com dimensão continentais.

4. RIOS DE LEITO ROCHOSO

4.1 O que são e onde ocorrem

Segundo Tinkler e Wohl (1998), rios rochosos são aqueles que rochas afloram no leito ou nas margens pela metade de sua extensão. Nesta definição, substrato quer dizer rocha maciça ou sedimento coeso que capeia a calha e que produz uma resposta mecânica à erosão fluvial semelhante às rochas. Esses trechos podem ser cobertos por uma camada delgada de aluvião, amplamente remobilizada durante os períodos de cheia. Desta forma, a conformação do substrato subjacente influencia dramaticamente a estrutura de fluxo e o transporte de sedimentos. Em uma outra perspectiva, Whipple (2004) afirma que rios rochosos apresentam uma cobertura descontínua de aluvião e a restrição física que permite sua ocorrência na natureza é que sua capacidade de transporte ultrapassa o fluxo de carga de fundo em longo termo, uma condição que é conhecida na literatura como *detachment-limited*.

Estas classificações, apesar de úteis, apresentam algumas fragilidades expostas por Turowski *et al.* (2008) que propuseram classificar todo rio com afloramento rochoso e de cascalho como “rios mistos rochosos-aluvionares”. Ele ressalta que rios de leito rochoso podem exibir uma cobertura aluvionar que cobre completamente o leito, ficando a rocha exposta restrita ao talvegue do vale e que o limite proposto em considerar um rio rochoso onde metade do curso fluvial apresenta afloramentos é arbitrária. Para se afastar das confusões terminológicas, neste estudo, rios com afloramento rochoso no leito e na margem serão doravante chamados de leito rochoso, concordante com as propostas de Tinkler e Wohl (1998) e Whipple (2004), mesmo sem garantir, pela ausência de estudos em maior detalhe no domínio de estudo, que em longo termo a capacidade de transporte exceda o fluxo de carga de fundo ou que exista uma proporção fixa de afloramentos por mais da metade da extensão dos rios.

Esta condição foi introduzida por Gilbert (1877), quando deduziu que para um rio incidir ativamente sobre seu leito, sua capacidade de transporte deveria ser necessariamente maior do que o suprimento de sedimentos ofertados ao canal. Massong e Montgomery (2000), contudo, concluíram que haveria uma declividade crítica do canal que separaria canais aluviais de canais rochosos. A mesma definição pode ser encontrada em Howard (1994), que afirmou que um rio não-aluvial ocorre onde o fluxo de carga de fundo é menor que a capacidade de transporte e a capacidade de erosão aumenta proporcionalmente com a tensão de cisalhamento no leito. A ocorrência dessa tipologia de rios é supostamente rara (*e.g.*, WHIPPLE, 2004; WHIPPLE *et al.* 2013). Contudo, existem vários exemplos de sua ocorrência nos terrenos semiárido e úmidos do Nordeste do Brasil, onde rios rochosos, considerando a definição de Tinkler e Wohl (1998),

são praticamente ubíquos (*e. g.*, BARROS, 2018; BARROS *et al.* 2017; NASCIMENTO, 2020; MONTEIRO *et al.*, 2014).

Rios de leito rochoso são os principais agentes de transformação das paisagens erosivas não-glaciais (HOWARD, 1994) e são comuns em bacias de drenagem declivosas de regiões montanhosas, com soerguimento ativo (WHIPPLE *et al.* 2000). Eles são responsáveis por definir o nível de base para todo sistema de vertentes a montante, comunicando o sinal de perturbações bioclimáticas, eustáticas e tectônicas para as paisagens (WHIPPLE *et al.* 2000; WHIPPLE, 2004; PEIFER *et al.* 2021; BEESON; MCCOY, 2020; WHIPPLE; TUCKER, 1999). Segundo Lima (2010), os estudos sobre estes rios eram incipientes no Brasil, apesar de sua ampla distribuição. Até o final do século passado, Tinkler e Wohl (1998) apontam que havia um grande vazio na produção científica sobre esses rios na América do Sul, África e maior parte da Ásia. Contudo, como foi indicado, estes sistemas têm atraído cada vez mais atenção, mas ainda existem muitas questões em aberto, principalmente no que se refere à mecânica dos processos de erosão por trás de seu funcionamento natural (BAYNES *et al.* 2020).

4.2 Processos erosivos

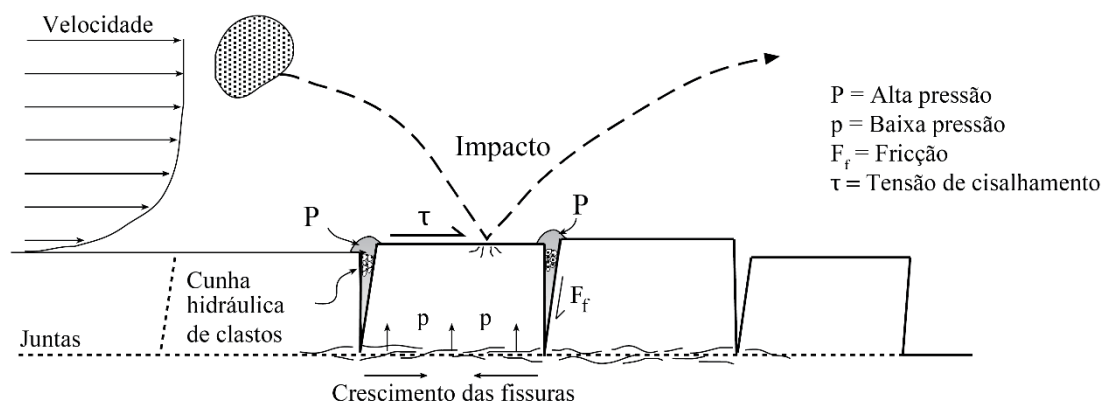
A incisão de rios de leito rochoso não é bem compreendida, principalmente porque os processos físicos que comandam cada um dos mecanismos de erosão são diferentes e sua importância relativa varia em função das propriedades do substrato, como orientação e dimensão de juntas e fraturas do leito, como demonstrou Wohl (2008) em rios que fluem sobre granitos e gnaisses pré-cambrianos no Colorado Front Range, Estados Unidos. Os processos erosivos que atuam sobre o leito rochoso são: *plucking*, abrasão (por carga suspensa e de fundo) e cavitação. Adicionalmente, os processos de intemperismo físico e químico também são fatores importantes no desgaste do leito rochoso. Compreender esses processos é fundamental para o continuum espaço-temporal da análise de perfis longitudinais e suas repercussões sobre o relevo (WOHL; IKEDA, 1998). Abaixo reuniu-se tópicos sobre esses mecanismos segundo Whipple *et al.* (2000) e referências complementares mais recentes.

Ainda não se tem uma palavra em português para erosão por *plucking*, mas Flores *et al.* (2018) se refere a esse processo como “arrancamento” e aceitou-se essa tradução. O arrancamento ocorre onde o leito é fraturado em escala métrica a sub-métrica e combina a erosão fluvial com os processos de intemperismo físico e químico que tem a ação facilitada pela presença de planos de fraqueza pré-existentes. Ele diz respeito à remoção e transporte de fragmentos do leito, semelhante ao que ocorre na base de geleiras, mas obviamente muito menos eficiente do ponto de vista energético. É válido ressaltar que, nesse caso, os rios são

capazes de remobilizar fragmentos já desprendidos do leito e, no processo de transporte, desprender novos (HANCOCK et al. 1998; MILLER; CLUER, 1998; CHATANANTAVET; PARKER, 2009).

Segundo Whipple *et al.* (2000), para que ocorra o arrancamento (Fig. 9) são fatores importantes: (1) intemperismo físico e químico nos planos de fraqueza do leito, (2) impacto de seixos, areia e cascalho contra o leito (cunha hidráulica e força de arrasto), tensão de cisalhamento basal, ampliação de fraturas por estresses diferenciais decorrentes desses impactos (saltação) e também pela flexão do leito com alterações de pressão em fluxos turbulentos. Contudo, como bem colocado por Sklar e Dietrich (1998), os processos erosivos no leito rochoso podem ser inibidos pela presença de cobertura aluvial. Neste sentido, os sedimentos têm um papel dual que podem ser ferramentas de desgaste do leito, mas em outras situações podem protegê-lo da incisão. Scott e Wohl (2018) reafirmam o papel da densidade de fraturamento do leito para atuação do arrancamento e acrescentam que este processo é mais eficiente que a abrasão.

Figura 9 – Esquematização das forças envolvidas no arranque de fragmentos rochosos do leito rochoso.



Retirado de Whipple *et al.* (2000).

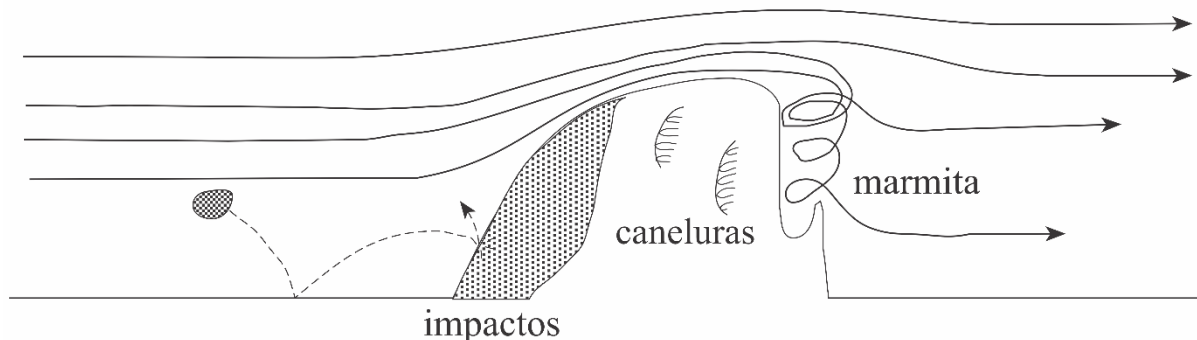
Onde o substrato rochoso é maciço, os processos de desgaste dominantes são a abrasão, tanto pelo fluxo de carga suspensa quanto por carga de fundo. Assim como o arrancamento, este processo não se limita ao ambiente fluvial, pois também existe abrasão eólica, como Whipple *et al.* (2000) fazem questão de rememorar, por um único motivo. Entende-se que o ar difere da água, essencialmente, por sua densidade e viscosidade, então os avanços alcançados pelos estudos de abrasão eólica se correlacionam também com a abrasão fluvial. Desta forma, Anderson (1986) descobriu que quando a erosão é causada pelo impacto de partículas sobre

uma superfície rochosa (ϵ_a), a deflação era proporcional ao fluxo de energia cinética destas colisões e formalizou para este processo erosivo a seguinte equação:

$$\dot{\epsilon}_a = \frac{S_a q_{ke}}{\rho_r}$$

Onde q_{ke} diz respeito ao fluxo instantâneo de energia cinética para uma superfície perpendicular ao vento ou ao fluxo de água, ρ_r é a densidade do substrato rochoso e S_a é a suscetibilidade da superfície ser atingida pelos impactos. Segundo como Whipple et al. (2000), Anderson (1986) trouxe outras contribuições importantes. Por exemplo, ele propôs que partículas com maior momento de inércia, seriam logo lançadas de volta ao leito, atingindo o lado mais exposto de protuberâncias (Fig. 10). Partículas com tamanho intermediário tendem a ultrapassar irregularidades no leito fluvial, atingindo a região de sotavento, onde são formados vórtices hidráulicos, enquanto que partículas finas tem sua trajetória pouco afetada. Enquanto que a abrasão eólica concentra-se na face montante de protuberâncias, em rios de leito rochoso os processos erosivos são mais eficientes justamente a jusante, onde ocorrem ressaltos, como *knickpoints* e marmitas, feições típicas encontradas nos rios do semiárido do Brasil.

Figura 10 – Impactos em protuberância do leito devido a saltação e suspensão da carga de sedimentos. Observe que a jusante de protuberâncias existe um aumento da atividade erosiva pela criação de vórtices hidráulicos.



Retirado de Whipple et al. (2000).

A cavitação é um problema comum que atinge obras de engenharia, como em vertedouros de barragens. Trata-se do colapso de bolhas de vapor envoltas em fluídos que criam ondas de choque e microjatos, submetendo as superfícies a um intenso nível de estresse. Do ponto de vista físico, este processo é uma ruptura de um líquido, em temperatura constante, pela diminuição da pressão. A ação repetida e intermitente desse mecanismo gera danos graves as estruturas de concreto (BRENNEN, 1995). Entretanto, em ambientes naturais, as evidências de sua atuação ainda não controversas. Carling *et al.* (2017) demonstrou, através de ensaios

experimentais em *flumes*, que para a faixa de velocidade que ocorre naturalmente em rios ($< 3 - 16 \text{ m}^3/\text{s}$), não há uma contribuição significativa da erosão por cavitação. Segundo Whipple *et al.* (2000) poucos estudos citam a contribuição desse processo e, ao que tudo indica, ele pode ocorrer em canais rochosos altamente declivoso, com alta velocidade e fluxo supercrítico.

4.3 Stream Power Incision Model (SPIM)

Os rios ocupam uma pequena parte das passagens erosivas, mas concentram a maior parte da energia e do transporte de sedimentos. Segundo Lague (2014), várias abordagens para quantificar a incisão em leito rochoso pelas torrentes foram propostas, mas a que vigorou e foi mais difundida foi o *Stream Power Incision Model* (SPIM), onde a taxa de incisão do canal depende da declividade normalizada pela área de drenagem a montante. Esse modelo tornou-se o padrão para análise de perfis longitudinais desde os anos 2000 (PEIFER *et al.* 2020). Demonstração das bases físicas dos pressupostos que alicerçam este modelo podem ser encontrados em Snyder *et al.* (2000) e Whipple e Tucker (1999). Aqui, utilizaremos como fonte das informações abaixo a dedução de Snyder *et al.* (2000) e referências complementares.

O primeiro postulado estabelecido pelo modelo é que, em condições *detachment-limited*, a taxa de erosão fluvial (E), em termos de volume por unidade de área do leito canal por tempo, é uma função potencial da tensão de cisalhamento junto a calha fluvial (τ_b):

$$E = k_b \tau_b^a \quad \text{Eq. 1}$$

O intercepto k_b é um coeficiente dimensional positivo e constante que depende do processo erosivo dominante, resistência das rochas expostas no leito e carga de sedimentos, enquanto que o expoente a é positivo e constante que varia de 1 até 5/2 (WHIPPLE *et al.* 2000), sendo esse último valor associado à predominância de abrasão (SNYDER *et al.* 2000). Assim como k_b , depende do tipo de processo erosivo dominante (*e.g.*, *plucking* e abrasão). Obviamente, existe uma tensão de cisalhamento crítica abaixo do qual não há remoção de fragmentos do leito fluvial que está implícita na Eq. 1 (WHIPPLE *et al.* 2000). Considerando o princípio universal da conservação de massa e do *momentum*, a tensão de cisalhamento é:

$$\tau_b = \rho C_f^{\frac{1}{3}} \left[\frac{gSQ}{W} \right]^{\frac{2}{3}} \quad \text{Eq. 2}$$

Na Eq. 2, ρ simboliza a densidade da água, C_f representa um coeficiente de fricção adimensional, g é a aceleração da gravidade, S é a declividade do canal (diferença de elevação

em um alcance ou dz/dx), Q é a vazão representativa – baixa magnitude, alta frequência segundo Wolaman e Miller (1960) – e W é a largura do canal associada à vazão Q . Assume-se que a área de drenagem à montante é um proxy para a vazão, ao invés do comprimento do canal, como propôs Hack (1957), por causa das limitações em se extrair essa variável a partir da tecnologia disponível na época. Desta forma:

$$Q = k_q A^c \quad \text{Eq. 3}$$

Onde k_q é um coeficiente dimensional, A indica a área de drenagem, c é um expoente que descreve a taxa com que a vazão aumenta em uma bacia hidrográfica. Esta é uma relação clássica da Geometria Hidráulica de Leopold e Maddock (1953). Em estudos em tributários do rio Missisipi, Hadadin (2017) encontrou valores de c de 0,4 até 0,6. Ridenour e Giardino (1991) investigaram relações hidráulicas de canais semiáridos de regime perene e intermitente, mas infelizmente não computaram o expoente c . Desta forma, nem sempre c é ligeiramente menor que 1, como assumido convenientemente por Pazzaglia *et al.* (1998). Segundo Snyder *et al.* (2000), este pressuposto é mais adequado para pequenas bacias declivosas. Para a largura do canal especificada na Eq. 2, combinada a Eq. 3, assumindo novamente que a área de drenagem a montante é um *proxy* confiável para vazão, temos:

$$W = k_w Q^b = k_w k_q^b A^{bc} \quad \text{Eq. 4}$$

Na Eq. 4 k_w é um coeficiente dimensional e b é um expoente positivo. Ridenour e Giardino (1991) encontraram um expoente b que varia de 0,09 até 0,39 nos Great Plains e no Novo México, em clima semiárido, em riachos com regime intermitentes, nos Estados Unidos. É recomendável que, para confrontar o modelo com a realidade da área de estudo, antes da aplicação, que se faça uma parametrização, calculando k_w , k_q , b e c . Contudo, poucas áreas dispõem de estações fluviométricas, especialmente em rios semiáridos intermitentes e efêmeros. O levantamento então acaba dependendo de levantamentos em campo, como os que foram executados por Snyder *et al.* (2000). Feito essa ressalva, pode-se chegar até a equação do *stream power model incision* na sua forma tradicional (HOWARD; KERBY, 1983):

$$E = KA^m S^n \quad \text{Eq. 5}$$

Onde E representa a erosão, K simboliza um coeficiente de eficiência erosiva fluvial ou coeficiente de advecção e m e n são constantes. Pode-se perceber que a Eq. 5 é fruto da combinação das equações 1 até 4. O primeiro passo é fazer a substituição de cada termo por seu equivalente e depois executar a resolução analítica, desprezando o coeficiente de atrito:

$$E = k_b \left(\rho C_f^{\frac{1}{3}} \left[\frac{g S k_q A^c}{k_w k_q^b A^{bc}} \right]^{\frac{2}{3}} \right)^a \quad \text{Eq. 6}$$

$$E = k_b k_w^{-2a/3} \rho^a g^{2a/3} k_q^{(1-b)2a/3} S^{2a/3} A^{(1-b)(2ac/3)} \quad \text{Eq. 7}$$

$$K = k_b k_q^{(1-b)2a/3} k_w^{-2a/3} \rho^a g^{2a/3} \quad \text{Eq. 8}$$

$$m = (1 - b)(2ac/3) \quad \text{Eq. 9}$$

$$n = 2a/3 \quad \text{Eq. 10}$$

$$m/n = c(1 - b) \quad \text{Eq. 11}$$

Aqui pode-se ter ideia dos princípios físicos por trás da proposta do SPIM. Em primeiro lugar, nota-se que o coeficiente de erosão K abriga variáveis que dependem da geometria hidráulica dos canais que por sua vez respondem ao clima predominante. Assim, alterações bioclimáticas, impactarão diretamente no coeficiente de erodibilidade. Outro controle importante diluído em K é a resistência à erosão fluvial oferecida pelas rochas em contato com o leito (PEIFER *et al.* 2021). Percebe-se também que o expoente n (Eq. 10) relaciona-se diretamente com τ_b , ditando sua taxa de variação. O expoente m também está ligado τ_b , mas, além disso, sofre influência da geometria hidráulica dos canais de escoamento. Estes expoentes são ligados com processos de transporte (KIRKBY, 1971). A razão entre m e n é referida na literatura como índice de concavidade (*e.g.*, SNYDER *et al.* 2000), uma propriedade indissociável dos perfis longitudinais que serão discutidos ao longo desta análise.

Todo modelo é uma representação idealizada da realidade, como advertiu Christofletti (1999). Tendo isso em mente é válido trazer as considerações de Lague (2014) sobre as limitações do SPIM padrão. O modelo negligencia como a variação na largura dos canais impacta nas taxas de erosão, o papel da carga de sedimentos para a erosão fluvial e a contribuição da dinâmica estocástica de inundações em longo termo. Pela versão exposta na Eq. 5, muitas variáveis ficam implícitas, então a interpretação dos resultados do modelo exige uma grande variedade de dados para discussão e validação independente, como informações detalhadas de geologia e hidrologia da bacia de drenagem. Venditti *et al.* (2020) ressaltam que o SPIM consegue um bom desempenho nos trabalhos que consideram a escala da bacia, mas tem aplicação limitada em escala de alcance que é mais sujeita às contingências. Convém lembrar ainda que Lague (2014) aponta para necessidade da incorporação de eventos

estocásticos na formulação do SPIM e relações mais consistentes entre declividade, largura e vazão dos canais.

4.4 Perfil longitudinal

4.4.1 Estado de equilíbrio

Estabelecer um tipo ideal de perfil longitudinal é proveitoso para vários tipos de aplicações, mas uma das mais utilizadas na Geomorfologia é a identificação dos desvios desse estado teórico, principalmente em paisagens pós-orogênicas (PEIFER *et al.* 2021; GALLEN *et al.* 2018; MONTEIRO; CORRÊA, 2020). O estado de equilíbrio ou quase-equilíbrio já foi reportado em sistemas fluviais de leito rochoso, porém os exemplares são de regiões com tectônica ativa (PERRON; ROYDEN, 2013; SNYDER *et al.* 2000). Como já foi discutido, essa noção perpassa quase todo escopo teórico e metodológico utilizado nesta pesquisa e tem base no princípio da autorregulação, pressupondo que os rios de leito rochoso se movem incessantemente para compensar a taxa de soerguimento, erodindo seu leito e margem. Novamente, utilizou-se as deduções do estado de equilíbrio presente em SNYDER *et al.* (2000), acrescentando também considerações de Perron e Royden (2013). Assim, a taxa de variação de elevação (dz) em função do tempo (dt) em determinado ponto do perfil longitudinal (Eq. 12):

$$\frac{dz}{dt} = U - E \quad \text{Eq.12}$$

Na Eq.12 o termo E foi derivado a partir da Eq.5 até a Eq. 11 e U simboliza a taxa de soerguimento. Esta equação é um desdobramento teórico que resume o princípio da conservação de massas aplicado à evolução da paisagem. Assim, como em uma paisagem equilibrada, em escala regional e a em longo prazo, as taxas de soerguimento se equiparam às taxas de erosão fluvial, tornando o balanço igual a zero ($dz/dt = 0$). Agora substituindo a Eq.5 na Eq.12, pode-se resolver a equação para a declividade (S) da seguinte maneira:

$$\frac{dz}{dt} = U - KA^m S^n \quad \text{Eq.13}$$

$$KA^m S^n = U \quad \text{Eq.14}$$

$$S^n = \frac{U}{KA^m} \quad \text{Eq.15}$$

$$S^n = \frac{U}{K} A^{-m} \quad \text{Eq.16}$$

$$(S^n)^{1/n} = \left(\left(\frac{U}{K} \right) A^{-m} \right)^{1/n} \quad \text{Eq.17}$$

$$S = \left(\frac{U}{K} \right)^{1/n} A^{-m/n} \quad \text{Eq.18}$$

$$K_s = \left(\frac{U}{K} \right)^{1/n} \therefore \theta = -m/n \quad \text{Eq.19}$$

$$S = K_s A^{-\theta} \quad \text{Eq.20}$$

A Eq.20 formaliza a relação conhecida como Lei de Flint (1974) que, como visto, pode ser deduzida partindo da premissa de que um perfil longitudinal de um rio de leito rochoso, em estado de equilíbrio, apresenta um decréscimo monotônico de declividade à jusante. Na prática, rios em equilíbrio seguem uma relação entre declividade e área de drenagem que pode ser descrita por uma única concavidade em um espaço *log x log*. Segundo Wobus et al. (2006), há uma relação consistente entre declividade e área de drenagem e o estado de equilíbrio é marcado por um perfil longitudinal em uma morfologia côncava, sem a presença de rupturas. Na Eq.19 e Eq.20, K_s é conhecido como Índice de Declividade e depende da razão entre a taxa de soerguimento (U) e o coeficiente de eficiência erosiva (K). Se o expoente n for igual à unidade, pode-se inferir que o quociente U/K é direto. Caso n seja diferente da unidade, esta relação é ponderada pelos processos erosivos predominantes. Então espera-se que em áreas com maior K_s , tenham também um U maior ou um K baixo.

A tentativa de linearizar os perfis de equilíbrio não é uma tarefa fácil, mas foi perseguida com afinco dentro das pesquisas morfométricas. Hack (1957) propôs linearizar perfis de equilíbrio por meio da relação entre a declividade e extensão de trechos fluviais. Mas nenhuma proposta vigorou por tanto tempo como a derivação de K_s ou sua versão com uma concavidade de referência K_{sn} através de Modelos Digitais de Elevação (MDE) (WHIPPLE; TUCKER, 1999; PEIFER *et al.* 2020). Mais recentemente, as descobertas de Perron e Royden (2013) apresentaram uma outra técnica que já se tornou padrão para análise do estado de equilíbrio de rios de leito rochoso, ficando conhecido como *método integral*. Nesta última abordagem, normaliza-se a declividade do canal pela área de drenagem sem, no entanto, derivar a declividade diretamente do MDE. Desde que se adote uma concavidade de referência adequada para a rede fluvial, tributários e rio principal colapsam em uma linha reta na dispersão entre elevação e declividade normalizada pela área. A formalização algébrica envolvida nesta proposta é apresentada na metodologia deste estudo.

4.4.2 Estado transiente

A existência de um perfil de referência é a chave para encontrar anomalias que são geralmente representadas por *knickpoints*, ou seja, uma mudança abrupta na declividade do canal (e.g., MONTEIRO; CORRÊA, 2020; NASCIMENTO, 2020; WHIPPLE; TUCKER, 1999). Como teoricamente os rios se ajustam para alcançar o equilíbrio entre erosão e soerguimento, perturbações neste balanço conduziriam o perfil ao estado de transiência, onde o sistema fluvial dispende energia para reestabelecer o equilíbrio. Esta implicação está calcada na noção de tempo de resposta do sistema, isto é, o tempo necessário para que o rio retome o estado de equilíbrio (SNYDER *et al.* 2000; HOWARD, 1994; KIRBY; WHIPPLE, 2012). Precisar esta grandeza temporal ainda é um desafio para a Geomorfologia. Contudo, pressupõe-se que, em rios de leito rochoso, esse tempo varia de centenas de milhares a milhões de anos. Para Whipple e Tucker (1999), este tempo é independente da escala espacial da bacia, para as topologias mais comuns da rede fluvial. Ele depende em grande monta do regime climático, das taxas de soerguimento tectônico, das características do substrato e principalmente da eficiência dos processos erosivos (WHIPPLE; KIRBY, 2012).

As estimativas de tempo de reposta de rios de leito rochoso são altamente variáveis. Escalas relativamente curtas da ordem de 100 ka foram reportadas por Snyder *et al.* (2000) para rios de leito rochoso da costa oeste dos EUA, enquanto Whipple (2001) estimou de até 2,5 Ma o tempo de resposta de rios incisos de Taiwan. Porém, também de acordo com Whipple *et al.* (2013), os rios rochosos têm a incisão comumente discretizada na escala milenar. Ao longo de sua evolução, as paisagens raramente apresentam condições invariáveis de clima, tectônica e influência litológica, fazendo com que a transiência supere a presença das condições de equilíbrio em longo prazo (CROSBY; WHIPPLE, 2006). Whipple e Kirby (2012) apresentaram vários exemplos de perturbações na paisagem que podem engendrar o desvio do estado de equilíbrio. As perturbações podem ser de origem tectônica, como dobramentos e a reativação de falhas, causando uma queda de nível de base súbito, que aliás é um mecanismo genético de nucleação de *knickpoints*. A partir disso, essas rupturas tendem a migrar a montante, um fenômeno conhecido de longa data nos sistemas fluviais (e.g., LEOPOLD *et al.*, 1964).

Cabe salientar que a gênese de *knickpoints* não é exclusivamente tectônica. Oscilações climáticas podem aumentar ou diminuir a eficiência erosiva, assim como gerar mudanças no nível relativo do mar. Capturas fluviais e contatos litológicos abruptos também são elencados como possível origem de *knickpoints* (SYNER *et al.*, 2002; BONNET *et al.*, 2000; WHIPPLE *et al.* 2013). Todos esses fatores podem criar rupturas que migram através dos canais como uma vaga

erosiva (CROSBY; WHIPPLE, 2006). Apesar da grande parte dos estudos, que se debruçaram sobre transiência em paisagens erosivas, identificar fatores externos como a causa principal, a própria dinâmica funcional de qualquer paisagem erosiva pode dar origem à transiência. Este processo é conhecido como dinâmica autogênica e ao que tudo indica sua constatação tem o potencial de obscurecer as relações causais que foram tradicionalmente atribuídas às perturbações em paisagens transientes (GALLEN *et al.*, 2018; SCHEINGROSS *et al.*, 2020).

Os rios submetidos à queda súbita no nível de base formam *knickpoints* e impõe à paisagem um novo ritmo de ajuste não apenas para os canais, mas para todo sistema de encostas a montante (WOHL; MERRITTS, 2001; BISHOP; GOODRICK, 2010; GARDNER, 1983). Como os rios de leito rochoso tem uma ligação direta com as encostas, sobretudo aquelas que são limitadas pelo intemperismo, comumente encontram-se maiores declives em resposta a queda do nível de base promovido pelo canal fluvial (OUIMET *et al.* 2009; GALLEN *et al.* 2011). Uma implicação conjugada a este processo é que os *knickpoints* separam duas paisagens: uma ajustada ou em processo de ajuste de outra relict, onde os sinais da perturbação ainda não se fizeram sentir (BERLIN; ANDERSON, 2009). Neste processo, os diversos litotipos em superfície exercem um controle notável no sentido de aumentar o tempo de resposta de ajuste de uma paisagem relict e criar amplitude topográfica, como afirmam Bishop e Goodrick (2010) a partir do sudeste da Austrália e por Peifer *et al.* (2021) no Quadrilátero Ferrífero. É possível que este fenômeno deixe sua marca no arquivo sedimentar, principalmente nos terraços fluviais (DEMOULIN *et al.* 2017).

Gardner (1983) trouxe muitas contribuições ao entendimento dos mecanismos pelos quais os *knickpoints* são formados e difundidos na rede fluvial, inclusive ele sugere que em substrato homogêneo existe a possibilidade dessas feições não migrarem à montante. Em vez disso, elas podem permanecer estacionários e serem apagadas por redução do declive. Ele percebeu que à medida que um *knickpoint* seguia à montante, a profundidade, tensão de cisalhamento basal e a velocidade do fluxo aumentavam, mas a largura do canal era reduzida. Este controle sobre a largura do canal foi testado em várias regiões. Duvall *et al.* (2004) afirmam que, teoricamente, um rio mais estreito deve ter um maior potencial erosivo e existe também uma relação entre canais estreitos ocuparem zonas com maiores taxas de soerguimento. Investigando o controle dessas convexidades no perfil longitudinal, Tinkler (1993) afirmou que à jusante dos *knickpoints* e outras irregularidades do leito rochoso pode ser formalizada pela Eq.21:

$$v_b = (2gh + v_i^2)^{0,5} \quad \text{Eq.21}$$

Onde v_b é a velocidade do fluxo acelerada por uma queda de altura h , com velocidade inicial v_i e g simboliza a constante de aceleração gravitacional. Isso implica que, mesmo em pequenas quebras ou irregularidade, a velocidade do fluxo nos canais de leito rochoso é dramaticamente modificada. Segundo Wohl e Ikeda (1998), como a abrasão depende, dentre outras coisas, da velocidade do fluxo, pequenos ressaltos podem aumentar o trabalho erosivo. Uma das feições mais características deste processo são as marmitas, que desempenham um papel importante no desgaste do leito fluvial rochoso e até na migração de knickpoints (WOHL; IKEDA, 1998). Costa *et al.* (2021), no rio Potengi, semiárido potiguar, destacaram o papel da fábrica, orientação das fraturas e características litoquímicas para evolução destas feições de abrasão. O que está no centro destas questões é o entendimento dos mecanismos envolvidos na migração de *knickpoints*. Pode-se derivar a taxa de retração de uma ruptura de gradiente pontual a partir da Eq.13 assumindo que o processo pode ser descrito como um análogo de uma onda cinemática e o *plucking* é predominante ($n = 1$) e finalmente explicitando a declividade (dz/dx) (CROSBY; WHIPPLE, 2006; BERLIN; ANDERSON, 2007):

$$\frac{dz}{dt} = KA^m \left(\frac{dz}{dx} \right) \quad \text{Eq.22}$$

$$\frac{dx}{dt} = KA^m \quad \text{Eq.23}$$

$$dt = \frac{dx}{KA^m} \quad \text{Eq.24}$$

Na Eq.22 dx/dt simboliza a velocidade de migração do *knickpoint* em função da área de drenagem corrigida por um coeficiente K e um expoente m . Neste modelo, tanto o coeficiente K quanto o expoente m são constantes empíricas. A eficiência dos processos erosivos está embutida em K , como já foi discutido, e a dependência da velocidade de migração com a área de drenagem é representado por m . Assim, como pode se verificar na Eq.24, pode-se rearranjar os termos da Eq.22 e estimar o tempo (dt) necessário para que o *knickpoint* migre uma distância (dx) determinada, representada também por uma área de drenagem à montante. Depreende-se então que os *knickpoints* diminuem sua velocidade de retração em direção às cabeceiras. Outra previsão do modelo é que quanto maior for a distância do *knickpoint* do ponto de origem da onda de incisão, maior será o tempo necessário para que ela alcance as cabeceiras. Pode-se resumir que o tempo necessário para retração de um *knickpoint* é diretamente proporcional à distância da origem da perturbação que o originou e inversamente proporcional a área de

drenagem a montante. Assim, espera-se que a velocidade de retração seja maior no rio principal em contraste com os rios tributários.

É fato que a eficiência da erosão e a velocidade de retração depende das características geométricas do leito rochoso, do suprimento de água e sedimentos, da litologia e de outros fatores como a mobilidade dos divisores de drenagem que não estão explicitados na Eq.22. Porém, este modelo tem se apresentado com uma alternativa teórica e metodologia para entender o processo de recessão de *knickpoints*. Essas rupturas nos perfis longitudinais têm sido reportadas tantas vezes em paisagens pós-orogênicas que há suspeitas de que o estado de equilíbrio é um referencial inalcançável nesse contexto (GALLEN *et al.* 2018; PEIFER *et al.* 2021). A análise destas feições transientes tem sido uma tradição na Geomorfologia, especialmente porque elas têm o potencial de elucidar processos pretéritos, como a queda do nível de base conduzida por controles externos ao sistema (*e.g.*, clima, tectônica) e internos, como a resistência litológica (CROSBY; WHIPPLE, 2006). Mesmo que nas últimas duas décadas muitos avanços foram efetivados por meio da investigação dos processos de incisão, ainda não se tem bem delineado o tempo de resposta dos rios de leito rochoso e como a hidráulica desses canais responde à perturbações (*e.g.*, BISHOP; GOODRICK, 2010). Entretanto, alguns sistemas fluviais podem até violar princípios expostos aqui, como é o caso dos vales suspensos em paisagens não-glaciais (WOBUS *et al.*, 2006; CROSBY *et al.*, 2007) alvo da discussão no próximo tópico.

5. VALES FLUVIAIS

5.1 Origem dos vales fluviais

A origem dos vales fluviais foi um debate central e foi também responsável por criar animosidade entre catastrofistas e uniformitaristas no século XVIII e nas décadas que se sucederam (MORISAWA, 1989). O que foi o modelo de evolução do relevo de Davis (1899) se não uma concepção uniformitarista da origem e evolução dos vales fluviais? Seguramente, esse modelo conceitual é menos lembrado dentro desta perspectiva do que aquele apresentado por Glock (1931), que dividiu os estágios de desenvolvimento dos vales nestas duas fases principais: extensão e integração, considerando uma superfície recém exposta aos processos subaéreos. A extensão abrange a gênese de canais por erosão remontante. Nessa fase, os canais se alongam e capturam pequenos afluentes, a densidade de drenagem é baixa e há canais desconectados. Essas características são encontradas facilmente nos sistemas naturais porque são truncadas pelos estágios subsequentes, antes mesmo que o estágio de extensão acabe, dando início a integração.

Quando os plexos fluviais cobrem uma superfície por completo, inaugura-se o período de integração, marcado pela pirataria, isto é, pelo ganho de área de drenagem de alguns canais em detrimento de outros por meio do rompimento dos divisores de águas. A integração também é marcada pela orientação dos fluxos, de acordo com as características gerais do terreno que são uma herança de condições iniciais e que estão imbricadas em todas as paisagens. A irregularidade estocástica dessa superfície exposta aos processos erosivos é que delineia grande parte do traçado dos vales, sendo também responsável pela infinidade de combinações possíveis para a estruturação das paisagens. Os canais efêmeros, antes abundantes, neste estágio só ocorrem mediante a presença da precipitação pluvial sobre as encostas, em razão da escavação dos vales e o rebaixamento do freático. A integração e a extensão podem ocorrer em consonância em uma escala regional e por isso não são mutuamente excludentes. Como este modelo é essencialmente descritivo e genérico ao ponto de ser aplicado em muitas ocasiões, Glock (1931) reconheceu que avanços vindouros poderiam remodelá-lo.

Horton (1945) fez uma pergunta simples, justa e inquietante: por que uma bacia de drenagem tem rios? Foi esse questionamento que o motivou a elaborar um modelo de desenvolvimento de canais e vales adicionando a complexidade dos processos físicos que balizaram sua contribuição à Hidrologia do escoamento superficial e em meio poroso. Em uma superfície homogênea recém exposta aos processos superficiais, com algum grau de inclinação, logo se desenvolvem ravinas, devido às irregularidades da superfície. O escoamento difuso que domina a maior parte da paisagem torna-se, a uma distância crítica do divisor de drenagem,

acanalado. Isso implica que nem todas as encostas forneceram fluxo suficiente para formação e expansão de canais. Outros fatores que influenciam neste processo são a capacidade de infiltração da superfície e sua erodibilidade. Assim se formam os primeiros canais, que têm uma dimensão reduzida, são rasos e estreitos. Com o passar do tempo, os canais menores desaparecem e os que concentram mais fluxo tendem a ser estabilizados. Esses canais, como sulcos em encostas, estão sujeitos à micropirataria e *cross-grading*. Horton (1945) também colocou que a presença ou ausência de cobertura vegetal desempenha um papel importante na gênese dos canais, além dos fatores supracitados (*e.g.*, capacidade de infiltração, rugosidade).

Enquanto isso, Leopold e Langbein (1962) argumentaram que os vales são uma expressão do estado energético mais provável das bacias hidrográficas e destacaram, em conjunto, que a distribuição espacial destas feições é altamente dependente das condições iniciais herdadas, por exemplo, de climas passados ou da geologia (*e.g.*, acamamento, erodibilidade, juntas). Morisawa (1964) sugeriu que o controle estrutural e as propriedades físicas dos materiais onde os processos superficiais atuam balizam o processo de expansão da rede de drenagem em uma superfície recém exposta a erosão subaéreas. Mais tarde, através de simulações numéricas, Howard (1971) apresentou a onda de incisão, bifurcação e a pirataria de canais como processos importantes para a evolução e gênese de vales fluviais. Dunne (1980), através de dados hidrológicos de encostas do sul do Quênia, reiterou o papel da herança e das condições iniciais para definição da rede de vales. Ele adicionou a queda do nível de base, escoamento subterrâneo e subsuperficial como mecanismos que poderiam em conjunto acarretar a expansão dos plexos fluviais. Outra observação importante foi que os pressupostos teorizados por Horton (1945) não eram totalmente válidos, já que havia encostas onde o escoamento superficial tinha potência para causar erosão, mas características da superfície impediam o desenvolvimento de sulcos e ravinamento.

Montgomery e Dietrich (1988), então, descobriram a assinatura morfométrica diagnóstica dos processos erosivos fluviais. Foi observado que onde existe uma relação inversa entre declividade e área de contribuição à montante, predomina o fluxo acanalado. Do contrário, os processos difusivos de encosta prevalecem. Willgoose *et al.* (1991) sublinham que os períodos mais intensos de expansão da rede de drenagem e morfogênese de vales se apresenta no estado transiente, especialmente em resposta à queda do nível de base, em que a competição entre as cabeceiras dos canais por área de drenagem é intensificada. Nesta perspectiva, quando a paisagem estava em equilíbrio, os vales fluviais tenderiam a ser suavizados pela relação funcional entre canais e encostas. Knighton (1998) afirmou que, para o desenvolvimento e estabilização de um canal, seria necessário que limiares de declividade, curvatura e comprimento fossem

ultrapassados. Nesse sentido, as encostas côncavas, que concentram fluxo, teriam um potencial maior de formar canais e vales, em comparação com encostas retilíneas e convexas.

Uma vez formados, os vales são aprofundados pelos rios que correm pelo seu piso por meio da remoção de material desagregado e incisão direta sobre o leito rochoso. Os canais podem ser originados em superfície recém expostas ou em resposta à competição das cabeceiras por área de drenagem. Notavelmente, esses rios são sensíveis às perturbações internas e externas e estão sempre na busca contumaz de manter um equilíbrio frágil de ajuste de pendente para transportar todo suprimento de água e sedimentos ofertado. Dependendo das dimensões de um vale, as mudanças são lentas e ocorrem ao longo do tempo geológico. As condições iniciais são importantes para delinear muitas das propriedades morfométricas e topológicas da rede de drenagem, como foi visto. Em algumas décadas, os estudos da Geomorfologia e ciências afins protagonizaram grandes avanços no sentido de compreender a evolução dos vales como um processo que nasce nas encostas e que tem implicações em larga escala. Em todo caso, em curto prazo a formação dos canais está associada à fatores como a mudanças de cobertura vegetal e no uso do solo, mas a longo prazo esse processo reflete padrões do comportamento do clima, da tectônica e da estrutura ficam impressos na morfologia, orientação e declividade dos vales.

5.2 Sistema de fraturas e rede de drenagem

Em áreas de escudo exposto, falhas e juntas, apesar de se diferenciarem em relação a cinemática, gênese e anisotropia, para todos os efeitos, são consideradas fraturas, ou seja, descontinuidade herdada do embasamento e são fundamentais para compreensão da distribuição espacial e padrão em planta dos plexos fluviais. Essas lineações tem dimensões espaciais variadas e podem ser a expressão de estruturas profundas na crosta, como as zonas de cisalhamento ou fazerem parte da petrofábrica (e.g., MAIA *et al.* 2018). Elas atuam como zonas preferenciais de processos de reativação com as mudanças no campo de tensão do interior das margens passivas, além de serem exploradas preferencialmente pelos rios, por serem planos de fraqueza. Uma variável importante nesse contexto é a densidade de fraturamento. Não raro, pode-se encontrar uma correlação espacial entre essa variável e a densidade hidrográfica. Onde há menor densidade de fraturamento, geralmente encontra-se uma menor densidade hidrográfica. Além disso, variáveis como o ângulo de interseção de fraturas podem controlar a distribuição de vales fluviais, sua sinuosidade, ângulo de confluência e a taxa de processos superficiais (MOLNAR *et al.* 2007).

Para Godard *et al.* (2001) existem pelo menos quatro tipos de descontinuidades em massas rochosas em terrenos de escudo exposto: (1) a fábrica planar de rochas metamórficas (2) os sistemas macroscópicos de juntas de rochas plutônicas, consequência da expansão

volumétrica pós-exumação (3) padrão de fraturamento microestrutural criado a partir de estresses tectônicos em assembleias de minerais (4) vazios intergranulares, onde se desenvolvem microcavidades. Esses sistemas de fraturas, principalmente as de maior raio, são linhas preferenciais de incisão fluvial e intemperismo químico, já que as fraturas funcionam como condutos de percolação de fluídos. O padrão de fraturamento também controla os processos de incisão do leito rochoso, como o *plucking*, considerado um dos mecanismos mais eficientes de desgaste nesse contexto (WHIPPLE et al., 2000). Em leitos coesos, com baixa densidade de fraturamento, tende a predominar os processos erosivos ligados a abrasão da carga de fundo. Costa *et al.* (2021) no rio Potengi, semiárido paraibano, afirmam que existe um controle explícito entre sistemas fraturas e desenvolvimento de marmitas. Lima e Flores (2017), em áreas de derrame basáltico na bacia do Paraná também encontraram relação entre fraturas e a nucleação de *knickpoints*, além da determinação da sinuosidade e o estilo dos canais.

Scott e Wohl (2018) destacam o controle das fraturas como condicionantes da declividade, largura, profundidade e até na granulometria da carga de fundo dos canais rochosos. Em núcleos metamórficos, a rede hidrográfica pode aprofundar nos sistemas de juntas, com controle da foliação e acamamento, formando gargantas (PELLETIER et al., 2009). Além do sistema de drenagem, as fraturas atuam no desenvolvimento de processos de encostas, como a queda de blocos que acabam, por sua vez, blindando o leito de canais e aumentando sua resistência contra processos de desgaste. Consequentemente, esse processo pode atuar no sentido de retardar a resposta de um rio a ajustes de nível de base, como a migração de *knickpoints*. Summerfield (1991) indica que em terrenos graníticos, com fraturamento ortogonal, a rede de drenagem costuma apresentar um padrão retangular, com ângulos de confluência geralmente de 90° aproximadamente. Além disso, ele destaca o papel dos campos de tensão tectônica modernos no controle de fraturas e balizamento da rede de drenagem. Para Mabesoone (1994), durante o domeamento do planalto da Borborema a rede de drenagem, que ganhou uma conformação radial, teria sido encaixada em fraturas pré-existentes.

Scheidegger (1986) afirma que a orientação da rede de drenagem não é aleatória e deve refletir o controle por elementos estruturais e tectônicos, como o mergulho de camadas e pelas fraturas do substrato litológico. Em terrenos com tectônica rúptil e extensional, submetidos a *far-field stress*, esses controles ficam ainda mais evidenciados e isso pode ajudar a explicar, por exemplo, a distribuição de cânions. Como exemplo, ele cita o cânion do rio Birse que cruza os montes Jura na Suíça. Esse tipo de controle foi denominado de *predesigne* tectônico. Nesse caso, as fraturas seriam relacionadas a zonas de cisalhamento de grandes dimensões e esforços tectônicos recentes. No Domínio Pernambuco-Alagoas da Província Borborema as grandes

estruturas são herdadas do Ciclo Orogenético Brasileiro/Pan-Africano. Essas estruturas apresentam controle sobre a dissecação fluvial e Nascimento (2020) encontrou direções gerais de lineamentos e vales de direção E-W, NW-SE e NE-SW para o relevo do baixo São Francisco.

5.3 Morfogênese de vales suspensos

O naturalista escocês John Playfair (1802) escreveu o que viria a ser mundialmente conhecido como Lei de Playfair:

“Cada rio parece formar um tronco principal, alimentado por uma variedade de ramos, cada um correndo em um vale proporcional ao seu tamanho, e todos eles juntos formando uma rede de vales, comunicando-se uns com os outros, e tendo um bom ajuste de suas declividades, *que nenhum deles se junta ao vale principal, seja em um nível muito alto ou muito baixo*; uma circunstância que seria infinitamente improvável, se cada um dos vales não fosse obra do rio que nele flui” (PLAYFAIR, 1802, p.102)³.

Quase 200 anos depois, parece que a natureza se encarregou de apresentar vales que encontram seus troncos em um desnível considerável. Desta forma, vales suspensos são bacias de drenagem tributárias separadas do canal onde desaguam por um desnível altimétrico anômalo (WOBUS *et al.*, 2006; GOODE; BURBANK, 2009; CROBY *et al.* 2007). Os vales suspensos são de longa data conhecidos nas paisagens glaciais, mas apenas recentemente a ocorrência dessas feições foram reportadas em sistemas fluviais não-glaciais, pelo menos na literatura internacional (JOHNSON, 1909; CROBY *et al.* 2007). Esse tipo de padrão de confluência foi reportado por muitos autores desde então. Por exemplo, vales suspensos em sistemas fluviais não-glaciais foram reportados por Gallen e Wegmann (2015) nos Apalaches, por Crosby *et al.* (2007) na Nova Zelândia, por Wobus *et al.*, (2006) em Taiwan, por Goode e Burbank (2009) no planalto do Tibet, por Kale *et al.* (2014) no cráton indiano e por D’Alessandro *et al.*, (2008) na Itália.

No entanto, a gênese desse tipo de feição em regiões de embasamento exposto, permanece enigmática pelos motivos elencados anteriormente que envolvem o próprio nascimento e desenvolvimento dos vales fluviais. No Brasil, vales suspensos têm sido associados principalmente a pequenos tributários em regiões de cabeceira, no alto curso de bacias hidrográficas. Coelho Netto (2003) identificou vales suspensos associados ao processo de migração de divisores na bacia do rio Paraíba do Sul, entre os estados do Rio de Janeiro e São Paulo. Etchebehere *et al.* (2004) elencou a presença de vales suspensos na Bacia do Rio do

³ “Every river appears to confit of a main trunk, fed from a variety of branches, each running in a valley proportioned to its lize, and all of them together forming a fytem of vallies, communicating with one another, and having fuch a nice adjutment of their declivities, that none of them join the principal valley, either on too high or too low a level; a circumftance which would be infinitely improbable, if each of thefe vallies were not the work of the fream that flows in it.” (PLAYFAIR, 1802, p.102)

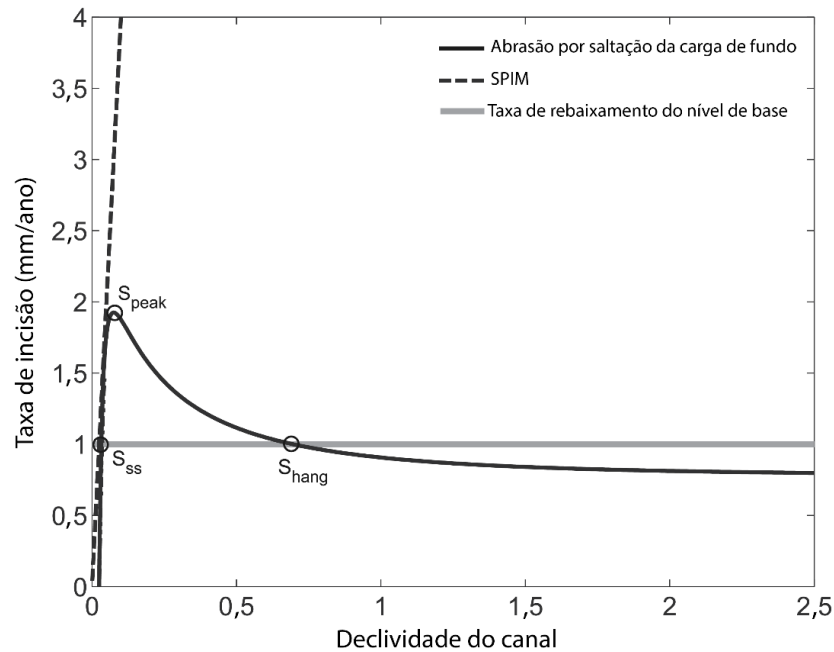
Peixe como um dos indicativos de atividade neotectônica em contexto plataformar, assim como sugerido por Suguio (2010) e Mendes *et al.* (2007). Magalhães (2017) também mapeou vales suspensos enquanto feição morfotectônica nas cabeceiras da bacia do rio do Riacho Grande, no Maciço da Baixa Verde, semiárido do estado da Paraíba. Ela sugeriu que essas feições foram formadas por soerguimento recente causado pela reativação de estruturas lineares herdadas do embasamento proterozóico. Rezende e Salgado (2020) interpretaram a origem de um vale suspenso na Serra da Mantiqueira como uma das consequências da retração erosiva da escarpa, associada ao processo de captura fluvial. A formação de vales suspensos associados a processos de reorganização da rede de drenagem também foi sugerida por Marent e Valadão (2019).

Goudie (2014) afirmou que, fora de regiões glaciadas, vales suspensos costumam ocorrer ao longo de escarpas de falhas juvenis. Por outro lado, Wirthmann (1999) trouxe exemplos de vales suspensos no Sri Lanka e destacou sua importância para o entendimento dos controles estruturais em regiões de escudo exposto. Os vales suspensos do Sri Lanka apresentam um estreitamento à jusante dos *knickpoints* e separam uma paisagem com maior grau de dissecação fluvial de uma outra mais alteada, interpretada como uma paleosuperfície de erosão soerguida. Isso sugere um maior potencial erosivo dos canais a partir desta região. O autor sugeriu também que a morfogênese dessas feições estaria relacionada à erosão de estruturas dobradas por vales subsequentes. Desta forma, vales transversais se manteriam suspensos em relação ao canal principal. Com os avanços da física e da modelagem numérica de processos superficiais, os vales suspensos em sistemas fluviais glaciais foram redescobertos e os processos responsáveis por formá-los são debatidos ainda hoje.

Wobus *et al.* (2006) propôs um modelo conceitual de evolução dos vales suspensos. Uma das primeiras constatações é que o SPIM (SNYDER *et al.*, 2000; WHIPPLE; TUCKER, 1999) não daria conta de explicar a ocorrência dessas feições na natureza. Isso porque uma das previsões teóricas do SPIM é que a erosão aumente indefinidamente com a declividade (Fig. 11). A grande questão é buscar uma via física para explicar por que vales tão declivosos mantêm um *knickpoint* ancorado em sua confluência. Foi visto anteriormente que uma das previsões teóricas do modelo de incisão fluvial é que a velocidade da migração dos *knickpoints* dependem em grande parte da área de drenagem à montante (BERLIN; ANDERSON, 2007; CROSBY; WHIPPLE, 2006). Então a ideia expressa no modelo de Wobus *et al.* (2006) de morfogênese de vales suspensos é que uma vaga erosiva comunicada primeiro ao canal tronco de uma rede fluvial poderia aumentar a taxa de rebaixamento do nível de base a uma taxa inalcançável pela drenagem tributária. Essa incompatibilidade formaria desníveis nas confluências, ultrapassando

um limiar em que o aumento da declividade não seria mais correspondido pelo aumento das taxas de erosão, violando um dos princípios fundamentais do SPIM.

Figura 11. Note que, segundo o SPIM, a taxa de incisão cresce indefinidamente com o aumento da declividade o que é fisicamente impossível. Em contraponto, o modelo de abrasão por saltação da carga de fundo prediz que a taxa de incisão pode ser arrefecida. No modelo, depois de alcançar uma declividade de equilíbrio (S_{ss}), o canal atinge o máximo de declividade (S_{peak}) até formar um vale suspenso (S_{hang}).



Retirado de Crosby et al. (2007).

Isso evidencia que existe uma relação não-monotônica entre declividade, transporte de sedimentos e erosão. Essa hipótese foi lançada pioneiramente por Gilbert (1877) que propôs que a cobertura de sedimentos poderia afetar as taxas de erosão dos rios de leito rochoso. Nesta linha de raciocínio, a carga de sedimentos aumentaria as taxas de incisão até o ponto que a oferta ultrapassasse a capacidade de transporte. A partir disso, as taxas de incisão seriam arrefecidas em virtude da deposição de aluvião sobre o leito. Com base nisso, Sklar e Dietrich (1998; 2004) produziram um modelo de erosão de leito rochoso com uma relação não-monotônica entre declividade do canal, transporte de sedimentos e taxa de incisão. Para isso, eles trataram o desgaste do leito rochoso isolando a participação da erosão por abrasão pela saltação da carga de fundo e que, segundo os autores, esse mecanismo é um dos mais ativos e circunstancialmente dominantes nos rios de leito rochoso. O modelo se mostrou como uma alternativa ao SPIM para modelagem numérica com bases físicas da evolução de perfis longitudinais. A taxa de erosão foi então descrita em três termos não-lineares da seguinte forma (Eq.25):

$$E = \left[\frac{\sin(\alpha) \rho_s \pi (u_s^2 + v_s^2) - \varepsilon_t}{\varepsilon_v} \right] \left[\frac{Q_s}{\rho_s \pi D^3 W \lambda} \right] \left[1 - \frac{Q_s}{Q_t} \right] \quad \text{Eq.25}$$

Onde E [m/s] é a taxa de incisão em leito rochoso, α é o ângulo de impacto das partículas, ρ_s [kg/m³] é a densidade dos sedimentos, u_s [m/s] é a velocidade horizontal das partículas, v_s [m/s] é a velocidade vertical das partículas, ε_v [J/m³] é a quantidade de energia necessária para remover uma unidade de volume do leito rochoso, ε_t [J] é um limite energético mínimo acima do qual há destacamento de fragmentos do leito, Q_s [kg/s] é o fluxo máximo de sedimentos, Q_t [kg/s] é a capacidade de transporte de sedimentos do canal, D [m] é um tamanho de grão uniforme, W [m] é a largura do canal e λ [m] é o comprimento da saltação. Assim, nota-se que a equação é dividida em três termos. O primeiro, da esquerda para direita, quantifica o volume de material removido pelo impacto das partículas, o segundo se relaciona com a taxa de impacto do sedimento por unidade de área, enquanto o terceiro e último quantifica a extensão do leito coberta por sedimentos.

Os experimentos de Sklar e Dietrich (1998; 2004) indicam que em vales com ampla declividade, a abração por saltação dá espaço à suspensão. Essa transição também pode vir acompanhada da maior velocidade do fluxo e reduz a taxa de impacto de partículas contra o leito. Também se pode reduzir a taxa de erosão do leito diminuindo o suprimento de sedimentos ofertados ao canal ou aumentando este volume em uma taxa maior do que a capacidade de transporte, que resultaria em uma blindagem do leito contra a erosão. Então há uma situação intermediária, um equilíbrio frágil, entre capacidade de transporte, declividade e taxa de erosão do leito rochoso que pode conduzir à formação de vales suspensos.

Modelos numéricos e soluções analíticas de equações que descrevem a taxa de erosão fluvial foram utilizadas por Crosby *et al.* (2007), que destacaram que vales suspensos podem ser formados pelo contraste entre as taxas de erosão de canais principais e rios tributários, em resposta à queda do nível de base ou ainda devido à baixa oferta de sedimentos do rio tributário durante a passagem do pulso erosivo por sua confluência de pequenos canais. A longevidade do vale suspenso dependeria então da magnitude da queda do nível de base, da disponibilidade de sedimentos do tributário e da restrição de área à montante, que também foi levantada por Crosby e Whipple (2006).

Goode e Burbank (2009) também utilizaram modelagem numérica para investigar a morfogênese e degradação de vales suspensos, porém com um viés morfoclimático. Eles implementaram a solução de Sklar e Dietrich (1998; 2004) para erosão de leito rochoso por meio de abrasão por saltação da carga de fundo aplicada à evolução de perfis longitudinais

submetidos a uma queda constante de nível de base e com mudanças climáticas. Ficou demonstrado que mudanças na taxa de precipitação podem ocasionar uma maior oferta de sedimentos aos tributários que, por sua vez, degradam vales suspensos. Na mesma forma, quando o canal principal é colmatado por aluvião até a altura do vale suspenso, os desníveis altimétricos contrastantes entre tributários e o canal principal é chanfrado. Outro efeito importante é que o entrincheiramento do canal pode aumentar a capacidade de transporte, o que pode inibir a morfogênese de um vale suspenso. Isso sugere que a oferta de sedimentos aos canais é fortemente modulada pelo sistema climático e a capacidade de transporte dos rios.

Vales suspensos são então um tipo de feição diagnóstica que podem ser usadas até para estimar a idade do pulso erosivo que varre a rede de drenagem (*e.g.*, WOBUS *et al.* 2006) desde que se conheça as taxas de soerguimento ou erosão de longo prazo. A grande maioria dos estudos nacionais que se debruçaram sobre a gênese de vales associaram a presença desta feição à processos de reorganização da rede fluvial (*e.g.*, REZENDE; SALGADO, 2020; MARENT; VALADÃO, 2019) e à processos neotectônicos (SUGUIO, 2010; MAGALHÃES *et al.*, 2007; ETCHEBEHERE *et al.*, 2004; MENDES *et al.*, 2007). Esta última perspectiva está bem alinhada com a literatura internacional, que coloca o rebaixamento de nível de base como um processo crucial para compreensão da morfogênese de vales suspensos, como ressaltado por Goudie (2014). Contudo, assim como Crosby *et al.* (2007) afirmam, os resultados satisfatórios do modelo de Sklar e Dietrich (1998; 2004) para formação de vales suspensos não é uma prova da validade do modelo e que este mecanismo de erosão isoladamente forme este tipo de padrão de confluência. Pelo contrário, qualquer outro modelo que incorpore um arrefecimento das taxas de incisão produziria, sem nenhum problema, um vale suspenso. Essas questões em aberto sublinham a importância de documentar e analisar mais feições desta natureza e tentar compará-las com os estudos já realizados na busca de encontrar semelhanças e diferenças.

6. MATERIAL E MÉTODOS

6.1 MODELO DIGITAL DE ELEVAÇÃO (MDE)

As análises topográficas foram operacionalizadas com base no MDE – *Copernicus*, com resolução espacial de 1 segundo de acordo (~30 metros sobre a linha do Equador), publicizado pela *European Space Agency* (ESA) e disponível para *download* mediante registro prévio (COPERNICUS, 2021). Esse MDE, também conhecido como GLO-30, possui cobertura global e os distribuidores afirmam que o produto é melhor descrito como um Modelo Digital de Superfície (MDS). Isso significa que ele tem pouca penetração através copa das árvores e registra infraestruturas, como prédios e pontes, assim como a grande maioria dos MDEs globais (TAROLLI; MUDD, 2020). Esse produto é fruto da cooperação internacional entre agências aeroespaciais europeias e a iniciativa privada, que se iniciou com a missão TanDEM-X (TDX), conduzida pelo Centro Aeroespacial Alemão – DLR (AIRBUS, 2020).

A missão TDX foi um complemento ao satélite TerraSAR-X (TSX). Ambos operam sincronamente em uma órbita helicoidal com fins de geração de dados topográficos de alta precisão com base em interferometria de radar de abertura sintética. Os satélites têm tempo de revisita de 11 dias e as imagens tem resolução radiométrica de 16 bits. Eles trabalham com a banda X, com frequência de 9,65 GHz e comprimento de onda de 3,1 cm (ESA, 2021). A grande vantagem desse tipo de sensor é que ele não depende da radiação eletromagnética solar refletida pelos alvos terrestres ou da temperatura da superfície. Eles simplesmente são capazes de gerar pulsos de micro-ondas que atingem a superfície e que não são afetadas pelas condições meteorológicas. Essa radiação é retroespalhada e registrada pelo sensor que, pelo tempo de retorno do pulso, estima a elevação, através do efeito Doppler (JENSEN; EPIPHANIO, 2009).

A acurácia vertical do GLO-30 é de menos de 4 metros e horizontal de menos de 6 metros, aferidas com auxílio de dados TDX e ICESat GLAS, com um nível de confiança de 90%, excluindo áreas com cobertura de neve e gelo. Como esses valores refletem a cobertura global, desvios locais são esperados. Os dados foram obtidos entre dezembro de 2010 e janeiro de 2015. O sistema de referência horizontal é o WGS84 (EPSG 4326) e o vertical é o geoide EGM2008 (EPSG 3855). Antes de ser distribuído pela Agência Espacial Europeia, este modelo foi tratado com filtros de correção topográfica e hidrológica e os dados foram submetidos à análise de qualidade tanto pela DLR quanto pela empresa privada Airbus (AIRBUS, 2020). Análises recentes publicadas por Guth e Geoffroy (2021) concluíram que esse MDE tem uma acurácia adequada quando comparado com dados altimétricos derivados de LiDAR.

Existem muitos problemas com os MDEs que são inerentes ao seu processo de obtenção

(PEIFER *et al.* 2020). Os dados de radar, por exemplo, podem ser distorcidos por sombreamento, encurtamento de rampa (*foreshortening*), inversão de relevo (*layover*) e ruído granular (*spekel*) que podem gerar erros aleatórios (JENSEN; EPIPHANIO, 2009). Além disso, os MDEs são entregues aos usuários em um sistema de coordenadas geográficas. Porém, como frequentemente a Geomorfologia trata de dados métricos, é preciso projetar o modelo em coordenadas planas, que impõe a necessidade de reamostrar os *pixels* (WOBUS *et al.* 2006). Muitas vezes, acontece que o método de reamostragem pré-definido é o vizinho mais próximo. Esse interpolador gera faixas espúrias (*striping*), que alteram a integridade dos dados e, por consequência, todas as métricas derivadas a partir do modelo. Por isso, os métodos de reamostragem mais adequados são a interpolação bilinear ou cúbica (TAROLLI; MUDD, 2019). Neste estudo, utilizou-se o método de reamostragem bilinear.

6.2 PROCESSAMENTO E EXTRAÇÃO DA HIDROGRAFIA

Extrair informações morfométricas de dados topográficos digitais é um desafio que tem sido enfrentado com sofisticadas técnicas de pré-processamento e consistência hidrológica (SOILLE, 2004). A baixa resolução, erros e a presença de artefatos aumentam a incerteza analítica em torno das interpretações feitas através de dados morfométricos extraídos de MDEs, tornando a verificação em campo uma etapa indispensável, como aconselhado por Wobus *et al.* (2006). Neste estudo aplicou-se o algoritmo CRS (*constrained regularized smoothing*) desenvolvido por Schwanghart e Scherler (2017) para suavizar os perfis longitudinais. Trata-se de uma regressão quantílica não-paramétrica que é menos sensível à presença de *outliers*.

Esse método utiliza a minimização do custo de solução dos quantis de elevação (z_τ) utilizados no processamento *quantile carving*, um outro algoritmo que elimina barreiras à jusante da rota de fluxo sobre o MDE proporcional a uma fração quantílica (τ). Desta forma, os autores implementaram a solução do seguinte problema:

$$\sum_{i=1}^n (\rho_{-\tau}(z(x) - I z_{-\tau}(x))) + s \int [z_\tau''(x)]^2 dx$$

Onde o primeiro termo discretizado assume que a função quantílica $Qz(\tau)$ é igual a matriz diagonal da elevação (Iz_τ) em função da distância (x). O elemento ρ_τ regulariza a elevação (z) de modo que $z(x)$ seja sempre menor ou igual $z(x-1)$, garantindo um decréscimo monotônico da elevação com a distância. Esse termo é somado a escalar s que multiplica a integral da segunda derivada de $z_\tau(x)$. A escalar leva em consideração a resolução do MDE, uma constante de suavização (K) e parâmetros topológicos. Com isso, é possível que haja locais planos nos perfis consequentes da suavização. Em razão disso, foi imposto uma declividade mínima de 10^{-4} m/m.

Quanto maior K , maior será a suavização. Nesse estudo, de modo iterativo, definiu-se o parâmetro $K = 1$ e $\tau = 0,5$ que suavizavam os perfis sem criar virtualizações expressivas.

A mediana ($\tau = 0,5$) balanceia a relação entre o preenchimento abrupto de depressões no perfil (*fill*) e a remoção de picos de elevação (*carving*). Aqui, utilizou-se este algoritmo na forma implementada por Schwanghart e Scherler (2014) através do *software* TopoToolBox v2.4 (TTB v2.4). Para avaliar o erro vertical do MDE bruto, utilizou-se a diferença entre a elevação máxima e mínima gerados pelo processamento CRS para $\tau = 0,9$ e $0,1$, respectivamente. Com base nisso, a tolerância vertical foi de 17 metros, que é mais de quatro vezes maior do que a que foi reportada para o conjunto de dados globais GLO-30. Talvez o vale dos rios semiáridos, com a presença de lâmina d'água de reservatórios, vegetação ripária de Caatinga arbórea e com baixa amplitude altimétrica, diminua a precisão vertical dos dados.

Para delimitação da rede hidrográfica, utilizou-se o algoritmo D8 (*deterministic eight-neighbors*) de roteamento de fluxo. Esse algoritmo tem sido tradicionalmente utilizado para extração da rede de drenagem a partir de MDEs, onde o fluxo é roteado de maneira unidirecional seguindo a declividade das células da grade. Essa não é a maneira mais realística de representar o fluxo de água sobre uma paisagem, já que os canais se convergem e divergem naturalmente (SCHWANGHART; KUHN, 2010), mas é uma maneira de aumentar a performance computacional e extrair outras métricas de interesse que pressupõe roteamento único de fluxo à jusante. A drenagem extraída através do D8 foi utilizada para perfilar dados de declividade e área de drenagem ao longo da drenagem. Foi utilizado uma área crítica de 1 km^2 definida pela plotagem no espaço *log x log* da declividade e a área de drenagem. Esse limiar separa os processos de encosta do predomínio dos processos de incisão fluvial em leito rochoso (MONTGOMERY; DIETRICH, 1988; MONTGOMERY; DIETRICH, 1992). A rede de drenagem foi hierarquizada segundo a proposta de Strahler (1957).

6.3 MAPEAMENTO DE KNICKPOINTS E PROJEÇÃO DOS PERFIS

A rede de drenagem extraída anteriormente foi utilizada no mapeamento dos *knickpoints*. Essa etapa foi executada através da ferramenta *KnickpointFinder* do TTB v2.4. Ela traça perfis côncavos ideais com base dos perfis longitudinais reais e iterativamente os compara. As iterações prosseguem até que a concavidade modelada e observada seja igual ou maior a uma determinada tolerância vertical métrica. Por conta das limitações inerentes a obtenção do MDE, definir tolerâncias mais baixas implica em assumir um maior risco de computar falsos positivos. Por outro lado, aumentar este limite pode acarretar em ignorar *knickpoints* que estão presentes na paisagem. Isso é ainda mais perigoso em paisagens com baixa amplitude

topográfica, como relatado por Alves *et al.* (2020). Por isso, como a tolerância vertical para área de estudo foi de 17 metros, definiu-se um limite mínimo de 18 metros.

Além disso, extraiu-se a elevação, litologia subjacente, amplitude entre elevação modelada e a elevação do perfil real, área de contribuição, distância do nível de base e distância a montante para cada *knickpoint* mapeado. Foi perfilada a área de drenagem à montante e à jusante das rupturas, centradas nos *knickpoints*, e calculou-se a declividade do alcance dos *knickpoints*. Foi avaliada a correlação entre a distância do nível de base e área de contribuição de cada tributário, além de perfilar a área de drenagem. A projeção dos perfis foi realizada através do Topographic Analysis Kit (TAK) desenvolvido por Forte e Whipple (2019). A projeção do perfil é uma técnica utilizada para simular o perfil sem a presença da ruptura de elevação e então calcular a distância entre elevação projetada e observada. Selecionou-se manualmente trechos da drenagem da cabeceira até a maior ruptura, onde foi traçado uma linha de tendência ajustada para o perfil que simula as condições anteriores à erosão vertical. Extrapolando essa medição para a rede de drenagem completa, obteve-se estimativas espaciais da incisão vertical. Realizou-se a análise exploratória dos dados através da distribuição de frequência, medidas de tendência central, correlação, dispersão e distorção (LARSON; FARBER, 2010). Também foi feito o teste de hipótese baseado na distribuição χ^2 para verificar se a distribuição dos *knickpoints* é randômica ou se segue algum tipo de padrão espacial (SCHWANGHART *et al.* 2020).

6.4 MÉTRICAS DE CANAIS

6.4.1 Relação Declividade-Extensão (SL)

A Relação Declividade-Extensão (ETCHEBEHERE *et al.*, 2004), Índice de Gradiente do Canal (CHRISFOLETTI, 1981; LIMA, 2013), Índice de Hack (MONTEIRO *et al.*, 2014; PEIFER *et al.* 2020), ou *stream gradient index* (SL) foi proposto originalmente por Hack (1973) como um *proxy* para investigar a rede de drenagem e inferir parâmetros hidráulicos, como a competência de transporte, litológicos, como a resistência a erosão do leito rochoso e tectônicos ou climáticos, como a variações do nível de base e, principalmente, avaliar o estado de (des)equilíbrio dos perfis longitudinais. Hack (1957) já tinha coletado uma admirável quantidade de dados morfométricos de rios nos Apalaches, região montanhosa da costa leste dos Estados Unidos e, mais de uma década depois, foi lá que ele formalizou a relação batizada de SL. Esse índice reúne uma série de postulações que serão discutidas a seguir.

A quantificação do índice SL foi realizado para a rede de drenagem através da *toolbox* SLiX desenvolvida por Piacentini *et al.* (2020). Como a saída da ferramenta são feições vetoriais do tipo ponto, interpolou-se os valores absolutos obtidos no limite das bacias pelo

inverse distance weighting (IDW). Esse é um interpolador determinístico, ponderado pela distância euclidiana entre os pontos amostrados (YAMAMOTO; LANDIM, 2013). Esses dados foram então agrupados na rede de drenagem com auxílio do TTB v2.4. O SLiX deriva SL fixando uma distância de aferição. Aqui adotou-se como 300 metros, onde trechos encachoeirados e extremamente declivosos foram representados em média. Para Hack (1957), um perfil longitudinal de rio em estado estacionário poderia ser descrito pela função logarítmica:

$$H = C - kL$$

Onde H representa a elevação em um determinado ponto do perfil e L diz respeito à distância da cabeceira. Nesse caso, k e C são constantes. Como a declividade é a derivada da equação anterior, pode-se equiparar o produto da declividade pela distância à constante k . Então, considerando $SL = k$, pode-se escrever a relação declividade-extensão (SL) como:

$$SL = \frac{\Delta H}{\Delta L} L$$

Em que ΔH é o desnível altimétrico pela extensão horizontal ΔL de um determinado trecho e L simboliza a distância do divisor de drenagem até o ponto médio do trecho analisado.

Em primeiro lugar, a computação do SL pressupõe, com base em relações empíricas, que trechos dos perfis longitudinais podem ser linearizados pela relação *semi-log* entre a elevação e a distância do divisor de drenagem. Também é assumido que o comprimento do canal principal das bacias é proporcional à descarga em nível de margens plenas e à área de drenagem. Finalmente, assume-se que a declividade de um trecho é ajustada ao tamanho médio das partículas do leito e ao comprimento do canal (HACK, 1973; LEOPOLD et al. 1964).

7.6.2 Índice de Declividade Normalizada (k_{sn})

O k_{sn} é uma métrica que computa a razão entre a taxa de soerguimento de rocha e a eficiência erosiva fluvial a partir de uma função potencial que relaciona declividade normalizada pela área de drenagem dos canais (WOBUS et al. 2006; DEMOULIN et al. 2017; KIRBY; WHIPPLE, 2012; MUDD et al. 2018). Este índice pressupõe que rios em estado estacionário aderem a uma relação linear entre declividade e área de drenagem, relação conhecida como lei de Flint (1974). Segundo Whipple e Tucker (1999) e Snyder et al (2000), k_{sn} é um desdobramento teórico do *stream power model* (LAGUE, 2014) e está apoiado na hipótese de que a taxa de erosão fluvial sobre o leito rochoso é proporcional à tensão de

cisalhamento na calha dos canais e depende do processo erosivo dominante (*e.g.*, abrasão) e do volume de sedimentos transportados.

Por muito tempo, esta relação foi obtida com base na declividade extraída diretamente a partir dos MDEs, dificultando sobremaneira a interpretação dos dados afetados por ruído topográfico. Aqui, optou-se por utilizar o método integral, desenvolvido por Perron e Royden (2013) na forma implementada no TTB v2.4, para análises de perfis longitudinais em rios de leito rochoso. Este método baseia-se na transformação da coordenada horizontal dos perfis em uma variável chamada por convenção de χ . Então, para o cálculo do k_{sn} através do método integral:

$$z(x) = \left(\frac{U}{KA_0^m} \right)^{\frac{1}{n}} \chi + z(x_b)$$

Na equação acima, $z(x)$ representa a elevação em função da distância, $z(x_b)$ é a elevação do nível de base, U representa a taxa de soerguimento de rocha, K é um coeficiente dimensional de eficiência erosiva e A_0 é uma área de referência acionada por necessidade de tornar as coordenadas χ métricas, considerado 1 km². Os expoentes m e n são constantes relacionadas à área de drenagem e declividade, respectivamente. Como considera-se A_0 como unitária e a razão U/K como equivalente ao k_{sn} pode-se simplesmente declarar a equação anterior como a equação reduzida da reta, com k_{sn} representado pelo coeficiente, desde que se adote uma concavidade de referência (θ_{ref}), ou seja, uma razão m/n constante e representativa para os perfis analisados:

$$z(x) = k_{sn} \chi + z(x_b)$$

Onde χ

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

A variável χ representa a integração da distância ao longo do perfil ($x - x_b$) com relação a área de drenagem normalizada por θ_{ref} medidos em intervalos dx através do método dos trapézios. Uma das consequências mais diretas desta relação é a linearização de perfis em estado estacionário. Desvios nesta relação podem estar ligados à presença de *knickpoints* e ao estado transiente das paisagens erosivas. Neste sentido, depois de Perron e Royden (2013), tornou-se possível derivar k_{sn} a partir de MDEs sem extrair a declividade dos canais a partir dos dados topográficos afetados por ruído. Em vez disso, utilizam-se distâncias, que são comparativamente menos afetadas do que a declividade do terreno. Porém, a derivação desse parâmetro depende da adoção de um θ_{ref} mais adequado para a rede de drenagem. Para restringir a concavidade de referência, tradicionalmente utilizava-se gráficos *log-log* declividade *versus*

área de drenagem. Entretanto, segundo Mudd *et al.* 2018, métodos baseados em χ -z se mostraram mais eficazes já que são menos suscetíveis ao ruído presente nos MDEs.

A restrição do parâmetro θ_{ref} se deu pelo algoritmo de Otimização Bayesiana disponibilizado no TTB v2.4. Esse método consiste em encontrar o mínimo de uma função objetivo linear em domínio limitado, com 30 iterações. No caso, a otimização testa diferentes θ_{ref} para os perfis no espaço χ -z. Perron e Royden (2013) utilizaram regressões lineares para restringir esse parâmetro e afirmam que tributários que experimentam taxas de erosão semelhantes ao rio principal são colineares. Como uma das etapas para comparar o valor previsto pela otimização com os dados observados é a validação cruzada, mesmo que se utilize os mesmos dados de entrada, os valores obtidos ao final do processo podem ser diferentes. Em áreas com substrato homogêneo e taxas de soerguimento de rocha espacialmente invariável, os canais apresentam uma concavidade que varia de 0,3 a 0,6 (SNYDER *et al.*, 2000; KIRBY; WHIPPLE, 2001), embora eles possam atingir valores médios de 0,8 em regiões com variações litológicas consideráveis (DUVALL *et al.* 2004) e 0,44 em paisagens montanhosas sem soerguimento ativo (PEIFER *et al.* 2021), mas o valor mais frequentemente utilizado é 0,45 (KIRBY; WHIPPLE, 2012). Aqui, através da metodologia descrita, estimou-se $\theta_{ref} = 0,32$. Utilizou-se um raio de 500 metros para criar uma grade contínua de k_{sn} através da interpolação *cubic spline* que reduz os artefatos do processo.

Existe uma série de postulados por trás da formalização do k_{sn} que valem nota, sobretudo porque a aplicação apresentada aqui tem base em rios de leito rochoso com regime intermitente e efêmero. Para Lague (2014), este modelo possui algumas limitações e esforços no campo da Física, Computação e Geomorfologia estão sendo feitos em busca de refiná-lo ou substituí-lo, mas ainda existe uma ampla aplicação e aceitação em seu emprego. O *stream power model* não incorpora a dependência da taxa de incisão com a largura do canal, nem considera o papel dual da carga de sedimentos transportada (*e.g.*, erosão ou blindagem leito) e também negligencia o papel de eventos estocásticos de inundação na evolução dos rios rochosos em longo prazo. Outro fato a ser sublinhado é que muitas vezes a aplicação do modelo assume que a eficiência erosiva dos processos fluviais e a taxa de soerguimento de rocha é espacialmente uniforme, mas isso vem paulatinamente mudando com informações sobre taxas de incisão em diferentes tipos de rocha e configurações geológicas em paisagens transientes.

6.4.3 Sinuosidade

A sinuosidade dos canais tem sido tradicionalmente usada para auxiliar a classificação de padrões de canal (*e.g.*, LEOPOLD *et al.* 1964; KNIGHTON, 1998). Atualmente, essa

métrica tem sido cada vez mais explorada, principalmente sobre seu significado no contexto dos rios rochosos. Para Meshokova e Carling (2013), seria mais adequado chamar este parâmetro de “tortuosidade”, quando se trata de canais em leito rochoso, sob o argumento de que, de modo geral, apresentam ângulos agudos controlados pela disposição de falhas e fraturas do substrato, enquanto que a sinuosidade estaria associada à ângulos obtusos, frequentemente relacionados a rios que correm sobre planícies aluviais. A sinuosidade é o quociente entre o comprimento do canal pelo comprimento do vale, mas ela se relaciona de modo implícito à declividade do canal e do vale (SCHUMM, 2007) e tem sido apontada como parâmetro auxiliar no diagnóstico de controles de esforços neotectônicos (*e.g.*, PETROVSZKI; TIMÁR, 2010; ROY; SAHU, 2015), controles estruturais passivos (MESHOKOVA; CARLING, 2013) e sobre flutuações no nível de base (DENTE *et al.* 2021). Utilizou-se o TTB v2.4 para calcular a sinuosidade dos canais que performa a razão do comprimento do canal em segmentos de 5 km, assim como Woolderink *et al.* (2021).

6.4.4 Ângulo de confluência

O ângulo de confluência é um parâmetro que muda com as características dinâmicas de sedimentação e, por isso, fortemente dependente das características climáticas de determinada região (HOWARD, 1971). Por exemplo, analisando o ângulo de confluência de 1 milhão de canais nos EUA, Seybold et al. (2017) encontraram um padrão sistemático de variação que acompanhou o clima. Esse parâmetro foi descrito primeiro por Horton (1945), como a razão entre a tangente da declividade de um rio tributário e a do rio onde desagua. Porém, espera-se que este parâmetro também seja controlado pela variabilidade da litologia exposta e por propriedades topológicas da rede de drenagem, como o padrão em planta (LUBOWE, 1964; ABRAHAMS; FLINT, 1983). Segundo Mudd *et al.* (2013), provavelmente o ângulo de confluência seja afetado por deformações crustais. Neste estudo, utilizou-se a abordagem de Forte e Whipple (2019) para estimar o ângulo de confluência em cada junção tributária das bacias analisadas. Nessa metodologia, um tributário é considerado um rio de menor ordem segundo a classificação de Shreve (1966). No caso específico de dois canais terem a mesma ordem, utiliza-se a área de drenagem para definir o tributário. Quando o maior canal é definido, projeta-se uma reta a partir dele e computa-se o ângulo entre o tributário e o tronco. Esperasse encontrar o predomínio de ângulos retos, interpretado como um predomínio do controle estrutural na drenagem analisada.

6.5 MÉTRICAS DAS ENCOSTAS

6.5.1 Ângulo de inclinação

O padrão de espacialização da inclinação das encostas é um importante sinal da presença do estado transiente em paisagens erosivas e fornecem uma evidência independente para avaliação do rebaixamento do nível de base, em que se espera que as encostas aumentem sua inclinação em resposta ao aumento da incisão fluvial (OUIMET *et al.* 2009; GALLEN *et al.* 2013). Além disso, hoje se sabe que a inclinação das vertentes se correlaciona de maneira não linear com o volume de sedimentos transportados por processos de rastejo e movimentos de massa, dando a este parâmetro um sentido físico e implicações importantes para compreensão dos processos superficiais (ROERING *et al.* 2001; OUIMET *et al.* 2009).

A inclinação das encostas foi extraída a partir do MDE com auxílio do TTB v2.4 que quantifica a taxa de variação de elevação em janelas móveis de 3x3 células em relação a uma célula nuclear, depois calcula o arco tangente em relação às derivadas parciais que, segundo Bishop (2013), pode ser formalmente expressa como:

$$\beta = \left(\frac{\partial z}{\partial x}, \frac{\partial z}{\partial y} \right)$$

Onde β é o ângulo de inclinação das vertentes calculado com base no produto da função inversa da tangente em relação às derivadas parciais da elevação no plano cartesiano. A inclinação é expressa, frequentemente, em radianos, graus e porcentagem. Essa métrica é derivada da declividade que é representada de maneira adimensional. Aqui a métrica de inclinação foi obtida a partir do MDE através do TTB v2.4 e optou-se por representar a inclinação das encostas em graus o que permite comparar os resultados com estudos anteriores em outras regiões do planeta, como os estudos Ouimet *et al.* (2009), Gallen *et al.* (2011) e Hurst *et al.* (2012) que derivaram a inclinação das encostas. Um fator limitante, no entanto, é imposto pela baixa resolução do MDE utilizado aqui. Os autores supracitados dispunham de MDEs com alta resolução espacial e as comparações devem ser ponderadas por este fator (GRIEVE *et al.* 2016).

6.5.3 Amplitude altimétrica

A amplitude altimétrica é a diferença entre a elevação máxima e mínima calculada no alcance de uma janela móvel circular (DIBIASE *et al.* 2010). Ahnert (1970) investigou a relação empírica entre a amplitude altimétrica e taxas de denudação em latitudes boreais médias e concluiu que esses parâmetros são interdependentes, mesmo com a reconhecida influência do clima e a resistência litológica. Montgomery e Brandon (2002) utilizaram janelas móveis de 10 km de diâmetro para quantificar e mapear a amplitude altimétrica de orógenos ativos e

observaram que a relação entre essa métrica e as taxas de denudação seguem um comportamento não-linear, devido a restrições no ângulo de inclinação máximo das encostas. DiBiase *et al.* (2010) sugeriram que a amplitude altimétrica se correlaciona com o ângulo de inclinação das encostas e com o k_{sn} dos canais. Peifer *et al.* (2021) utilizaram um diâmetro de 2 km para analisar paisagens pós-orogênicas. Aqui, aplicou-se a metodologia de DiBiase *et al.* (2010) para definição do diâmetro utilizado na janela móvel que estabelece a variação do raio variando de 0,1 km até 5 km comparando a amplitude de elevação média de cada bacia com o k_{sn} médio e utilizando uma análise de regressão linear para avaliar o maior coeficiente de determinação. Essa etapa foi executada através do *software* TAK que tem a particularidade de forçar o intercepto da equação reduzida da reta pela origem, já que existe o pressuposto de que a amplitude de elevação *versus* k_{sn} da bacia são proporcionais.

6.5.4 Hipsometria

A análise da hipsometria foi realizada através da curva e integral hipsométrica, seguindo a proposta de Strahler (1952) que aplicou esta relação para caracterizar o estágio evolutivo das paisagens e compará-las. A curva hipsométrica exprime a relação normalizada entre faixas de elevação e área de uma bacia de drenagem enquanto que a integral hipsométrica diz respeito à área contida abaixo desta curva. Enquanto valores da integral hipsométrica mais próximos à unidade indicam que existe mais porções de terreno alteados, valores mais próximos a zero denotam uma paisagem arrasada pelos processos denudacionais. Além disso, pode-se extrair informações da própria morfologia da curva hipsométrica, onde os setores mais declivosos sugerem a presença de regiões com maiores amplitudes altimétricas e encostas íngremes. Sendo assim, esta ferramenta tem a capacidade de lançar luz sobre processos erosivos dominantes e padrões regionais de erosão e o perfil de equilíbrio de canais e encostas (*eg.*, WILLGOOSE; HANCOCK, 1998; MONTGOMERY *et al.* 2001). Segundo Gallen *et al.* (2011), as curvas e integrais hipsométrica captam sinais de transiência em paisagens erosivas, sobretudo a resposta topográfica ao processo de migração de *knickpoints* com encostas *weathering-limited*. Esta etapa foi executada através do *software* TAK com base no MDE das bacias analisadas.

6.6 FOTOLINEAMENTOS

Segundo O'leary *et al.* (1976), lineamentos são feições superficiais lineares ou suavemente curvilíneas, simples ou compostas, com características distinguíveis do contexto imediato e correspondem a cristas, vales e escarpas, por exemplo. Sawatzky e Lee (1974) e Wise *et al.* (1985) destacaram que a aplicação de sombreamento sobre a topografia em

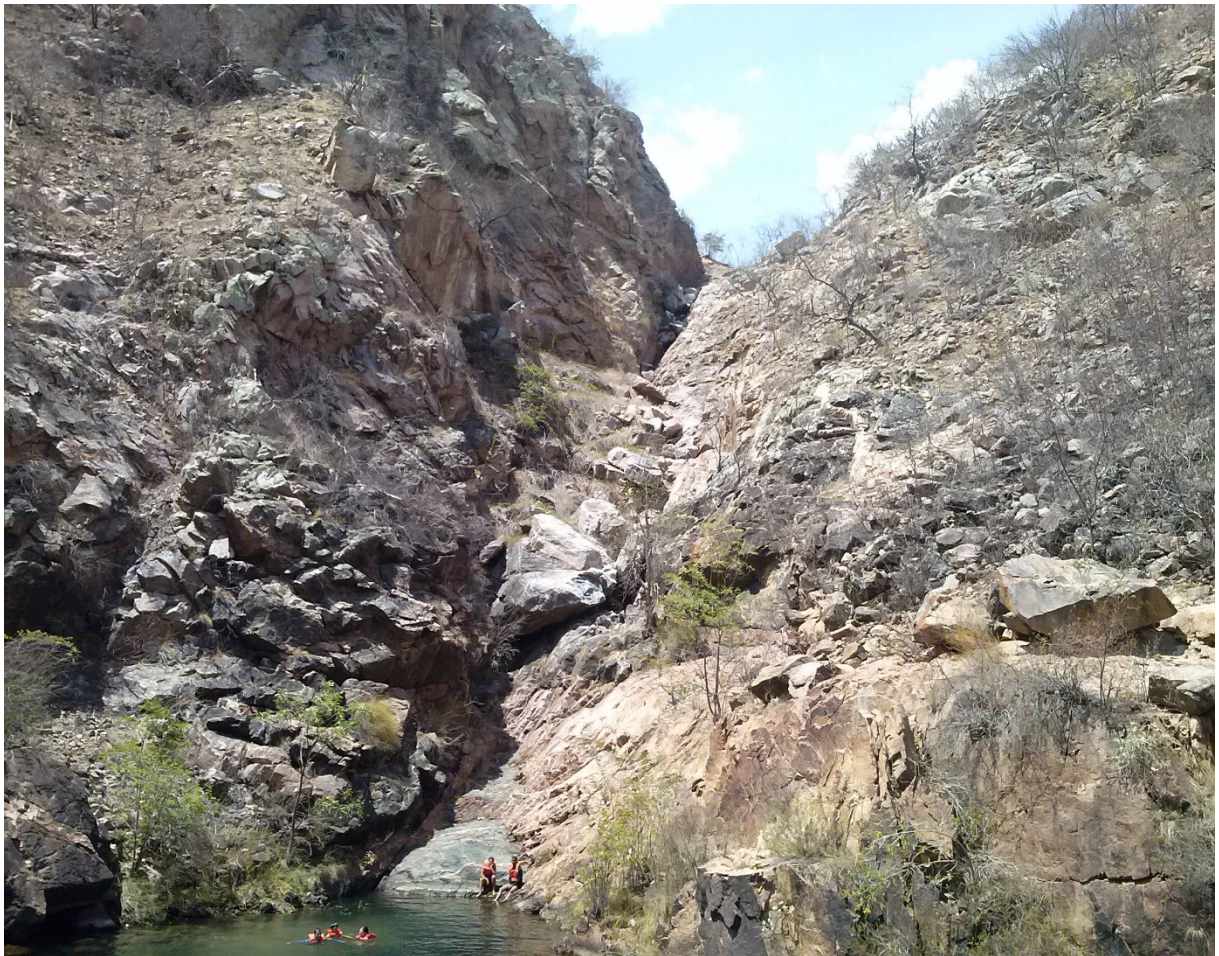
diferentes ângulos de iluminação, tem o potencial de realçar lineamentos, enquanto Corrêa e Fonseca (2010) sublinharam o potencial do mapeamento de lineamentos para identificação de *trends* estruturais e controles geológicos sobre a rede de drenagem. A depender de como a fonte de luz esteja posicionada (elevação e azimuth), diferentes feições são colocadas em evidência ou escamoteadas. Por essa razão, utilizou-se como subterfúgio o método multidirecional oblíquo (*multi-directional oblique-weighted*) de Mark (1992) para produzir sombreamentos compostos através da ferramenta DEM Surface desenvolvida por Jenness (2013). Assim como Oliveira (2019) e Radaideh *et al.* (2016), utilizou-se um ângulo de elevação solar fixo de 30° e produtos compostos em azimuths 0°, 45°, 90° e 135° para ressaltar lineamentos negativos, como vales fluviais encaixados, e de 180°, 225°, 270° e 315° para salientar a presença de cristas. Com base nesses produtos, os lineamentos foram extraídos na escala fixa de 1:200.000. Os dados mapeados foram submetidos a análise de densidade, frequência e comprimento absoluto através dos *softwares* Stereonet v.11 e ArcSDM (KEMP *et al.* 2021; ALLMENDINGER, 2021).

7. RESULTADOS

7.1 Rupturas de gradiente

Com um limiar de 18 metros de tolerância vertical, foram mapeados 50 *knickpoints* distribuídos pelas bacias dos rios Boa Vista, Capiá, Bobó, Grande, Boqueirão, Farias e Jacaré. Mais da metade, precisamente 62% ($n = 31$), estão presentes na bacia do Capiá, que também é a maior bacia do domínio analisado. Dois *knickpoints* foram mapeados na bacia do rio Boa Vista, igualmente nas bacias dos rios Bobó e Farias. O riacho Grande abriga 6 rupturas, enquanto o rio Boqueirão tem a metade dessa quantidade. Quatro *knickpoints* foram identificados na bacia do rio Jacaré. Apenas um *knickpoint* foi mapeado no Planalto da Borborema, nas cabeceiras do rio Capiá. Todos os outros foram encontrados na Depressão Sertaneja Meridional, que perfaz a maior parte da área de estudo. As rupturas se concentram a jusante, nos baixo cursos, na proximidade da confluência com o rio São Francisco e seu cânion (Fig. 12).

Figura 12 – Ruptura em vale suspenso na confluência no contato com o cânion.



Utilizando uma distribuição de χ^2 para aferir o grau de aleatoriedade da distribuição, pôde-se rejeitar a hipótese nula de que os dados são randômicos ($p = 0,76$) e concluir que eles seguem um padrão de distribuição espacial consistente e regular (SCHWANGHART *et al.* 2021). O mapa de distribuição dos *knickpoints*, junto com a densidade associada, demonstram também um padrão de distribuição com a maior concentração de rupturas nas proximidades do rio São Francisco (Fig. 13). Apesar disso, na bacia do rio Capiá um outro conjunto se destaca por apresentar uma assembleia de rupturas a cerca de 35 km do cânion do São Francisco. Esse conjunto também apresenta um padrão que se observa ao longo do rio Capiá, com mais notoriedade. Observa-se que esses *knickpoints* ocorrem na confluência dos tributários com o vale do rio Capiá. Nenhuma outra bacia abarcada pelas análises apresenta essa configuração.

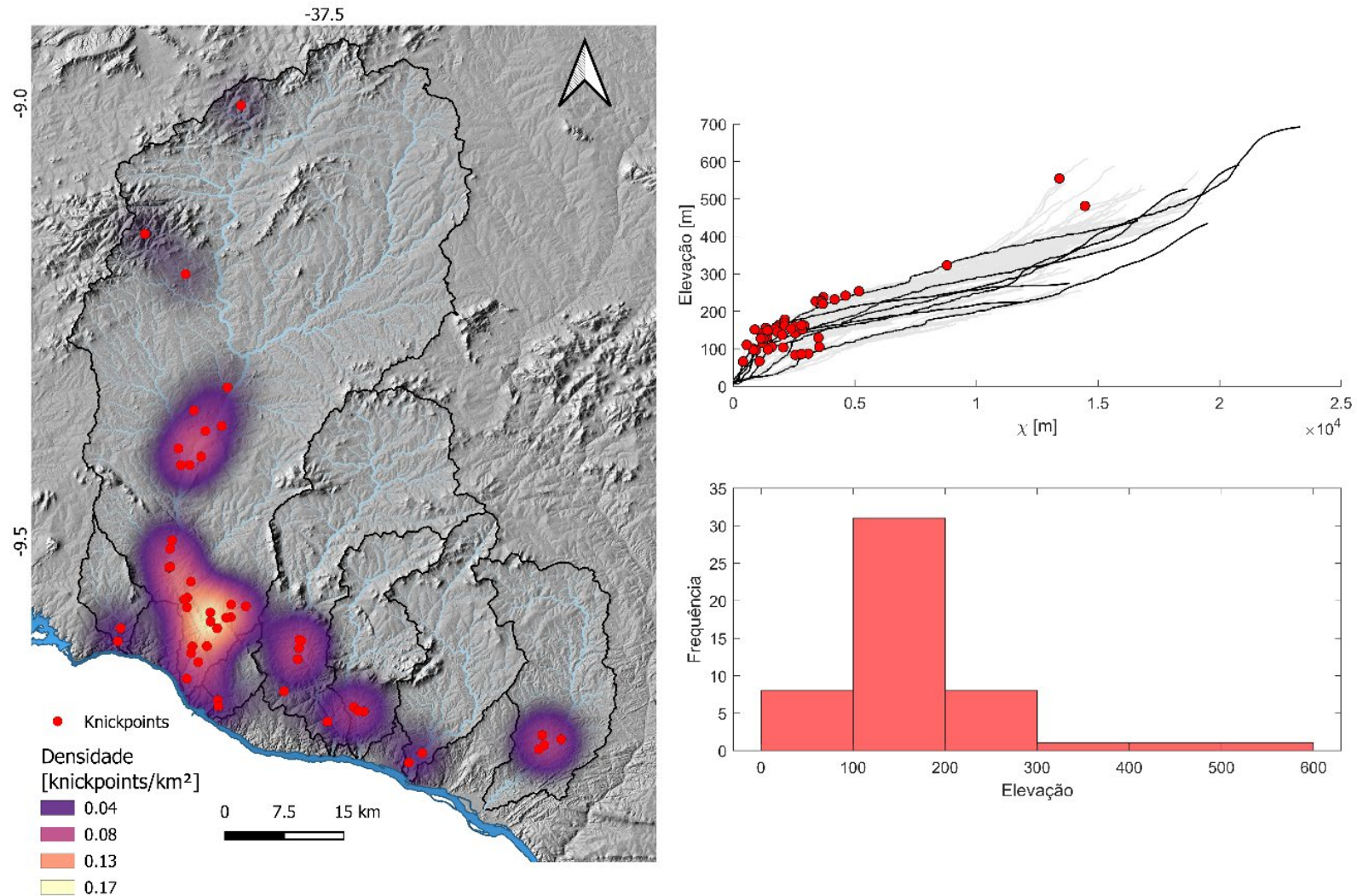
Figura 13 – *Knickpoint* no vale do rio Capiá (Fotografia: Carlos Correia).



Desta maneira, com exceção da bacia do rio Capiá, todas as bacias apresentam uma única amalgamação de rupturas e todas na proximidade com o rio São Francisco. Outro fato notório são as cotas em que as rupturas estão distribuídas, mesmo em bacias distintas. A elevação média dos *knickpoints* é 166 ± 90 , sendo que 61% ($n = 31$) estão no intervalo entre 100 e 200 metros, 16% ($n = 8$) são contemplados pela faixa de 0 a 100 e a mesma quantidade na classe entre 200 e 300 metros. O restante das rupturas está distribuído entre as cotas de 300 e 600 metros ($n = 3$). O coeficiente de curtose dos dados de elevação das rupturas foi de 10,76 (*e.g.*, $K > 0$) e indica que os dados seguem uma distribuição leptocúrtica. Esse tipo de distribuição denota que a presença

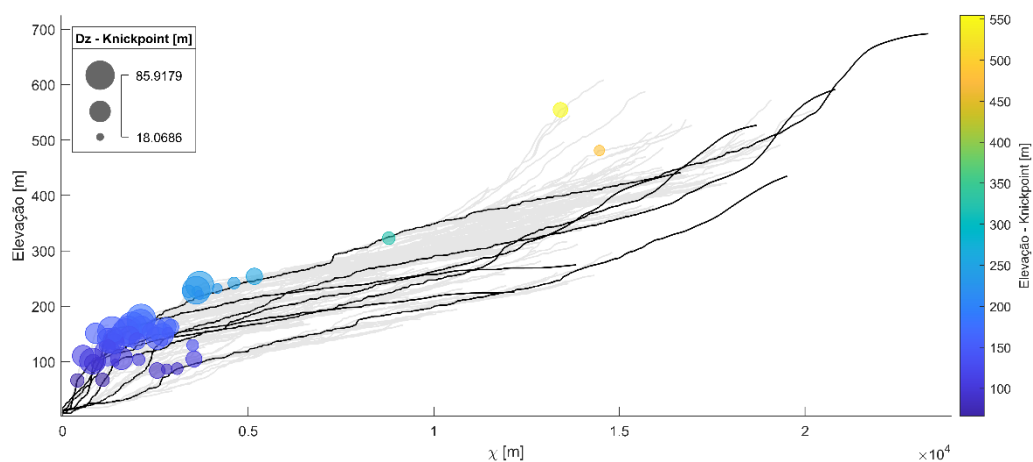
de *outliers* nas caudas e um pico acentuado de frequência. A assimetria ou distorção da distribuição foi de 2,56 (*e.g.*, $a > 0$) que representa que o pico de frequência está posicionado relativamente próximo a origem, com uma cauda a direita (Figura 14).

Figura 14 – No painel da esquerda, mapa com a distribuição dos *knickpoints* e sua densidade. Na direita, perfis longitudinais no espaço χ - z com os *knickpoints* mapeados e abaixo a distribuição de frequência em 6 classes de elevação. No gráfico dos perfis longitudinais, as linhas pretas representam os rios principais e o traçado cinza os tributários.



A diferença entre as linhas de melhor ajuste projetadas pelo algoritmo *knickpointfinder* e os perfis reais dos canais (D_z) analisados foi computada como um *proxy* para a magnitude da amplitude da ruptura (Fig. 15). Nota-se que os maiores valores estão, novamente, na proximidade com o rio São Francisco. Os únicos *knickpoints* mapeados nas cabeceiras do rio Capiá tem uma amplitude relativamente baixa em comparação com o restante, sendo de 26 e 19 metros. A média desse parâmetro foi de 40 ± 22 metros. A maior amplitude média foi encontrada na bacia do rio Boa Vista, nas cercanias da cidade de Piranhas. Há um decréscimo linear da magnitude dos *knickpoints* em direção a jusante. Quanto mais próximo do nível de base geral, menor é a amplitude e, consequentemente, a convexidade dos perfis. Enquanto que a distância em linha reta a partir da foz do São Francisco consegue explicar 54% da variabilidade de D_z médio por bacia, a distância a partir da hidrelétrica de Xingó, que é a ruptura mais próxima dos perfis analisados, explica 47% da variabilidade desse mesmo parâmetro.

Figura 15 – Perfis longitudinais obtidos pela transformação da coordenada horizontal em relação a elevação (χ -z). Notar a tendência não linear entre os perfis e que os maiores D_z são encontrados nas imediações das desembocaduras.

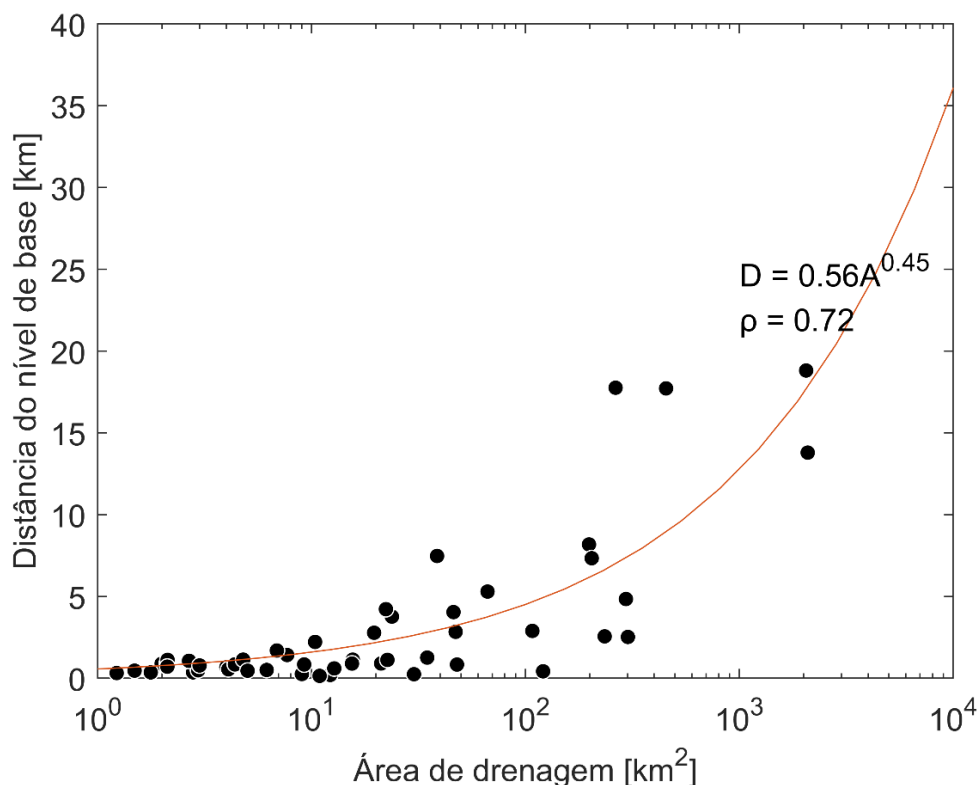


Em relação aos perfis χ -z nota-se que, apesar de usar um parâmetro de concavidade calibrado especificamente ao relevo da área de estudo, os perfis seguem um padrão que se afasta da linearidade. Porém, é preciso ressaltar que a montante das rupturas mapeadas os rios seguem, majoritariamente, uma tendência linear (Fig. 15). As rupturas no espaço χ -z, desta forma, correspondem também a locais onde existe maior declive dos canais, com maior D_z . Assim como através do mapa de densidade de *knickpoints*, verifica-se que existe no mínimo dois agrupamentos das rupturas e que as mais elevadas, correlatas a presença do maciço de Mata Grande e Borborema apresentam um padrão completamente distinto do restante da bacia em termos de concavidade e taxa de ganho de elevação em função da distância. Os grupos de *knickpoints*, contudo, não se

encontram geralmente em uma mesma coordenada χ - z , apesar de ocuparem faixas de elevação semelhantes, sendo mais elevados em direção a Xingó e menos em direção ao Atlântico.

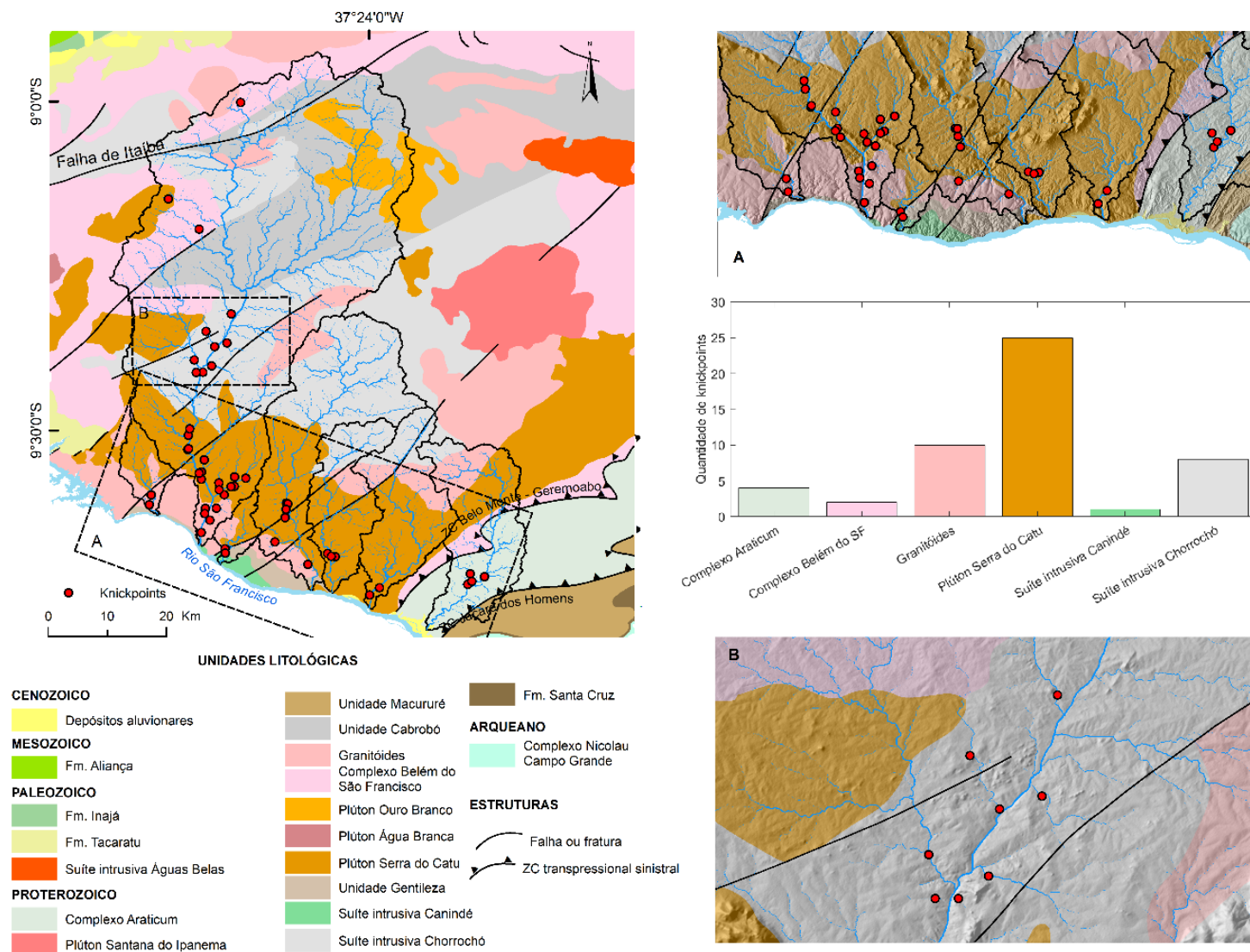
A distância de retração dos knickpoints em relação a área de drenagem apresenta uma relação não-linear positiva (Fig. 16). Assim, rupturas em rios principais, com maior área de contribuição a montante, tem as maiores taxas de recuo em direção as cabeceiras, em comparação com a rede tributária. O coeficiente de correlação entre a distância de recuo e a área a montante foi de $\rho = 0,72$, indicando que existe uma correlação positiva forte. É possível notar também que há uma menor dispersão dos dados até uma área de 10 km^2 de contribuição a montante. A partir disso, os dados se afastam da regressão não-linear, mas continuam seguindo uma tendência positiva. Os knickpoints tem uma distância média de migração de $3 \pm 5 \text{ km}$. Isso denota que a grande maioria está na proximidade de confluências. A área de drenagem média foi de $138 \pm 410 \text{ km}^2$. Esses valores representam que existe uma predominância de rupturas em canais de baixa hierarquia fluvial. Isso é confirmado pela análise do número de knickpoints por ordem de canal. Por exemplo, 28% ($n = 14$) das rupturas encontram-se em canais de primeira ordem, 36% ($n = 18$) em canais de segunda, 18% ($n = 9$) de terceira, 10% ($n = 5$) de quarta e há somente 4 localizados em canais de quinta e sexta ordem, respectivamente.

Figura 16 – Relação entre distância de retração dos *knickpoints* e sua área de drenagem a montante. A relação bivariada tem uma correlação considerada forte ($\rho = 0,72$).



A distribuição dos *knickpoints* por unidade litológica demonstrou que há uma maior concentração no Plúton Serra do Catu (Fig. 17). Essa unidade reúne metade ($n = 25$) dos *knickpoints* mapeados, sendo composta por quartzo sienito, monzonitos e álcali-feldspatos. Porém, analisando as cartas geológicas na escala de 1:50.000, observou-se que nas áreas mapeadas como sendo genericamente o Plúton Serra do Catu, na escala de 1:500.000, predomina os sienitos porfiroblastos intrudidos por quartzo monzonitos. A elevação média dos *knickpoints* nesta unidade é de 157 metros. Sobre os granitóides proterozoicos há 20% das rupturas ($n = 10$). Essa unidade abriga uma ampla diversidade de litologias. Porém, todos os *knickpoints* mapeados em granitóides, nas imediações da confluência do São Francisco, encontram-se sobre leucogranitos e possuem elevação média de 170 metros. Na suíte intrusiva Chorrochó, que representa rochas metamórficas tais como metadiorito, metagranito, metamonzodiorito, ortogneisse granodiorítico e augengneisse, foram identificados 8 *knickpoints*, com elevação média de 234 metros. Esses *knickpoints* se apresentam agrupados no médio curso do rio Capiá e são os únicos nesta faixa de elevação, geologia e distância do rio São Francisco. A suíte intrusiva Canindé apresenta apenas um *knickpoint* na bacia do riacho do Bobó. No Complexo Metamórfico Araticum, na bacia do Jacaré, foram localizados 8 *knickpoints* e que estão em uma cota relativamente menor que o restante, com elevação média de 91 metros. Esse complexo é formado por biotita xisto, gneisse, mica xisto, metagrauvaca, metavulcanoclástica e paragneisses.

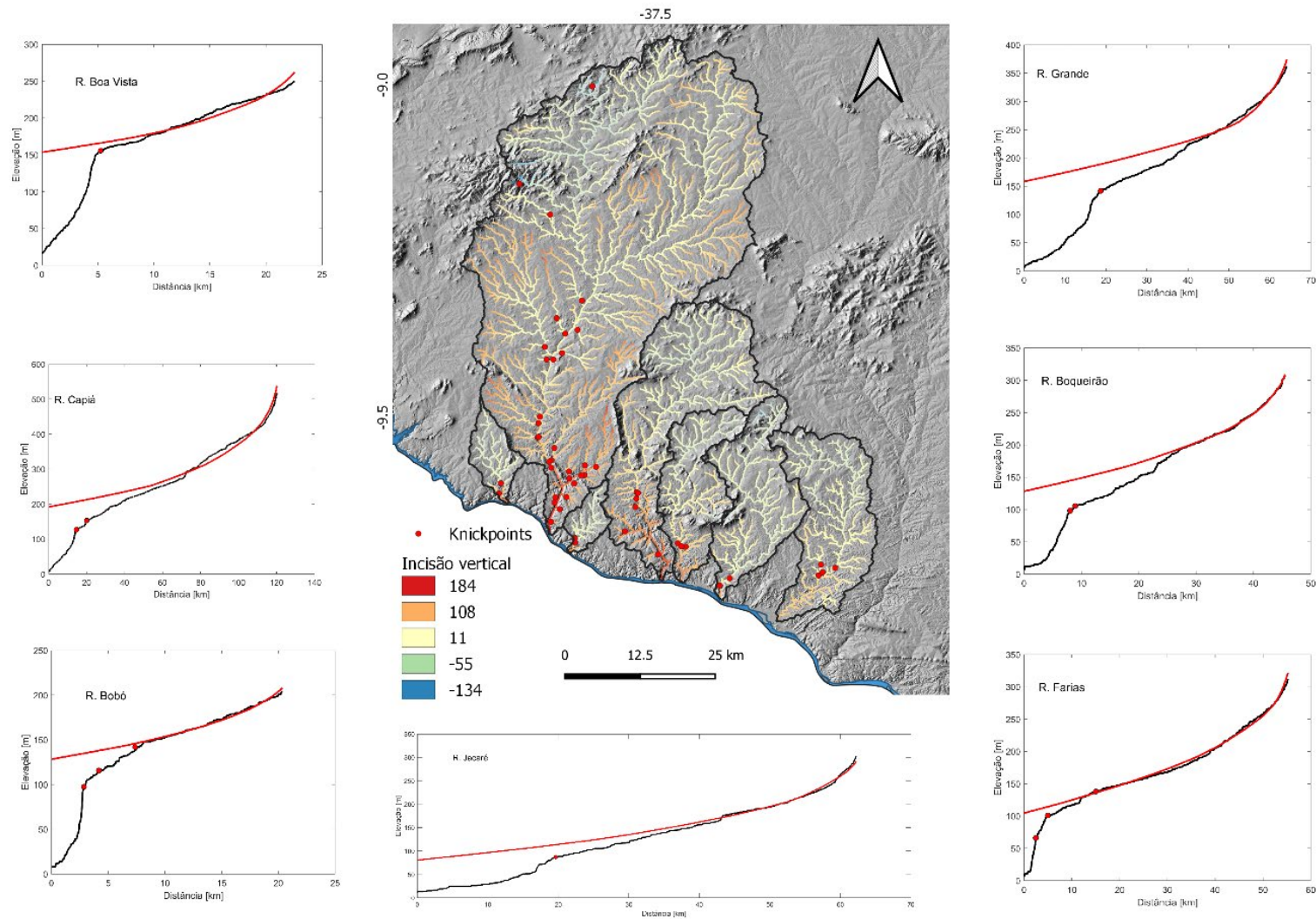
Figura 17 – Distribuição dos *knickpoints* por litologia. Há uma maior concentração na unidade plutônica Serra do Catu, representada na área por quartzo sienito, monzonitos e álcali-feldspatos.



7.2 Incisão vertical

A incisão vertical foi estimada para todos os rios principais e interpolados para a rede tributária das sete bacias analisadas, tomando como referência a porção relictas a montante dos *knickpoints* mapeados (Fig. 18). Os dados foram especializados e representam a diferença entre as elevações dos perfis de equilíbrio côncavos e a realidade. Nota-se que os maiores níveis de incisão vertical estão justamente a jusante dos *knickpoints* identificados. Geralmente, os setores mais proeminentes próximos as cabeceiras apresentaram menores níveis de incisão vertical, com exceção da bacia do rio Capiá. Isso representa que a amplitude entre o relevo atual é significativamente alta nesses setores, chegando, em alguns trechos, a 150 metros. Nesse tipo de análise, um indicador importante é a diferença entre a elevação da foz do canal atualmente e a cota projetada do perfil virtual. A bacia do riacho Boa Vista, com uma área de drenagem de apenas 78 km² e a mais próxima do *knickpoint* de Xingó, apresenta um desnível vertical de desembocadura de 136 metros entre a elevação projetada e real. Em direção ao Atlântico, 180 metros de amplitude foi estimada para a foz do rio Capiá, 120 metros no riacho do Bobó, 151 metros no riacho Grande, 121 metros no rio Boqueirão, 157 metros no rio Farias e, finalmente, 68 metros no rio Jacaré. O coeficiente de correlação entre os dados de amplitude altimétrica das desembocaduras e a distância do *knickpoint* de Xingó foi de $\rho = -0,53$ e em relação a distância até o Atlântico foi de $\rho = 0,52$. Isso indica que há uma correlação moderada negativa na relação bivariada distância do *knickpoint* de Xingó versus a amplitude altimétrica da foz dos rios analisados e moderada positiva em função da distância até o Atlântico. Desta forma, as amplitudes diminuem em direção ao Atlântico e aumentam em direção a Xingó.

Figura 18 – Perfis côncavos em vermelho e perfis reais em preto. O mapa demonstra a espacialização da incisão vertical. Há uma relação espacial entre as rupturas de gradiente e os maiores níveis de incisão fluvial, especialmente nas proximidades com o rio São Francisco.



7.3 Declividade dos canais

A espacialização da declividade normalizada pela distância (SL) apresenta uma concentração nos vales fluviais mais hierarquizados (Fig. 20, 21). Além disso, em relevos residuais há uma maior concentração dos valores, como no Maciço de Mata Grande. Também é perceptível uma vasta região de baixo SL (Fig 19), entre os vales de maior hierarquia e os relevos residuais. Os *knickpoints* estão presente em regiões bem delimitadas por altos valores de SL em todas as bacias analisadas. Assim, a presença de um *knickpoint* denota maiores valores de SL, mas o contrário não é verdade. Há uma relação espacial difusa entre SL e a presença de estruturas por toda a extensão da área de estudo, porém, em alguns setores, essa relação é mais evidente. Por exemplo, nas imediações de Mata Grande, uma falha na borda leste do maciço delimita uma área com altos valores de SL de outra com baixos valores. Essa relação também é evidenciada no alto curso do rio Farias e em tributários do baixo curso do rio Capiá, que apresentam seus vales retilíneos encaixados em falhas. As zonas de cisalhamento Jeremoabo-Entremontes e Jacaré dos Homens também delimitam zonas com valores elevados de SL.

Figura 19 – Paisagem com baixo SL e K_{sn} a montante da principal ruptura do rio Capiá.



A média de SL das bacias variou em um pequeno intervalo. A bacia do rio Boa Vista, que é a mais próxima de Xingó e a mais distante do nível de base geral, apresentou um SL médio de 76 m. A bacia do rio Capiá apresentou SL médio de 69 m, igualmente à bacia do riacho do Bobó. Já na bacia do riacho Grande foi estimado um SL médio de 71 m. No rio Boqueirão, foi estimado SL médio de 75 m e 78 m na bacia do rio Farias. O menor SL médio foi registrado na bacia do rio Jacaré que, como visto anteriormente, possui os menores níveis de amplitude altimétrica. A unidade litológica Serra do Catu, que abriga o maior número de *knickpoints*, apresentou um SL médio de 90 m. Por sua vez, os Granitóides apresentaram 158 m. A suíte intrusiva Chorrochó, onde localizam-se um grupo isolado de *knickpoints* na bacia do rio Capiá, possui SL médio de 57 m. No complexo metamórfico Araticum, que aloca os *knickpoints* da bacia do rio Jacaré, a média de SL foi de 68 m. O complexo Belém do São Francisco apresentou índice SL médio de 92 m, ao passo de que a suíte intrusiva Caindé apresentou SL médio de 196 m. O elevado desvio padrão das amostras permite inferir que existe muitos *outliers* na distribuição espacial de SL.

Figura 20 – Espacialização dos valores de SL e K_{sn} para área de estudo. Os knickpoints estão localizados em áreas com alto gradiente fluvial. Para interpolação utilizou-se o raio igual a 0,5 km.

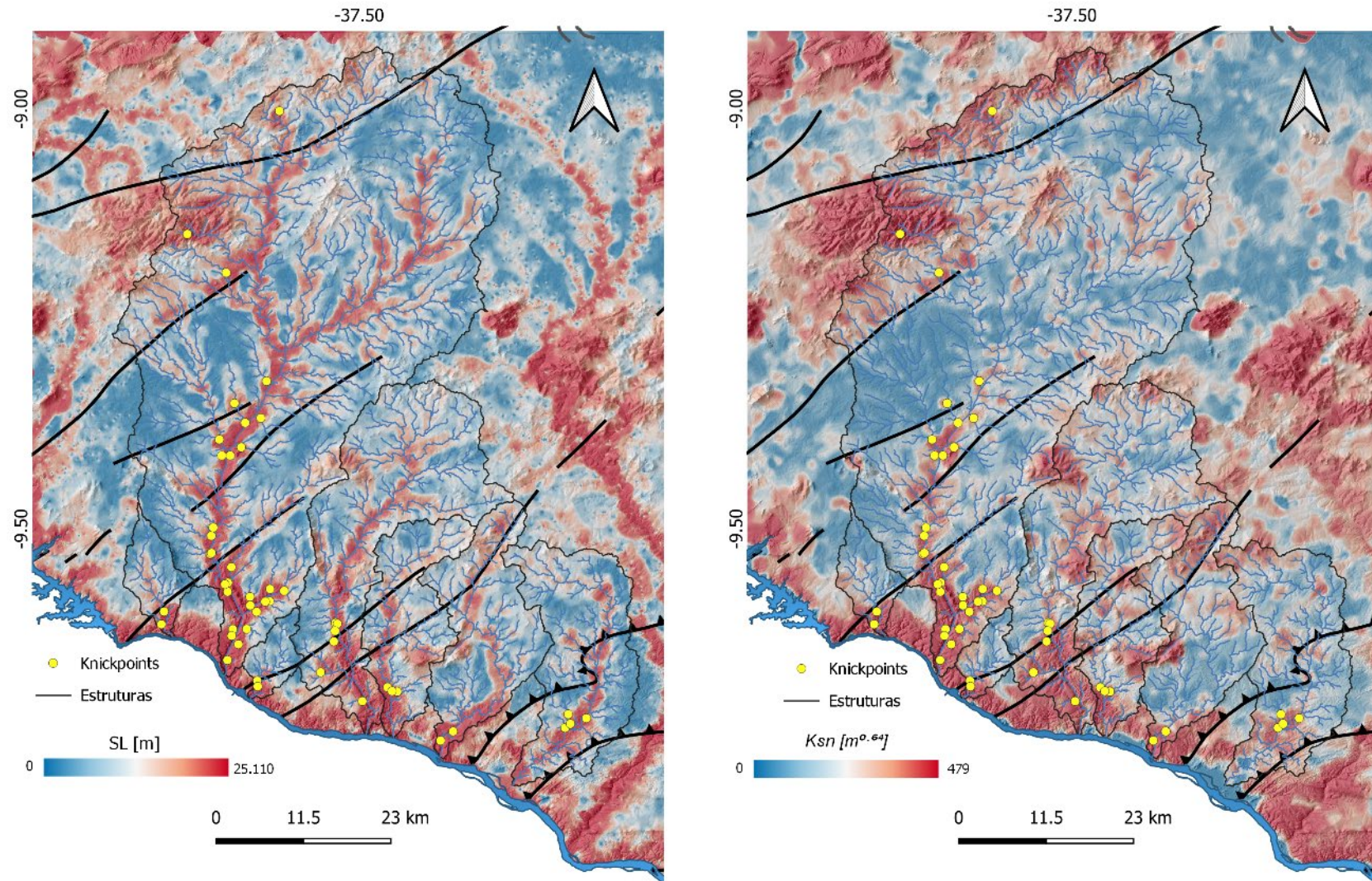


Figura 21 – Trecho do rio Capiá com altos valores de K_{sn} e SL.
Notar os *boulders* recobrimdo o leito e o protegendo dos processos erosivos.

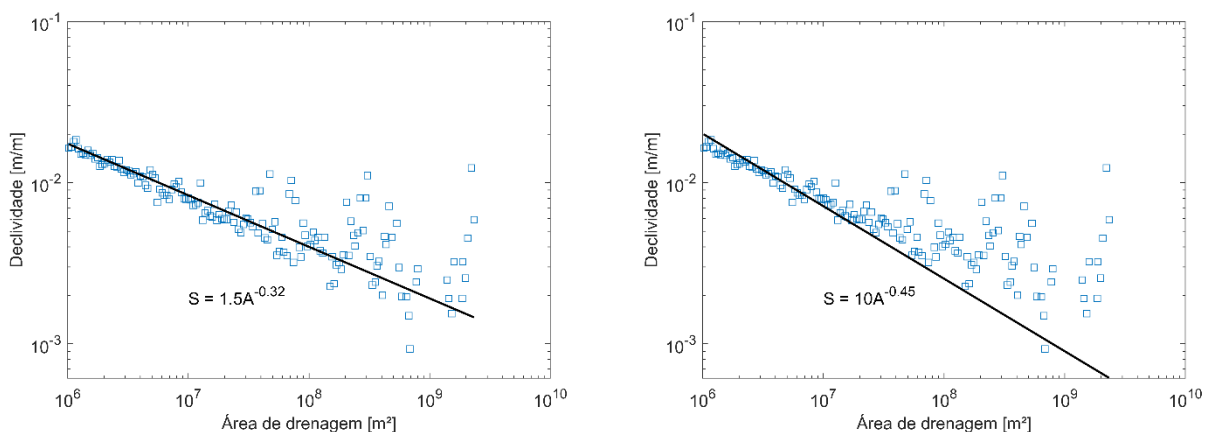


Para o cálculo do K_{sn} foi calibrado uma concavidade de referência para a rede de drenagem que resultou em $\theta_{ref} = 0,32$. Esse parâmetro ajustado é 29% menor que aquele reportado com maior frequência na literatura (*e.g.*, $\theta_{ref} = 0,45$). Essa calibragem garante que K_{sn} carregue mais sentido físico e que os valores sejam menos superestimados. É possível notar que com $\theta_{ref} = 0,32$ a regressão não-linear logarítmica entre área de drenagem e declividade dos canais adere aos dados com menor erro. Analisando esta relação, nota-se que a declividade dos canais nem sempre diminui a jusante, como o esperado. Em alguns trechos, próximos da desembocadura, verifica-se um aumento anômalo da declividade dos canais (Fig. 22). Assim como foi observado para o resultado da interpolação de SL, os maiores valores de K_{sn} estão concentrados em vales fluviais troncais e relevos residuais, como se observa no rio Capiá e no riacho Grande. Os *knickpoints* marcam uma transição clara entre terrenos com maior declividade dos canais de um outro com relevo significativamente mais suave e aplainado. O padrão espacial com altos valores de K_{sn} bordeja contigualmente a extensão do cânion do São Francisco e adentra a rede tributária, destacando-se os ambientes de confluência. Em comparação com os dados obtidos pela

interpolação dos valores de SL, os valores de K_{sn} são menos difusos. Por exemplo, é possível delimitar com maior nitidez e acurácia a escarpa da borda leste do maciço de Mata Grande e o prolongamento do planalto da Borborema nas cabeceiras da bacia do rio Capiá. A média regional de K_{sn} foi de $2 \text{ m}^{0,64}$ e o desvio padrão de $4 \text{ m}^{0,64}$.

Em relação as médias de K_{sn} as bacias apresentam valores expressamente baixos, variando em um intervalo curto de $1,35 \text{ m}^{0,64}$ até $1,84 \text{ m}^{0,64}$. Ao contrário do SL, como K_{sn} é normalizado pela área de drenagem e por um θ_{ref} ele permite fazer comparações entre as bacias. A bacia do rio Boa Vista apresentou $1,64 \text{ m}^{0,64}$ de K_{sn} médio, enquanto a bacia do rio Capiá apenas $1,56 \text{ m}^{0,64}$. A jusante, na bacia do riacho do Bobó, este parâmetro subiu para $1,74 \text{ m}^{0,64}$. O riacho Grande apresentou a maior declividade dos canais normalizada pela área de drenagem a montante, apresentando média de $1,84 \text{ m}^{0,64}$. As bacias dos rios Boqueirão e Farias apresentaram $1,61 \text{ m}^{0,64}$. A bacia do rio Jacaré apresentou uma menor declividade dos canais. Não por acaso, as análises morfométricas dessa bacia demonstram um menor Dz dos *knickpoints*, bem como um menor nível de incisão vertical. O padrão de K_{sn} sobre as litologias é semelhante ao observado na análise de SL. Desta forma, os maiores valores médios são encontrados nos Granitóides e na suíte intrusiva Canindé, com $3,75 \text{ m}^{0,64}$ e $3,65 \text{ m}^{0,64}$, respectivamente. Na unidade Serra do Catu a média foi de $1,72 \text{ m}^{0,64}$, que é abaixo da média regional. Esses valores são semelhantes ao encontrado no complexo Belém do São Francisco, com $1,75 \text{ m}^{0,64}$. O valor mais baixo foi encontrado sobre o complexo metamórfico Araticum, com média de $1,31 \text{ m}^{0,64}$. Finalmente, os canais que drenam a suíte intrusiva Chorrochó apresentaram uma média de $1,39 \text{ m}^{0,64}$.

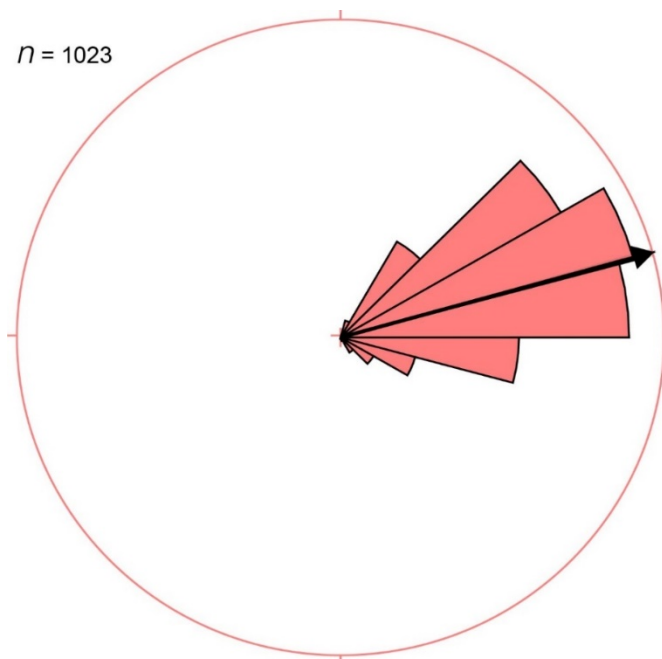
Figura 22 – Comparação entre a relação logarítmica entre declividade e área de drenagem para a rede de drenagem analisada. Notar que o parâmetro θ_{ref} calibrado para as especificidades da área de estudo mostrou-se mais adequado do que $\theta_{ref} = 0,45$ que é mais utilizado na literatura para rios de leito rochoso.



7.4 Sinuosidade e ângulo de confluência

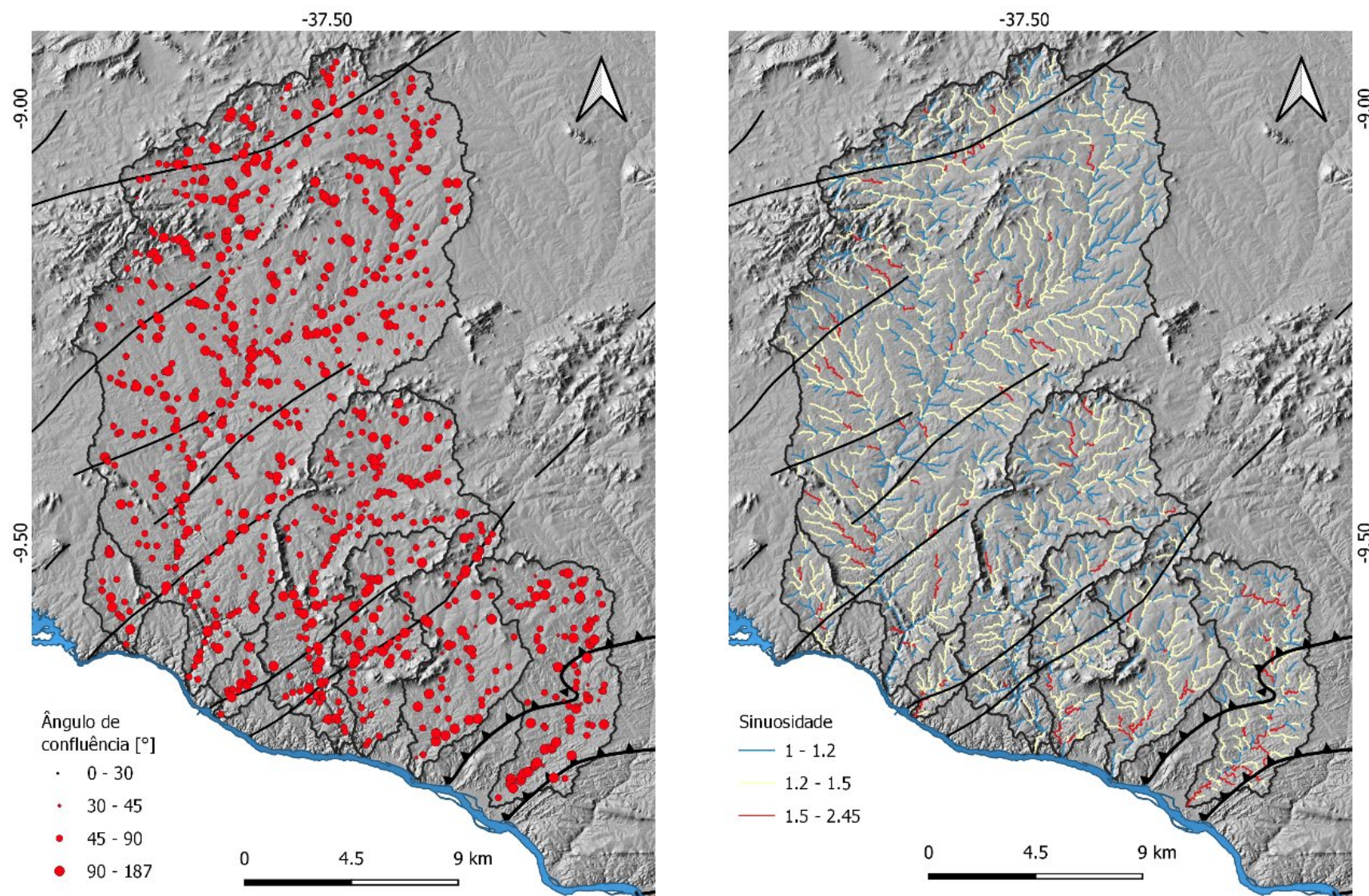
Foram analisados 1023 ângulos de confluências (α) nas bacias dos rios Boa Vista, Capiá, Bobó, Grande, Boqueirão, Farias e Jacaré. Dessas, 76% ($n = 772$) apresentaram ângulos agudos (*e.g.*, $0^\circ < \alpha < 90^\circ$), apenas uma confluência na bacia do Capiá apresentou ângulo reto (*e.g.*, $\alpha = 90^\circ$), 24% ($n = 249$) apresentaram ângulo obtuso (*e.g.*, $90^\circ < \alpha < 180^\circ$) e uma ângulo côncavo ($180^\circ < \alpha < 360^\circ$), também na bacia hidrográfica do rio Capiá. O ângulo médio das confluências analisadas foi de 75° , com desvio padrão de 25° . O menor α foi encontrado nas cabeceiras da bacia do riacho Grande, com 18° . A bacia do rio Boa Vista apresentou α próximo da média regional, com $73^\circ \pm 17^\circ$, semelhante a bacia do rio Capiá, com 74 ± 24 , a do riacho Grande, com $73^\circ \pm 23^\circ$ e a do riacho Boqueirão, com $74^\circ \pm 23^\circ$. A bacia do riacho do Bobó também apresenta ângulo obtuso dentro do desvio padrão da média regional, com $80^\circ \pm 27^\circ$, igualmente a bacia do rio Jacaré que apresentou $80^\circ \pm 30^\circ$, embora com desvio padrão maior. Em comparação, no rio Farias, a média é de $77^\circ \pm 25^\circ$. A análise do ângulo de confluência por litologia apresenta alguns desvios da média regional. Por exemplo, o complexo Araticum apresentou $86^\circ \pm 32^\circ$. Enquanto isso, a unidade Belém do São Francisco possui $74^\circ \pm 25^\circ$, a suíte Intrusiva Chorrochó $73^\circ \pm 23^\circ$ e os Granitóides $71^\circ \pm 18^\circ$. As confluências sobre a unidade Serra do Catu apresentaram $76^\circ \pm 24^\circ$. O diagrama de roseta abaixo representa a distribuição de frequência por ângulo de confluência (Fig. 23).

Figura 23 – Diagrama de rosetas com a distribuição de frequência do ângulo de confluência das bacias abarcadas pela análise. A média é indicada pela seta no ângulo obtuso de $75^\circ \pm 25^\circ$.



Foram analisados 2.233 segmentos fluviais em trechos de 1,5 km para mensuração da sinuosidade. Os rios na região de estudo, geralmente, apresentam baixa sinuosidade. A média regional é de $1,22 \pm 0,20$ indicando que há uma baixa variação na distribuição e amplitude dos dados. Do total de segmentos analisados, 91% apresentaram sinuosidade $< 1,5$, podendo ser classificados como retilíneos. A sinuosidade aumenta até valores $> 1,5$ em trechos isolados em todas as bacias analisadas. Os canais da bacia do rio Boa Vista apresentam sinuosidade máxima de 1,6 e média de 1,25. Já na bacia do Capiá a sinuosidade máxima foi de 2,15 e a média 1,22. O valor elevado foi encontrado rente a Falha de Itaíba, na unidade Cabrobró. Na bacia do riacho do Bobó a média foi de 1,35 e a máxima de 1,96. Na bacia do riacho Grande, a média foi de 1,19 e a máxima de 1,88. No rio Boqueirão a média foi de 1,23 e a máxima de 1,98. No rio Farias a média foi de 1,23 e a máxima de 2,26. No rio Jacaré a sinuosidade dos canais média foi de 1,27 e máxima de 2,45, que é a maior registrada dentre as bacias analisadas. Esse valor elevado também ocorre nas imediações da zona de cisalhamento Belo Monte-Jeremoabo. A Fig. 24 representa a distribuição espacial do ângulo de confluência e sinuosidade dos canais.

Figura 24 – A esquerda, espacialização do ângulo de confluência e a direita sinuosidade dos canais no baixo curso do rio São Francisco.



7.5 Topografia das encostas

O ângulo médio de inclinação das encostas foi de 4° que representa um gradiente topográfico de aproximadamente 0,06 m/m. O padrão de distribuição dos maiores ângulos de inclinação está associado a relevos residuais, como cristas, inselbergs e maciços, que representam centros locais de dispersão de drenagem. Nos vales, na confluência com o rio São Francisco, que também concentram *knickpoints*, os maiores valores de K_{sn} , SL e incisão vertical, apresentam encostas mais íngremes que o padrão regional (Fig. 25, 26). As bacias não tem uma variação expressiva nas médias de declividade das encostas. A bacia do rio Boa Vista apresentou $4,6^\circ$, semelhante as bacias do rio Jacaré e Riacho Grande, com $4,7^\circ$ e $4,5^\circ$, respectivamente. As encostas mais íngremes são encontradas nas bacias do riacho do Bobó, que apresentou $5,2^\circ$, rio Boqueirão, com $5,7^\circ$ e rio Farias, com a maior declividade média registrada, estimada em $5,8^\circ$, contrastando com a menor de $3,9^\circ$ do rio Capiá. Em contrapartida, as litologias apresentam variações mais expressivas. O maior valor registrado foi na suíte Canindé, com média de $9,5^\circ$, ou seja, aproximadamente 2,4 vezes maior que a média regional. Em seguida, os Granitóides que apresentaram $5,9^\circ$ e a unidade Serra do Catu, com $4,8^\circ$, igualmente ao complexo Belém do São Francisco. O menor ângulo médio foi do complexo metamórfico Araticum que aflora com maior expressividade na bacia do rio Jacaré.

Em relação a proposta de DiBiase et al. (2010) não foi possível obter ajustes com coeficiente de determinação (R^2) maiores que 0,23 na relação bivariada entre a amplitude topográfica e o K_{sn} das bacias, com raio de 100 m até 5 km. Os coeficientes de determinação variaram de 0,18 a 0,23 e isso significa que a declividade dos canais por bacia não explica a maior parte da variabilidade da amplitude topográfica. O raio de 5 km apresentou o maior R^2 , com 0,23, mas, em contra partida, foi observado um efeito de borda considerável, com distorções muito além dos limites das bacias hidrográficas analisadas. Desta forma, utilizou-se um raio de 1 km por diminuir o efeito de borda e delimitar grandes feições do relevo, como a amplitude na confluência entre tributários e o canal principal, além do relevo adjacente a maciços residuais. Esse raio possui um coeficiente de determinação de 0,20. A distribuição dos valores de amplitude maiores que 200 metros em um raio de 1 km são encontrados no maciço de Mata Grande e em cristas paralelas aos canais de maior hierarquia. Novamente, existe uma relação sugestiva entre a presença de vales incisos no baixo curso dos canais e a presença da calha do rio São Francisco, tanto para o ângulo de inclinação das encostas quanto para amplitude altimétrica. Também é valido ressaltar a relação que existe, no alto curso do rio Capiá, entre a presença de estruturas geológicas e a amplitude topográfica

Figura 25 – Espacialização do ângulo de inclinação das encostas (esquerda) e da amplitude topográfica em uma janela circular de raio de 1 km (direita).

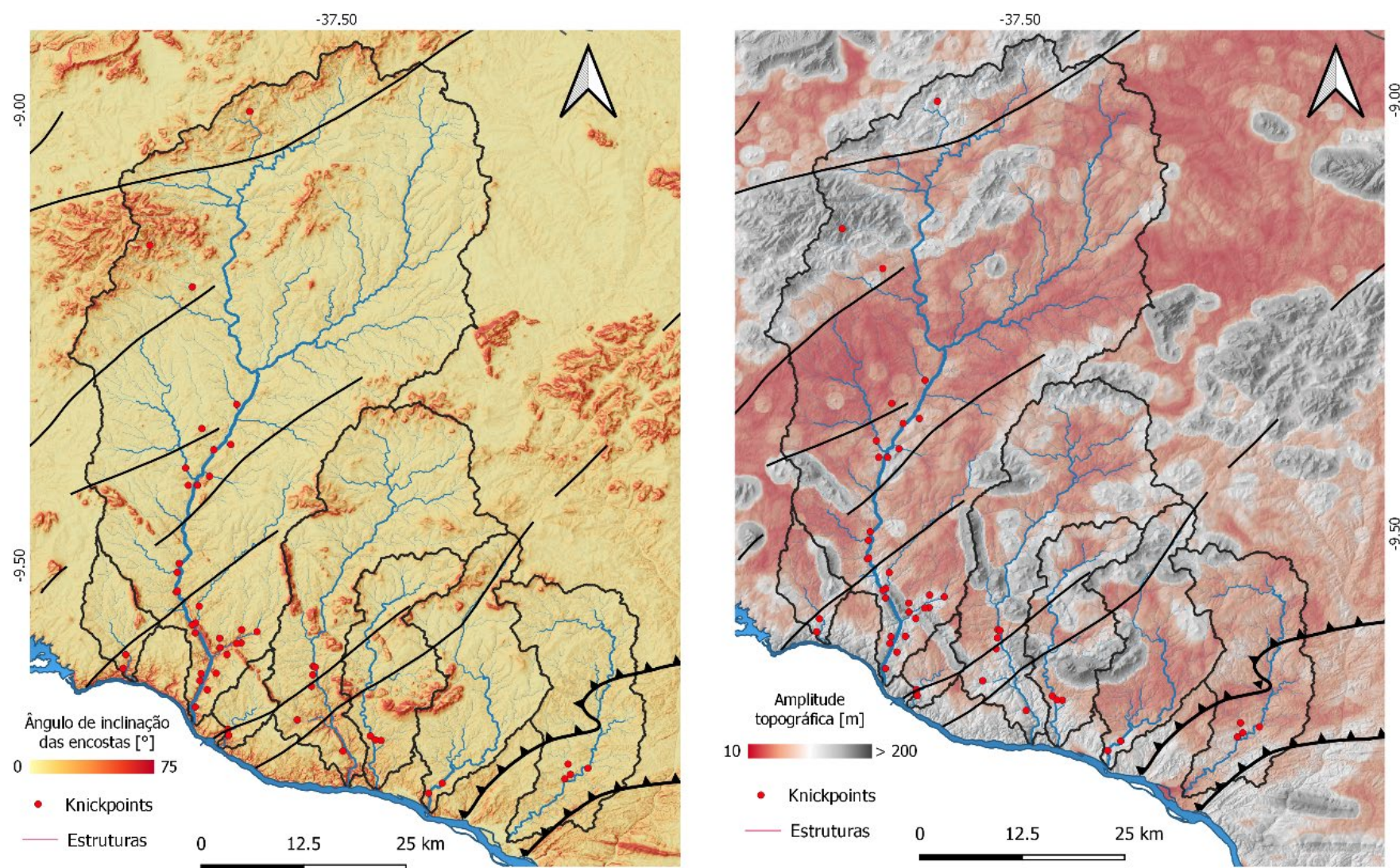
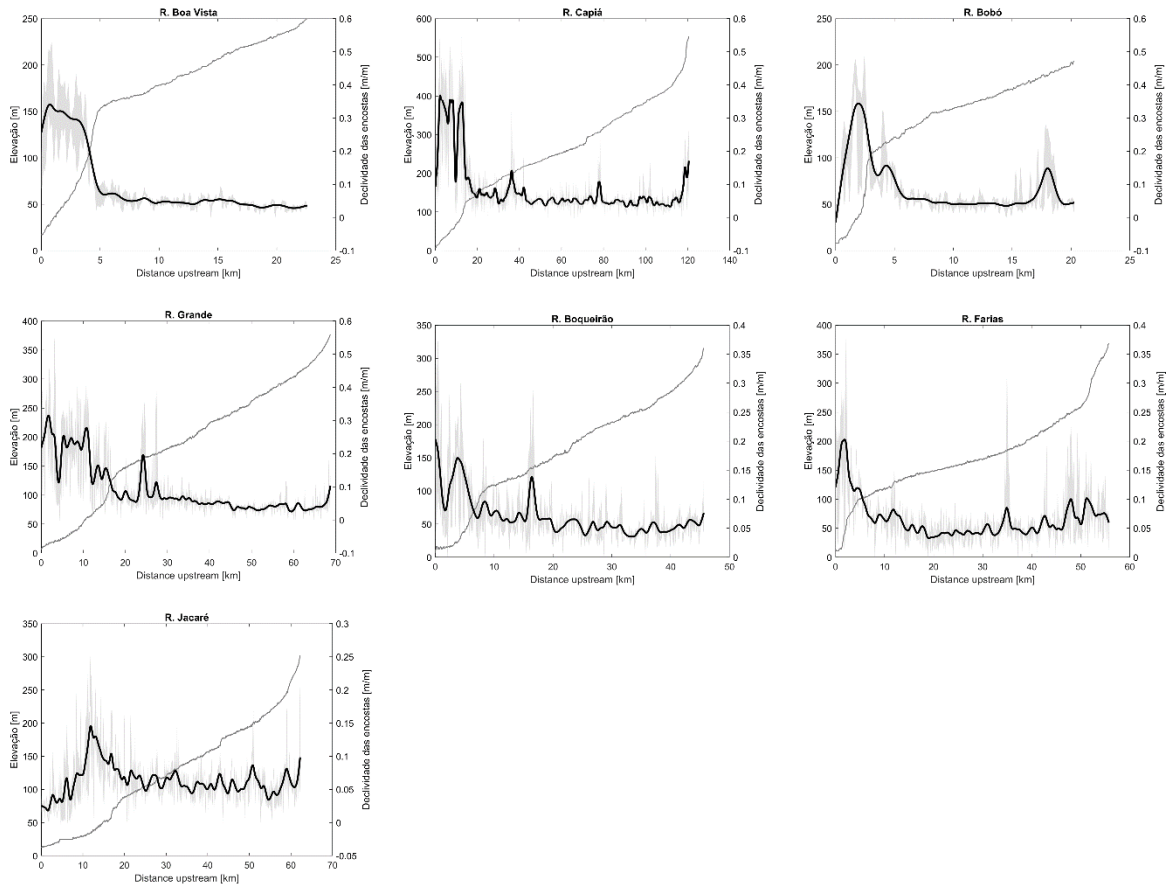


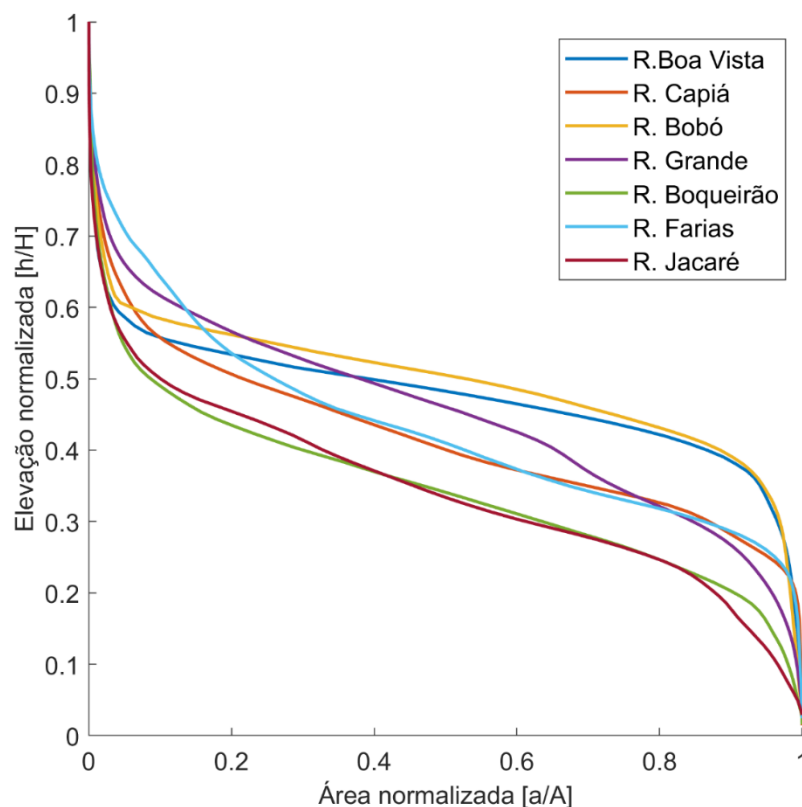
Figura 26 – Perfil longitudinal dos rios analisados junto com a declividade das encostas adjacentes ao canal. É possível notar que nas rupturas há uma maior declividade.



A bacia do rio Boa Vista apresentou uma amplitude média de 83 m, enquanto na bacia do Capiá esse valor foi menor, apenas 76 m. No riacho do Bobó, a amplitude foi de 93 m, semelhante ao rio Farias, com 92 m. As maiores amplitudes topográficas foram encontradas nos rios Boqueirão e Grande, com 122 e 104 m, respectivamente. A menor amplitude topográfica registrada, de 62 m, foi encontrada no rio Jacaré, assim como aconteceu com outras métricas, como a declividade das encostas, elevação média, incisão vertical, magnitude dos *knickpoints*, declividade dos canais, dentre outras. A amplitude de elevação por litologia apresentou uma variabilidade expressiva. A menor amplitude foi registrada no complexo metamórfico Araticum, com apenas 58 m, enquanto a maior foi encontrada na suíte intrusiva Canindé, com 138 m, seguida pelo complexo Belém do São Francisco, com 116 m, sendo que metade dos dados dessa unidade tem amplitude menor ou igual a 85 m. A unidade Serra do Catu apresentou 96 m, enquanto os Granitóides apresentaram 105 m. Por fim, a suíte intrusiva Chorrochó apresentou 77 m de amplitude topográfica média. Os maiores valores de amplitude altimétrica estão associados a presença de relevos residuais.

As bacias apresentaram integral hipsométrica (HI) em um intervalo de $0,32 < HI < 0,48$ que caracteriza o relevo como senil (*e.g.*, $HI < 0,35$) e maduro (*e.g.*, $0,35 < HI < 0,60$), segundo a proposta de Strahler (1952). Isso significa que mais da metade da quantidade de massa disponível já foi removida do conjunto dessas bacias. A média desse parâmetro foi de 0,40. O menor valor de foi encontrado na bacia do rio Jacaré, com 0,32. Essa foi a única bacia a ser classificada como senil. As bacias restantes foram classificadas como maduras. A bacia do riacho do Bobó apresentou HI de 0,48, sendo a maior registrada no conjunto de bacias. A bacia do rio Boa Vista, que é a mais próxima de Xingó, apresentou $HI = 0,45$. A bacia do rio Farias apresentou $HI = 0,42$ que está próximo da média regional. Esse valor é mais elevado na bacia do riacho Grande, com 0,44. A bacia do Capiá, que é a maior da área de estudo, apresentou $HI = 0,41$. Finalmente, a bacia do Boqueirão apresentou HI de 0,34. A forma que caracteriza o terço final das curvas hipsométricas (Fig. 27) é a presença de uma queda abrupta. Essa feição é mais pronunciada nas bacias do riacho do Bobó e Boa Vista, as menores analisadas. Porém, ao cruzar os dados de HI com a área de drenagem verificou-se que não há uma relação de dependência entre essas variáveis ($\rho = -0,07$). Porém, observou-se que os valores de HI aumentam com a distância até o Atlântico ($\rho = 0,66$) e diminuem com a distância até Xingó ($\rho = -0,74$).

Fig. 27 – Curvas hipsométricas das bacias analisadas. O menor valor de HI foi encontrado na bacia do rio Jacaré e o maior na bacia do riacho do Bobó.

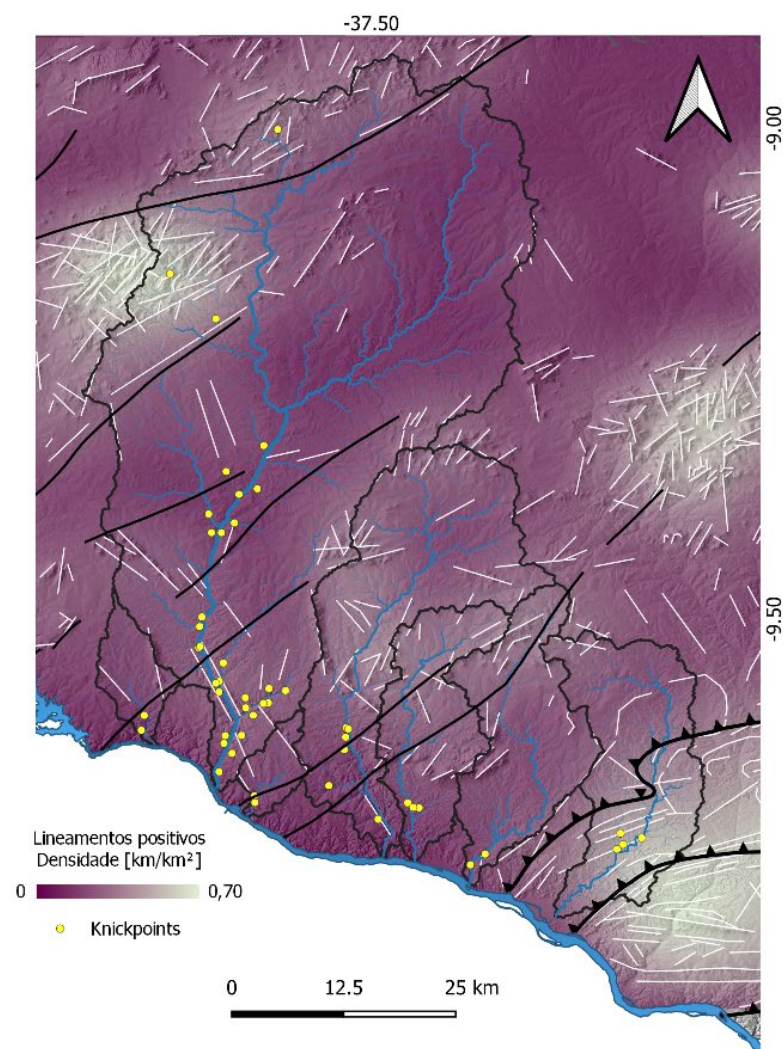
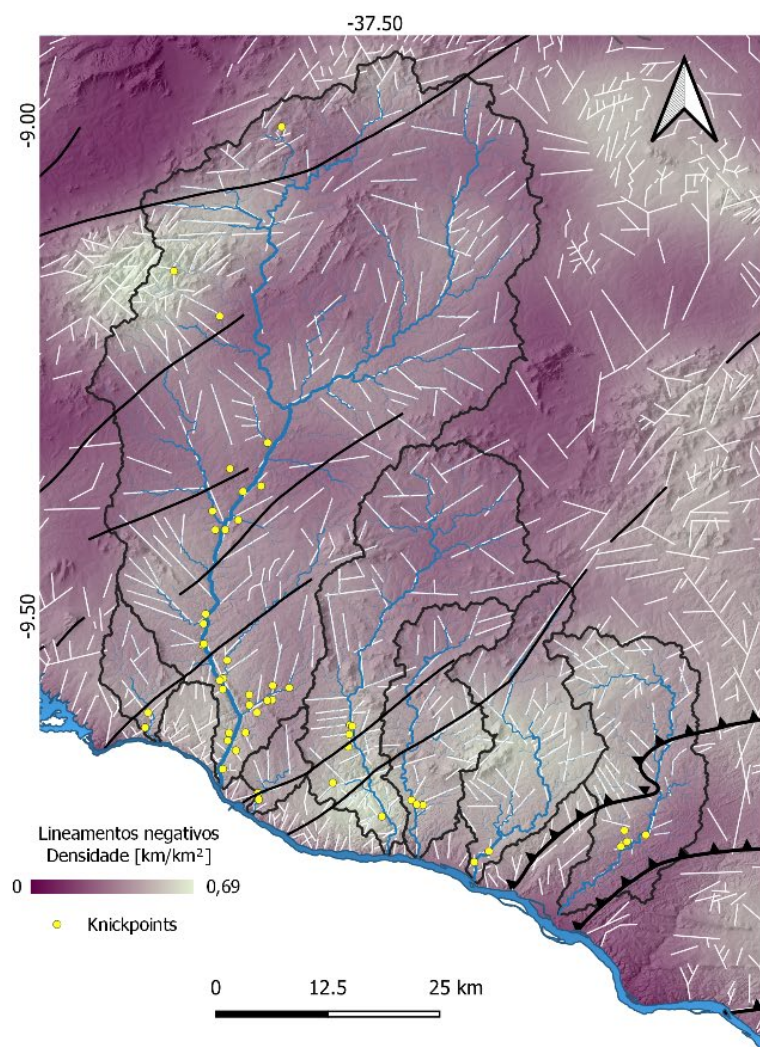


7.6 Lineamentos

Foram mapeados 1.124 lineamentos negativos, com um comprimento que variou de 366 m até 21 km (Fig. 28). O comprimento médio dos lineamentos dessa classe é de 3 km. Metade dos lineamentos negativos tem comprimento menor ou igual a 2,6 km. A curtose foi de 7,8, classificada como leptocúrtica, que indica que o pico de frequência está próximo a origem. O coeficiente de assimetria foi de 2 e indica que a distribuição de frequência tem uma cauda a direita. Existe uma relação entre as maiores densidades de lineamentos negativos e a presença de *knickpoints*. No baixo curso das bacias analisadas existe uma alta densidade de lineamentos negativos (e.g., 0,5 km/km²). Também há uma grande concentração de vales lineares no maciço de Mata Grande e em porções externas as bacias. Os lineamentos negativos apresentam uma predominância no primeiro quadrante, com direção nordeste. O vetor médio da distribuição de frequência por azimuth foi de $30^\circ \pm 2^\circ$. Esse *trend* acompanha as estruturas regionais (Fig. 29).

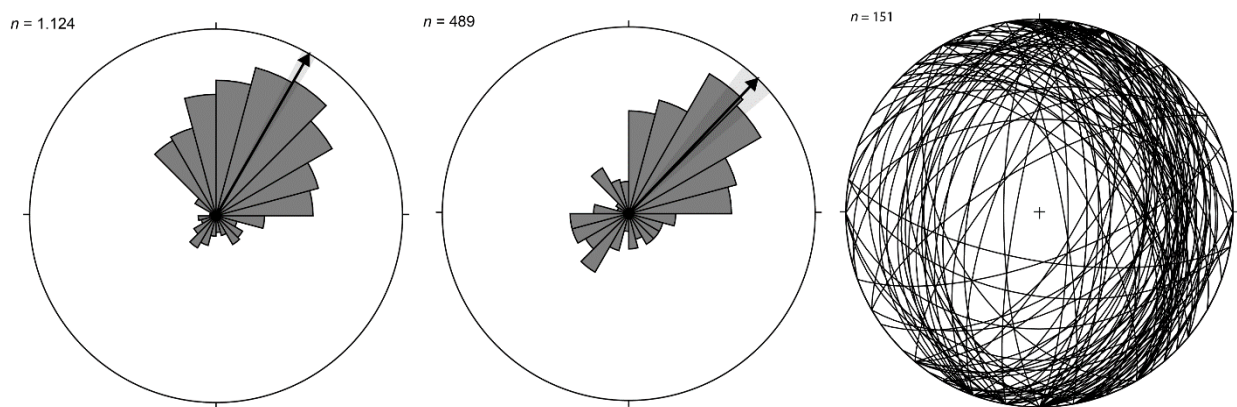
Foram mapeados 489 lineamentos positivos, uma quantidade 2,3 vezes menor que a de lineamentos negativos. A média do comprimento foi superior a encontrada nos lineamentos negativos e atingiu 4,1 km, variando de 74 m até 29,5 km. A mediana dos dados 3,4 km e denota que metade dos lineamentos tem comprimento igual ou inferior a esse valor. Assim como foi verificado para a distribuição dos lineamentos positivos, a distribuição de frequência dos dados de lineamentos positivos foi classificada como leptocúrtica ($K = 16,5$). O coeficiente assimetria foi de 2,89 e indica que os dados estão concentrados próximos a origem. A espacialização da densidade de lineamentos positivos apresenta no mínimo três núcleos. O primeiro agrupamento distinguível é o maciço de Mata Grande, que também concentra lineamentos negativos. O segundo está nas proximidades da bacia do rio Jacaré, entre zonas de cisalhamento e, por fim, o terceiro está fora do domínio das bacias. Os lineamentos positivos também possuem um *trend* nordeste, acompanhando as estruturas regionais (Fig. 25). O vetor médio é $44^\circ \pm 6^\circ$, um pouco maior que nos lineamentos positivos, mas dentro do desvio padrão.

Figura 28 – Lineamentos negativos e positivos mapeados sobrepostos a densidade. Notar que existe uma relação espacial entre a distribuição de knickpoints e densidade de lineamentos negativos.



Atitude dos planos de foliação, que incluem direção e ângulo de mergulho de milonitos em falhas transcorrentes, compreendem 151 mensurações realizadas em campo pelo Serviço Geológico do Brasil durante o mapeamento geológico de Alagoas, na escala de 1:250.000 (MENDES et al., 2017). A projeção dos planos em uma rede de igual área no hemisfério inferior demonstra que grande parte mergulha para nordeste, sudeste e leste, ocupando o primeiro e segundo quadrante. O menor número de planos mergulha para oeste, noroeste e sudeste, no terceiro e quarto quadrante. A foliação milonítica ($n = 8$) geralmente apresenta alto ângulo de mergulho, com média de 61° , enquanto o resto dos planos ($n = 143$) apresenta 36° em média, semelhante ao ângulo de orientação dos lineamentos. O vetor médio dos polos normais aos planos de foliação foi de direção 254° e mergulho de 73° .

Figura 29 – Da esquerda para direita, lineamentos negativos, positivos e planos de foliação.

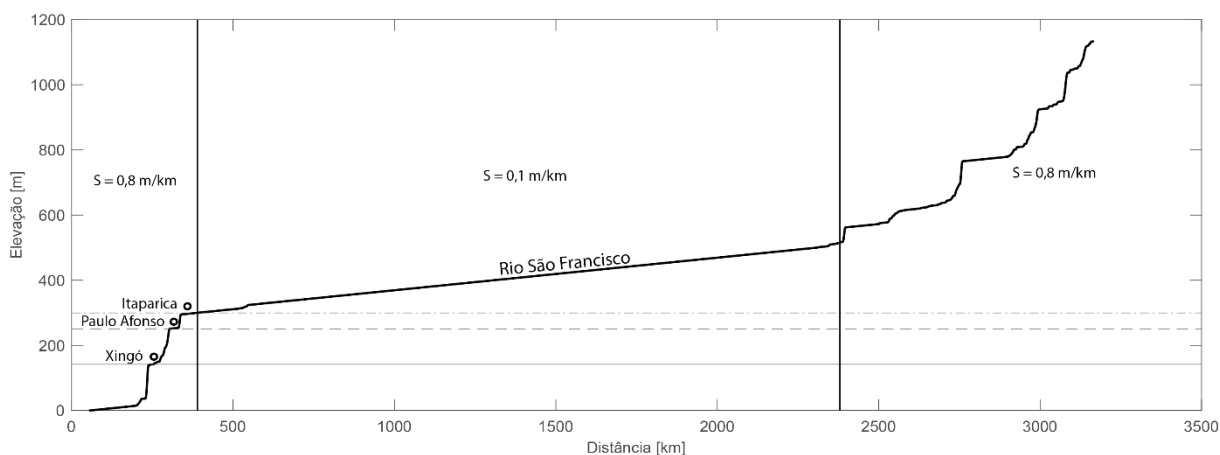


8. DISCUSSÃO

A reunião dos dados morfométricos, junto com as análises morfoestruturais, sugere que o relevo do baixo curso do rio São Francisco encontra-se em um estado transiente, respondendo ao último episódio de rebaixamento do nível de base, com assinaturas expressas na morfologia de canais e encostas. E, mais importante, esse processo não assume um caráter restrito e particular, mas tem uma manifestação espacial regional e consistente em todas as bacias que foram analisadas (Boa Vista, Capiá, Bobó, Grande, Boqueirão, Farias e Jacaré), além do próprio vale do rio São Francisco. Outro ponto que corrobora com essa interpretação são os achados de Nascimento (2020) que mapeou *knickpoints* nas bacias dos rios Moxotó, Capiá, Ipanema e Traipu. Com exceção do Moxotó, todos esses rios apresentam rupturas nas proximidades do rio São Francisco, indicando que a vaga erosiva responsável por sua morfogênese se iniciou a, no

mínimo, 88 km do Atlântico. Esse limite também é próximo do contato entre o embasamento e a bacia sedimentar Sergipe-Alagoas. Provavelmente, não existe rupturas expressivas na foz do Moxotó por ele estar situado a montante das principais quedas do rio São Francisco. Por isso, é preciso tratar da morfologia do perfil longitudinal do rio São Francisco (Fig. 30).

Figura 30 – Perfil longitudinal do rio São Francisco. Notar os patamares (Xingó, Paulo Afonso e Itaparica) e também a declividade dos trechos.

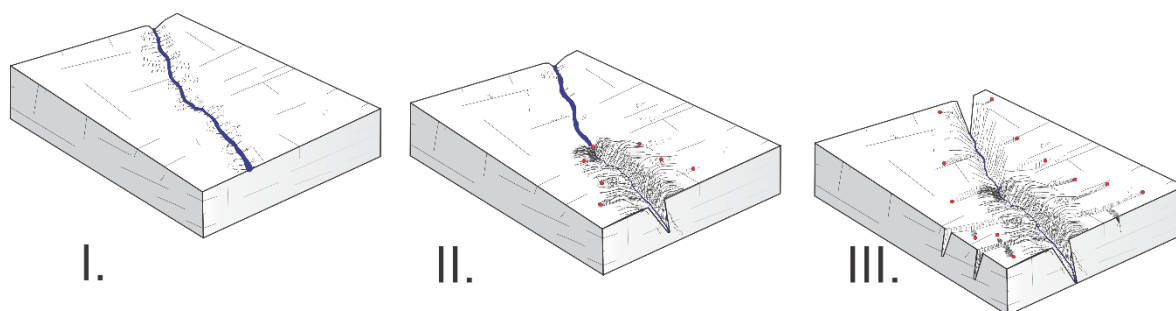


O perfil do rio São Francisco é marcado por uma série de grandes quebras na região de sua cabeceira em Minas Gerais, onde a declividade é de aproximadamente 0,8 m/km. O rio então segue por uma região de declividade suave ($S = 0,1$ m/km), onde desenvolveu um amplo vale aluvial, com largura de até 16 km (MESCOLOTTI *et al.* 2021). Entretanto, antes de desaguar no Atlântico, o rio abruptamente desce quase 300 metros em menos de 400 km. O padrão de ruptura próximo a desembocadura se repete em seus tributários, um exemplo de geometria fractal e proporcionalidade. E, à primeira vista, essas rupturas parecem ser indistintas. Isso acontece por uma distorção de escala. A escala horizontal contempla mais de 3.000 km, enquanto a vertical apenas 1,2 km. Isso faz com que as distâncias entre as rupturas escalonadas pareçam uma única quebra. Porém, uma análise mais pormenorizada permite visualizar que elas são escalonadas e essa configuração geomorfológica permitiu a construção dos grandes lagos das hidrelétricas de Xingó, Paulo Afonso e Itaparica. No setor final, foi registrada uma declividade de 0,8 m/km, assim como nas cabeceiras, garantindo um grande poder de incisão da corrente, uma vez que a declividade é um dos parâmetros que define a tensão de cisalhamento basal (*e. g.*, WHIPPLE *et al.* 2000).

Porém, há uma ressalva importante. Os dados altimétricos utilizados registram a elevação da superfície, então, em áreas com a presença de barragens, a cota registrada é a da lâmina d'água dos reservatórios. Mesmo assim, propôs-se três patamares no baixo e sub-médio

São Francisco: Xingó, Paulo Afonso e Itaparica. O patamar mais baixo é Xingó, com cerca de 140 metros. O nível intermediário é Paulo Afonso, que dista 56 km a montante de Xingó, com 250 metros. O degrau mais alto é marcado por Itaparica, a 32 km de Paulo Afonso e 300 metros de elevação. Esses níveis identificados a partir da topografia digital também estão presentes no perfil longitudinal do rio São Francisco elaborado por Halfeld (1860) a partir de técnicas de levantamento topográfico. Em todas essas catadupas, o canal do rio São Francisco se estreita a jusante, apresenta leito rochoso e encostas com alto ângulo de inclinação (*e. g.*, MORAES REGO, 1945; HALFELD, 1860). O escalonamento sugere que a incisão do cânion do São Francisco se deu em, no mínimo, três fases, como sugerido por Ab'saber (1997). Outra implicação dessa constatação é cronológica. A morfogênese dos patamares é diacrônica, sendo que Itaparica é o mais antigo e o de Xingó é o mais recente. Um modelo simplificado da evolução dos *knickpoints* é mostrado a seguir (Fig. 31).

Figura 31 – Modelo de propagação de vaga erosiva, nucleação de *knickpoints* e formação de vales suspensos no baixo curso do rio São Francisco. Notar também que o processo de incisão é controlado, dentre outras coisas, pelo padrão de fraturamento do embasamento.
(adaptado de Gallen e Wegmann, 2015).

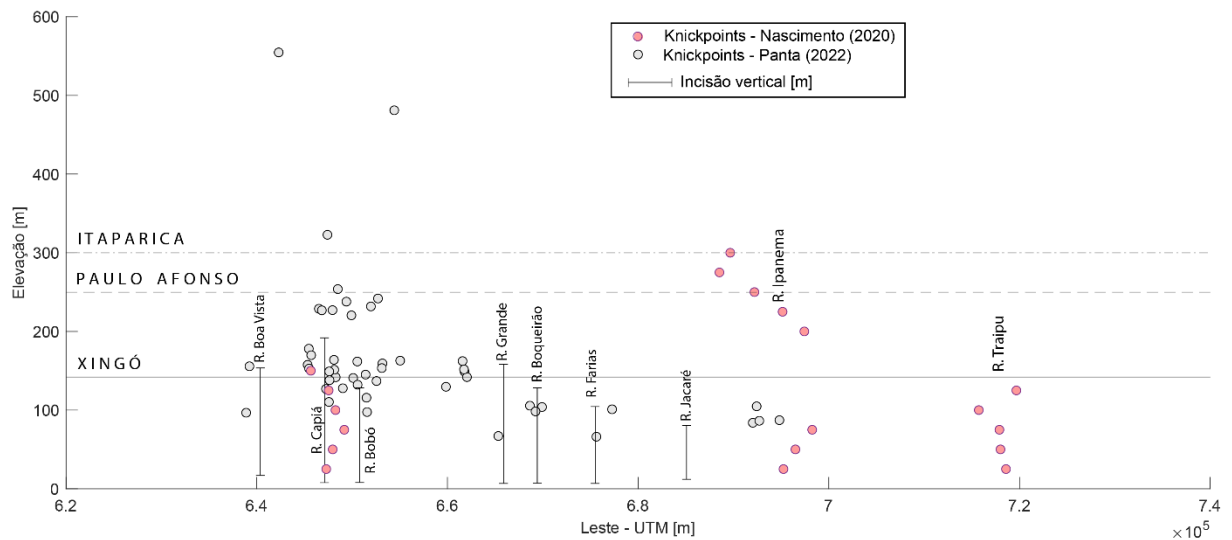


Com a disposição sugestiva dos *knickpoints* mapeados e as cotas das rupturas do rio São Francisco não é difícil visualizar uma vaga erosiva que cruzou a desembocadura dos tributários, como descrito em modelos teóricos de propagação de ondas de incisão (*e.g.*, GARDNER, 1983; BERLIN; ANDERSON, 2007). Aqui, sugere-se que a maior parte dos *knickpoints* mapeados são correlatos ao patamar de Xingó e não a Paulo Afonso ou ainda Itaparica. Esses representam o grupo mais representativo do baixo São Francisco, formado por rupturas abruptas em confluências, abaixo da cota de 200 metros. O outro grupo pode ser associado ao patamar de Paulo Afonso e que também foi mapeado, de forma independente utilizando a relação declividade extensão, por Nascimento (2020) na bacia do rio Ipanema. Porém, não se verifica essa aglutinação correlata a Paulo Afonso na maioria das bacias, apenas nos vales do Capiá e

Ipanema. Isso pode indicar que a vaga erosiva filiada ao patamar de Paulo Afonso já tenha cruzado as bacias menores até suas cabeceiras ou simplesmente elas não foram mapeadas por apresentarem uma amplitude altimétrica menor que o limiar vertical adotado no mapeado de rupturas. O grupo de *knickpoints* filiada a migração do patamar Xingó também foi mapeado por Nascimento (2020) na bacia do rio Traipu (Fig. 32).

É importante notar que a elevação dos *knickpoints* aumenta levemente à medida que se afastam da possível origem da queda do nível de base. Para Duran *et al.* (2019) isso tem uma implicação importante porque sugere que a retração dos *knickpoints* foi relativamente curta comparada as dimensões do canal em um evento súbito ou efêmero. A análise dos perfiz χ -z também demonstra que as rupturas tem uma relação genética, dado que se apresentam em *clusters* de elevação e distância normalizada pela área de drenagem a montante (*e.g.*, PERRON; ROYDEN, 2013). A pequena amplitude entre os valores de χ para a aglutinação de *knickpoints* sugere que a queda do nível de base foi diacrônica e isso é contemplado por um cenário de retração comandada pelo vale do rio São Francisco e que adentra a rede tributária (*e.g.*, SCHWANGHART; SCHERLER, 2020). Os canais a jusante dos *knickpoints* apresentam inflexões na inclinação do espaço χ -z que sugerem um maior poder incisivo dos canais, delimitado também pelos maiores valores de K_{sn} , SL, inclinação das encostas e amplitude altimétrica. Fora as maiores inflexões encontradas na proximidade com o rio São Francisco, os canais são linearizados pela relação no espaço χ -z. Contudo, nas regiões de cabeceira, essa relação é modifica, sendo caracterizada por contrastes de χ -z que podem sugerir que a geometria da drenagem se encontre instável e susceptível a reorganização (*e.g.*, YANG *et al.* 2015).

Figura 32 – *Knickpoints* mapeados por este estudo e por Nascimento (2020), com indicação da sua distância em direção ao nível de base geral.



Assumindo um modelo de propagação de uma onda de incisão, pode-se conjecturar que a queda de nível de base foi comunicada pelo rio São Francisco primeiro ao vale do Traipu, em seguida ao Ipanema, depois ao Jacaré, Farias, Boqueirão, Grande, Bobó, Capiá e, finalmente, Boa Vista. Isso explica porque vários parâmetros mensuradas, como inclinação das encostas, incisão vertical (Fig. 27), declividade dos canais, amplitude topográfica, integral hipsométrica, dentre outros, demonstraram uma relação de dependência inversamente proporcional à distância a partir do patamar de Xingó e diretamente proporcional a partir da distância do Atlântico. Isso indica que quanto maior o tempo decorrido a partir da queda do nível de base, mais obliterado se torna o sinal geomorfológico. Ainda segundo os princípios teóricos que descrevem o processo de retração de *knickpoints* sobre leito rochoso, cada vez que o patamar Xingó cruzou a desembocadura de um tributário, sua velocidade de retração foi reduzida (*e.g.*, CROSBY; WHIPPLE, 2006; BERLIN; ANDERSON, 2007). O mesmo acontece ao cruzar litologias com alto grau de resistência a erosão fluvial. Também foi constatado que grande parte dos *knickpoints* não ocorrem nas proximidades de contato litológico, mesmo comparando com a base cartográfica de escala de 1:50.000. Porém, em contra partida, muitos vales seguem encaixados em falhas sobre o embasamento proterozóico, com baixa sinuosidade.

Como consequência do processo de retração, vales suspensos foram formados nas desembocaduras de pequenos tributários, com baixa hierarquização. O contraste areal entre o São Francisco e seus tributários é gritante. Por exemplo, a área da bacia do rio Capiá é cerca de 300 vezes menor que a do São Francisco. Essa proporção contrastante também foi observada entre canais troncos e tributários das bacias analisadas, porém, com maior ênfase ao longo do rio Capiá. Isso significa que a velocidade de ajuste entre os rios tributários e seus coletores é distinta, em função da área de drenagem. Ao contrário do que já foi reportado em outras regiões do Brasil e do mundo, os vales suspensos do baixo São Francisco não estão concentrados na região de cabeceira (*e.g.*, COELHO NETTO, 2003; GALLEN; WEGMANN, 2015; MARENT; VALADÃO, 2019). As simulações numéricas e os modelos conceituais indicam que essas feições são formadas a partir do aumento abrupto do gradiente na confluência de um rio tributário e seu nível de base (*e.g.*, WOBUS *et al.* 2006; CROSBY *et al.* 2007). No primeiro momento, as taxas de incisão aumentam com o incremento da pendente, até atingir um pico. A partir desse momento crítico, as taxas diminuem e se estabilizam, ancorando o *knickpoint* formado no contato entre o canal do tributário e o vale do rio tronco.

Uma outra evidência independente de que existe uma onda de incisão em curso se propagando em direção as cabeceiras foi a relação entre a declividade das encostas, amplitude

topográfica e a morfologia das curvas hipsométricas. Existe um notável aumento do ângulo de inclinação das encostas a jusante das principais rupturas. Isso garante também que o comprimento das encostas foi alongado, tendo em mente que os canais representam o nível de base e a jusante das rupturas também há uma maior amplitude topográfica. Esse mesmo padrão foi observado em uma paisagem transiente nos Apalaches por Gallen *et al.* (2011). As condições climáticas do semiárido nordestino, bem como a configuração geomorfológica apresentada, sugere que as encostas da área de estudo são do tipo *weathering-limited* (limitadas pelo intemperismo), em que a taxa de aprofundamento do manto de intemperismo é menos eficiente que os processos de transporte (e.g., PHILLIPS *et al.* 2019; GOUDIE, 2013). Essa condição é importante porque afeta o acoplamento entre as encostas e o canal, aumentando sua conectividade. A morfologia das curvas hipsométricas apresentam uma queda abrupta na faixa de baixa elevação. Esse é um outro indicador da queda do nível de base, já que marca uma inflexão marcada por encostas íngremes, onde há o maior nível de dissecação fluvial.

Ainda há incerteza de onde exatamente se originou a onda de incisão comanda pelo rio São Francisco, que é uma questão fundamental para equacionar o problema da formação do cânion e dos *knickpoints* em tributários. A análise conjunta dos tributários também não pode ser realizada sem antes responder essa questão. Além disso, com a definição desse parâmetro, ajudaria a dar início ao posicionamento temporal da epigenia do São Francisco e sua rede tributária. A estimativa mais conservadora feita aqui foi que o patamar de Xingó migrou cerca de 95 km, considerando a foz do rio Traipu como ponto inicial. A literatura traz taxas variadas para o processo de retração de *knickpoints*. Por exemplo, Berlin e Anderson (2007), assumiram uma queda de nível de base iniciada a 8 Ma, associada formação do cânion do rio Colorado, Estados Unidos. Enquanto Crosby e Whipple (2006) associaram mudanças climáticas do último máximo glacial como sendo a causa da queda do nível de base na bacia do rio Waipaoa, na Nova Zelândia. Dito isso, fica claro que a retração de *knickpoints* envolve escalas espaço-temporais dispares e que cada região tem suas particularidades. Além do mais, esse processo é balizado pela área de drenagem e pelo coeficiente de eficiência erosiva que varia com o substrato.

Em relação ao número de *knickpoints* mapeados por bacia já era de se esperar encontrar um maior número dessas feições na bacia do rio Capiá, já que ele possui uma área de drenagem que é quase 9 vezes maior que a área média das outras bacias contempladas pela análise. Desta forma, com um maior número de canais, essa bacia consequentemente abriga mais rupturas. A relação areal desproporcional também explica porque apenas uma ruptura foi mapeada dentro dos limites do Planalto da Borborema e a maioria esmagadora foi mapeada na Depressão Sertaneja Meridional. O limiar vertical que calibrou a busca por *knickpoints* também influencia

diretamente no número de rupturas mapeadas. Utilizou-se um limiar de 18 m que foi semelhante ao de Alves *et al.* (2020) na região amazônica (*e.g.*, 13 a 17 m), mas muito diferente de Calegari *et al.* (2021) que utilizou 70 m de tolerância vertical na prospecção de rupturas entre a Serra do Mar e da Mantiqueira, no sudeste do Brasil. Desta forma, esse limiar mostrou-se satisfatório para reconhecer as principais rupturas dos perfis longitudinais, mas certamente algumas foram ignoradas pelo fato de apresentar uma diferença altimétrica abaixo do limite estabelecido e seu limite é dependente das características topográficas regionais. Áreas com baixa amplitude topográfica tendem a ter uma tolerância menor que regiões serranas.

Analisando a frequência de todas as métricas avaliadas, verificou-se um predomínio de distribuições leptocúrtica, com assimetria a direita. Isso é uma sutil constatação numérica das características fundamentais do relevo da Depressão Sertaneja Meridional, com baixa amplitude altimétrica e pedimentos rochosos. Isso também indica que a maior parte dos terrenos abarcados pela análise são constituídos por uma paisagem relict, que ainda não experimentaram os efeitos da onda de incisão que está se propagando através dos baixos cursos fluviais. Isso também afetou significativamente a concavidade de referência que foi utilizada para a extração do K_{sn} dos canais. Normalmente, assume-se que a concavidade dos canais varia em um intervalo estreito de $0,4 < \theta < 0,6$ (KIRBY; WHIPPLE, 2012; TUCKER; WHIPPLE, 2002). A partir desse intervalo, assume-se geralmente uma concavidade de referência de 0,45 (*e.g.*, GAILLETON *et al.* 2021). Assim, como a concavidade de referência dos canais foi de 0,32, isso indica que a declividade diminui lentamente com o aumento da área de drenagem. A outra implicação desse valor é teórica e derivada do SPIM.

A concavidade é definida pela razão entre o expoente de área de drenagem m e o expoente de declividade n , como ilustrado com maior detalhe na seção 4.3. Essa razão é igual a $c(1-b)$, em que c é a taxa de incremento da vazão com a área de drenagem a montante e b descreve uma propriedade da geometria hidráulica que resume a proporção de que a largura dos canais aumenta com o aumento da vazão. Os modelos teóricos que descrevem a propagação de ondas de incisão, como é o caso do baixo São Francisco, assumem $n = 1$ (*e.g.*, SCHWANGHART; SCHERLER, 2020; CROSBY; WHIPPLE, 2006). Assumir esse valor para n implica em definir que a erosão do canal aumenta a um ritmo de $3/2$ da tensão de cisalhamento basal. Esse expoente é 60% menor que $5/2$, assumido para o predomínio da abrasão da carga de fundo (WHIPPLE *et al.* 2000). Isso indica que provavelmente os rios estudados tem taxas mais lentas de incisão de longo prazo do que normalmente se assume para rios de leito rochoso em outros contextos climáticos e geológicos, como os rios de montanhas.

Agora, assumindo que $n = 1$ na área de estudo, m tem que ser, necessariamente, igual a concavidade de referência 0,32. Ainda assim, na equação que define m restam duas incógnitas, b e c . A restrição desses parâmetros vai depender de estudos de geometria hidráulica nos canais semiáridos que drenam a Depressão Sertaneja Meridional, que atualmente representa um grande desafio e uma fronteira do conhecimento, já que a rede de monitoramento hidrométrico da Agência Nacional de Águas para rios intermitentes e efêmeros é esparsa e com muitas lacunas no registro histórico. Porém, Leopold e Maddock (1953) mediram o expoente b para rios dos Great Plains e do sudeste dos EUA na condição de margens plenas e chegaram a um valor de $b = 0,26$. Se assumirmos esse valor, seria possível restringir c para 0,43. Fica então a oportunidade futura de confrontar esses dados teóricos com mensurações de campo que é uma seara convidativa para os estudos dos processos superficiais no Nordeste do Brasil.

A litologia da área de estudo é contrastante e as litologias mais resistentes à erosão sustentam relevos residuais que despontam em meio a superfície aplainada. Por exemplo, grande parte das cristas e maciços residuais que são observadas ao longo dos vales do rio Boa Vista, Capiá, Bobó, Grande, Boqueirão e Farias são constituídas de monzonitos e quartzosienitos do plúton Serra do Catu. A ausência de relevos residuais é encontrada principalmente na bacia do rio Jacaré, com ausência de afloramentos de quartzosienitos. Esse é um dos motivos para que repetidamente essa bacia tenha apresentado os menores valores das métricas aferidas durante a pesquisa. Além disso, a bacia é marcada por afloramentos do complexo Araticum, formado por supracrustais com alto grau de metamorfismo, enquanto as demais bacias têm o predomínio de intrusões plutônicas na área onde a incisão dos *knickpoints* está ativa. Essa região também é marcada por lineamentos de relevo positivos curvilíneos e pela presença das zonas de cisalhamento Jeremoabo-Belo Monte e Jacaré dos Homens.

As principais falhas, fraturas e zonas de cisalhamento seguem um *trend* NE-SW e foi verificado que essa disposição controla a orientação dos vales, cristas e escarpas. Também foi verificado, a partir dos dados estruturais, que a maior parte dos planos de foliação, que incluem regiões milonitizadas no rebordo de falhas, tem caimento para essa mesma direção, variando apenas o mergulho. Isso representa que a herança do embasamento é um fator primordial para a instalação, hierarquização e evolução da rede de drenagem do baixo São Francisco. Isso significa que os vales estudados exploram zonas fragilizadas do substrato para dissecar o relevo. Além disso, todo processo de retração foi balizado pelo sistema de fraturamento do embasamento proterozoico. Esse fator foi determinante para condução da onda de incisão e o aprofundamento da amplitude entre o fundo dos vales e os divisores hidrográficos. Essa constatação tem um significado especial para a área que tem predomínio de estruturas

deformacionais com reologia rúptil do ciclo Brasileiro (*e. g.*, SILVA FILHO *et al.* 2016). Porém, em direção a bacia do rio Jacaré, há o predomínio de deformações dúcteis-rúpteis. O controle das estruturas do embasamento também é manifestado pela baixa sinuosidade da maioria esmagadora dos canais e pelo alto ângulo de confluência identificado.

Sem uma camada guia no registro estratigráfico que sirva como marcador do início da incisão do São Francisco sobre o embasamento e coberturas, existem poucas perspectivas para definição do posicionamento desse evento no tempo geológico. Porém, algumas restrições podem ser feitas a partir de princípios e informações morfoestratigráficos, cronométricos e paleogeográficos. A primeira é em relação às taxas de soerguimento pós-rift na área de estudo. A cerca de 20 km a montante do patamar Xingó, remanescentes dos estratos dos arenitos e conglomerados da formação Tacaratu ocorrem em Olho d'Água das Flores e formam feições de abrangência espacial restrita, mas ilustrativas do processo de inversão de relevo, com elevação de aproximadamente 450 metros acima do embasamento, com mergulho em direção ao *hinterland* continental. Essa elevação é surpreendente semelhante a que estão dispostos os estratos marinhos aptianos da região de Itaparica, onde o São Francisco formou meandros estruturais (*e. g.*, VAREJÃO *et al.* 2016).

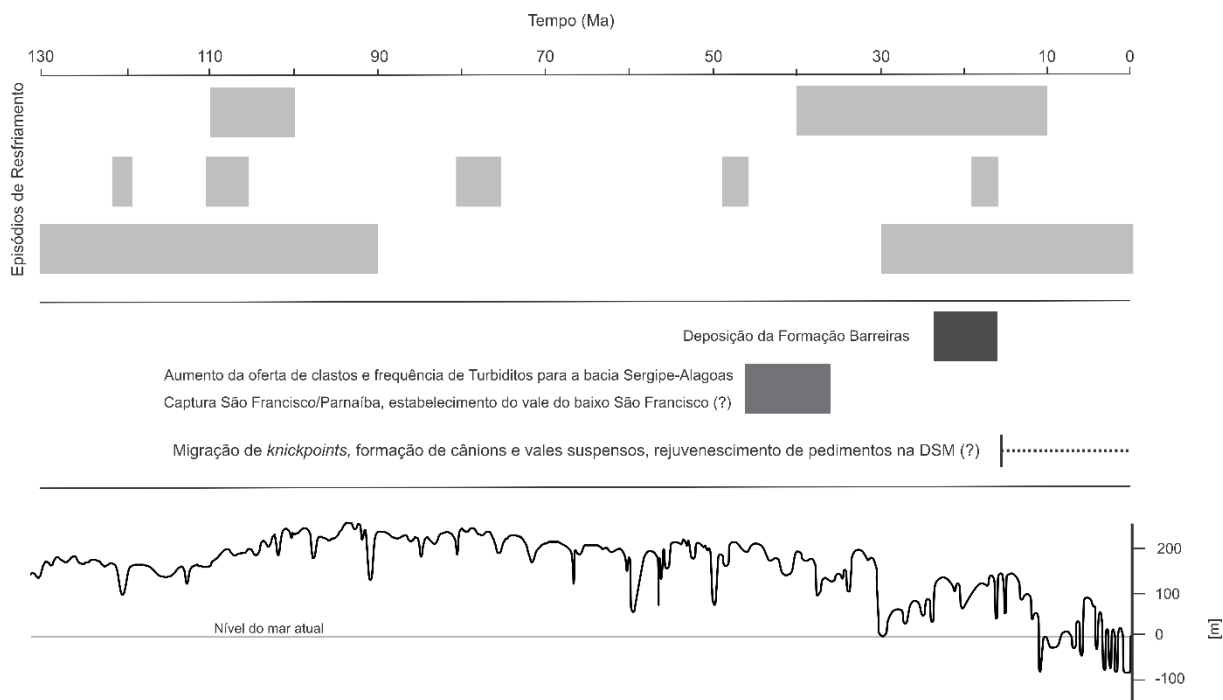
Nessa época, o nível do mar era cerca de 150 metros acima do atual (Haq *et al.*, 1987) indicando que nessa área o soerguimento pós-aptiano, depois do estágio rift, foi de, no mínimo, 300 metros. Enquanto isso, na região da Chapada do Araripe, esse valor atinge 600 metros (PEULVAST; BERTAND, 2021). Portanto, as feições incisas que se observam no relevo moderno do baixo curso do São Francisco pode ser descritas como uma epigenia, com abundantes feições transientes. Para Peulvast e Bértand (2021), os baixos planaltos sedimentares que acompanham as margens o vale do São Francisco desde sua inflexão para o Atlântico representam um mesmo nível erosivo. Além disso, esses autores sugerem que o trecho entrincheirado do São Francisco pode representar uma captura de um antigo sistema endorreico por uma bacia costeira. Porém, os dados apresentados aqui mostram que uma vaga erosiva induzida por uma queda súbita e recente de nível pode ter formado o entrincheiramento, sem necessariamente recorrer a uma captura, embora essa hipótese não possa ser descartada, especialmente para o estabelecimento do patamar Itaparica. Então, mecanismos alternativos podem ter formado o cânion, não apenas um evento único de captura. Inclusive, esses processos podem ter sido diacrônicos.

Cruzando as análises morfoestratigráficas disponíveis (*e.g.*, PEULVAST; BÉRTAND, 2021; KARNER; DRISCOLL, 1999), sugere-se que o encaixamento, epigenia e captura do São Francisco se iniciou no Eoceno. Isso é marcado por várias evidências independentes como: 1.

aumento do fluxo de sedimentos clásticos para a bacia Sergipe-Alagoas, 2. aumento na frequência de turbiditos na plataforma, 3. cânions submarinos incisivos (KARNER; DRISCOLL, 1999). Como o encaixamento é postulado para este período, a migração dos *knickpoints* e ajuste das encostas que foi verificado deve ser, necessariamente, mais recente, possivelmente posicionada no Neógeno. Esse cenário também é apoiado por curvas eustáticas globais, como a de Haq *et al.*, (1987) que demonstram uma tendência de longo prazo de redução do nível de base geral que implica em um maior poder incisivo para drenagem continental. Outra fonte de informação que sugere que a drenagem continental teve um pulso de incisão durante esse período são os episódios de resfriamento a partir de traço de fissão em apatita de Turner *et al.* (2008) entre o Eoceno e Mioceno.

Outras informações importantes vêm das propostas de modelagem numérica do relevo da Província Borborema. Sacek *et al.* (2019) sugere que há uma maior importância do processo de rebote flexural, enquanto Tribaldos *et al.* (2017) demonstra que o perfil do São Francisco, com a ruptura que antecede o Atlântico, pode ser obtida por um soerguimento intensificado durante o Eoceno-Mioceno. A própria elevação da Formação Barreiras, depositada ao nível do mar e que alcança as maiores elevações médias no litoral de Sergipe e Alagoas, concorda com este cenário (*e. g.*, ROSSETTI *et al.* 2013). Embora esse pressuposto soerguimento regional Cenozoico esteja estabelecido, ainda se discute quais mecanismos foram responsáveis por geralo, como processos interativos entre a superfície e o manto superior. Assim, diante de todas essas evidências, sugere-se que grande parte das rupturas, identificadas como uma expressão morfológica do último episódio de queda do nível de base, foram originadas pelo soerguimento da Formação Barreiras, reconhecidamente pós-miocênica, em conjunto com uma tendência de longo prazo de redução contínua do nível global dos oceanos (Fig. 33).

Figura 33 – Os intervalos de resfriamento termocronológicos de traço de fissão em apatita para a Depressão Sertaneja são de Turner *et al.* (2008), Japsen *et al.* (2012) e Jelinek *et al.* (2014), respectivamente. O intervalo de deposição da Formação Barreiras é de Rossetti *et al.* (2013). A idade da captura do São Francisco, frequência de turbiditos e aumento da oferta de clastos a bacia sedimentar Sergipe-Alagoas tem base em Karner e Driscoll (1999). A linha pontilhada sugere o início da migração dos *knickpoints* identificados nesse estudo. A curva global de nível eustático é de Haq *et al.* (1987).



9. CONSIDERAÇÕES FINAIS

Provavelmente, as anomalias identificadas estejam relacionadas ao soerguimento recente da área de estudo, durante o intervalo que sucede a deposição da Formação Barreira, embora falte uma análise geograficamente mais abrangente, incluindo toda a extensão Baixo e Submédio São Francisco, além de investigações morfoestratigráficas que contemplem a zona de transferência da bacia Tucano-Jatobá e a bacia marginal Sergipe-Alagoas. Sugeriu-se que a incisão da drenagem foi comandada, em primeiro lugar, pelo soerguimento recente da área de estudo, combinada a uma tendência de longo prazo de redução do nível do mar. Ficou demonstrado que o rejuvenescimento dos pedimentos semiáridos está subordinado pela migração ativa de *knickpoints* em direção às cabeceiras, que produz um padrão sistemático de níveis de incisão, balizado, sobretudo, por falhas e fraturas herdadas do embasamento Proterozoico. A velocidade de ajuste contrastante entre rios troncos e tributários foi responsável por formar vales suspensos em pequenas bacias hidrográficas.

Outro ponto que precisa ser explorado é o papel das estruturas rúpteis do embasamento, além do controle do encaixamento dos vales fluviais, já que a reativação dessas estruturas pode nuclear *knickpoints*. Também é preciso avançar com os estudos de geometria hidráulica de rios intermitentes e efêmeros. A onda de incisão criou assinaturas geomorfológicas expressivas da queda do nível de base no baixo São Francisco e observou-se uma dependência expressiva das métricas aferidas e sua distância até o Atlântico. Os canais se tornam mais declivosos, assim como as encostas a jusante das principais rupturas de relevo. Além disso, ficou demonstrado que a litologia é responsável por criar padrões morfométricos que se sobrepõem sobre a análise de queda do nível de base, como ficou comprovado na bacia do rio Jacaré. Os rios de leito rochoso da Depressão Sertaneja Meridional são subordinados ao controle passivo de falhas e fraturas onde seguem encaixados. Esse controle também foi evidenciado pelo alinhamento preferencial de escarpas e cristas seguindo o *trend* regional das estruturas herdadas do embasamento Proterozoico, além da baixa sinuosidade dos canais e do alto ângulo das confluências mapeadas.

10. REFERÊNCIAS

- AB'SABER, A. N. Depressões periféricas e depressões semiáridas no Nordeste do Brasil. **Boletim Paulista de Geografia**, n. 22, 1956.
- AB'SABER, A. N. **O Homem dos Terraços de Xingó**. Rel. de visita e pesqs. na área de Xingó (nov. de 1997). Proj. Fin. Pela CHESF. Doc. nº 6. Projeto Arqueológico Xingó. Univ. Fed. Sergipe, 1997.
- AB'SABER, A. N. **Os domínios de natureza no Brasil**. São Paulo: Ateliê Editorial, 2003.
- AB'SABER, A. N. Participação das superfícies aplainadas nas paisagens do nordeste brasileiro. **Geomorfologia**, n. 19, 1969.
- ABRAHAM, A. D.; FLINT, J.-J. Geological controls on the topological properties of some trellis channel networks. **Geological Society of America Bulletin**, v. 94(1), n. 80. 1983.
- AHNERT, F. Local relief and the height limits of mountain ranges. **American Journal of Science**, v. 284, n. 9, p. 1035-1055, 1984.
- AIRBUS. **Copernicus DEM: Product Handbook**. Disponível em: <https://spacedata.copernicus.eu/documents/20126/0/GEO1988-CopernicusDEM-SPE-002_ProductHandbook_11.00.pdf>. Acessado dia 20 de janeiro, 2021.
- ALLMENDINGER, R. W. **Stereonet v. 11**. Disponível em: <<https://www.rickallmendinger.net/>>. Acessado em abril de 2021.
- ALVES, F. C.; ROSSETTI, D. F.; VALERIANO, M. M. Detecting neotectonics in the lowlands of Amazonia through the analysis of river long profiles. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 100, 2020.
- AMARAL, C. R. L. et al. The paleobiota of the Sanfranciscana Basin in the Lower Cretaceous and the paleodrainage of the São Francisco River. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 96, 2019.
- ANDERSON, R. S. Erosion profiles due to particles entrained by wind: Application of an eolian sediment-transport model. **Geological Society of America Bulletin**, v. 97, n. 10, p. 1270-1278, 1986.
- AULER, A. S. **Karst Evolution and Palaeoclimate in Eastern Brazil**. Ph.D. Thesis, University of Bristol. 1999.
- BABAULT, J. *et al.* High elevation of low-relief surfaces in mountain belts: does it equate to post-orogenic surface uplift?. **Terra Nova**, v. 19, n. 4, 2007.
- BARROS, A. C. M. **Tipologia e dinâmica de paisagens não canalizadas no semiárido brasileiro**. Tese (Doutorado em Geografia). UFPE: Recife, 2018.
- BARROS, A. C. M.; CORRÊA, A. C. B.; TAVARES, B. A. C. Controles estruturais sobre a sedimentação de fundo de vale na Bacia do Riacho Grande/PB. **Clio Arqueológica**, v. 23, n. 3, 2017.
- BAYNES, E. R. C. *et al.* Sediment flux-driven channel geometry adjustment of bedrock and mixed gravel–bedrock rivers. **Earth Surface Processes and Landforms**, v. 45, n. 14, p. 3714-3731, 2020.
- BEESE, H. W.; MCCOY, S. W. Geomorphic signatures of the transient fluvial response to tilting. **Earth Surface Dynamics**, v. 8, n. 1, 2020.

- BERLIN, M. M.; ANDERSON, R. S. Modeling of knickpoint retreat on the Roan Plateau, western Colorado. **Journal of Geophysical Research: Earth Surface**, v. 112, n. F3, 2007.
- BESSIN, P. *et al.* Planation surfaces of the Armorican Massif (western France): Denudation chronology of a Mesozoic land surface twice exhumed in response to relative crustal movements between Iberia and Eurasia. **Geomorphology**, v. 233, p. 75-91, 2015.
- BEZERRA, F. H. R.; VITA-FINZI, C. How active is a passive margin? Paleoseismicity in northeastern Brazil. **Geology**, v. 28, n. 7, 2000.
- BIGARELLA, J. J.; BECKER, R. D.; PASSOS, E. **Estrutura e origem das paisagens tropicais e subtropicais**. Vol 3. 01. ed. Florianopolis: Editora da UFSC, 2003.
- BISHOP, M. P. **Remote Sensing and GIScience in Geomorphology**: Introduction and Overview. 2013.
- BISHOP, P. Long-term landscape evolution: linking tectonics and surface processes. **Earth Surface Processes and Landforms**, v. 32, n. 3, p. 329-365, 2007.
- BISHOP, P.; GOLDRICK, G. Lithology and the evolution of bedrock rivers in post-orogenic settings: constraints from the high-elevation passive continental margin of SE Australia. **Geological Society**, London, Special Publications, v. 346, n. 1, p. 267-287, 2010.
- BLENKINSOP, T. G.; MOORE, A. Tectonic geomorphology of passive margins and continental hinterlands. In: SHRODER, J. F. ed. **Treatise on Geomorphology**, Vol. 5. London: Academic Press, 2013. p. 71-92.
- BLOOM, A. L. **Geomorphology**: a systematic analysis of late Cenozoic landforms. Upper Saddle River, New Jersey: Prentice Hall, 1998.
- BONNET, S. *et al.* Large-scale relief development related to Quaternary tectonic uplift of a Proterozoic-Paleozoic basement: The Armorican Massif, NW France. **Journal of Geophysical Research: Solid Earth**, v. 105, n. B8, p. 19273-19288, 2000.
- BONOW, J M. *et al.* Post-rift landscape development of north-east Brazil. **GEUS**, v. 17, 2009.
- BRENNEN, C. E. **Cavitation and bubble dynamics**. New York: Oxford University Press, 2014.
- BRITO NEVES, B. B.; SILVA FILHO, A. F. Superterreno Pernambuco-Alagoas na Província Borborema: ensaio de regionalização tectônica. **Geologia USP. Série Científica**, v. 19, n. 2, 2019.
- BRITO, M. F. L.; SILVA FILHO, A. F.; PINHO, G. I. Caracterização geoquímica e isotópica do batólito Serra do Catu e sua evolução da interface dos domínios Sergipano e Pernambuco-Alagoas, Província Borborema. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 39, n. 2, 2009.
- CALEGARI, S. S. *et al.* Post-Miocene topographic rejuvenation in an elevated passive continental margin not characterized by a sharp escarpment (northern end of the Mantiqueira Range, Brazil). **Geomorphology**, v. 393, 2021.
- CAMPOS, M. C. *et al.* A new mechanism for millennial scale positive precipitation anomalies over tropical South America. **Quaternary Science Reviews**, v. 225, 2019.
- CARLING, P. A. *et al.* The bubble bursts for cavitation in natural rivers: laboratory experiments reveal minor role in bedrock erosion. **Earth Surface Processes and Landforms**, v. 42, n. 9, 2017.

CARSON, M. A.; KIRBY, M. J. Hillslope Form and Process. Cambridge: **Cambridge University Press**, C 1972.

CASTILLO, M.; BISHOP, P.; JANSEN, J. D. Knickpoint retreat and transient bedrock channel morphology triggered by base-level fall in small bedrock river catchments: the case of the Isle of Jura, Scotland. **Geomorphology**, v. 180, p. 1-9, 2013.

CELHO NETTO, A. L. Evolução de Cabeceiras de Drenagem no Médio Vale do Rio Paraíba do Sul (SP/RJ): a Formação e o Crescimento da Rede de Canais sob Controle Estrutural. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 4, n. 2, 2003.

CHATANANTAVET, P.; PARKER, G. Physically based modeling of bedrock incision by abrasion, plucking, and macroabrasion. **Journal of Geophysical Research: Earth Surface**, v. 114, n. F4, 2009.

CHORLEY, R. J. *et al.* **The History of the Study of Landforms, or, The Development of Geomorphology: Historical and Regional Geomorphology, 1890-1950.** Psychology Press, 1964.

CHRISTOFOLETTI, A. **Modelagem de sistemas ambientais.** Editora Blucher, 1999.

CLOETINGH, S.; BUROV, E. Lithospheric folding and sedimentary basin evolution: a review and analysis of formation mechanisms. **Basin Research**, v. 23, n. 3, p. 257-290, 2011.

COBBOLD, P. R. *et al.* Distribution, timing, and causes of Andean deformation across South America. **Geological Society**, London, Special Publications, v. 272, n. 1, 2007.

COELHO NETTO, A. L. Evolução de Cabeceiras de Drenagem no Médio Vale do Rio Paraíba do Sul (SP/RJ): a Formação e o Crescimento da Rede de Canais sob Controle Estrutural. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 4, n. 2, 2003.

COPERNICUS. **Catálogo Pandas – Dowload do GLO30.** Disponível em: <<https://panda.copernicus.eu/web/cds-catalogue/panda>>. Acessado dia 17 de janeiro, 2021.

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

CORRÊA, A. C. B. *et al.* The Semi-arid Domain of the Northeast of Brazil. In: SALGADO, A. A. R.; SANTOS, L. J. C.; PAISANI, J. C. **The physical geography of Brazil.** Switzerland: Springer Publisher, 2019.

CORRÊA, A. C. B.; FONSECA, D. N. Lineamentos de drenagem e de relevo como subsídio para a caracterização morfoestrutural e reativações neotectônicas da área da Bacia do Rio Preto, Serra do Espinhaço Meridional–MG. **Revista de Geografia (Recife)**, v. 27, n. 1, 2010.

CORRÊA, A. C. B.; MONTEIRO, K. A. Revisitando as superfícies de aplainamento: novos enfoques e implicações para a geomorfologia geográfica. **Humboldt**, v. 1, n. 2, 2021.

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

COSTA, S. S. S. *et al.* Marmitas do curso médio do rio Potengi, Barcelona, Nordeste do Brasil. **Pesquisas em Geociências**, v. 48, n. 2, 2021.

COUTINHO-ABREU, I. V. *et al.* Lutzomyia longipalpis sl. in Brazil and the impact of the Sao Francisco River in the speciation of this sand fly vector. **Parasites & vectors**, v. 1, n. 1, p. 1-11, 2008.

CROSBY, B. T. *et al.* Formation of fluvial hanging valleys: Theory and simulation. **Journal of Geophysical Research: Earth Surface**, v. 112, n. F3, 2007.

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, 2006.

D'ALESSANDRO, L.; MICCADEI, E.; PIACENTINI, T. Morphotectonic study of the lower Sangro river valley (Abruzzi, central Italy). **Geomorphology**, v. 102, n. 1, p. 145-158, 2008.

DAVIS, W. M. The geographical cycle. **The Geographical Journal**, v. 14, n. 5, 1899.

DELGADO, I. M. *et al.* (org.). **Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil**. Brasília: CPRM, 2013.

DEMOULIN, A.; MATHER, A.; WHITTAKER, A. Fluvial archives, a valuable record of vertical crustal deformation. **Quaternary Science Reviews**, v. 166, p. 10-37, 2017.

DENTE, E. *et al.* From straight to deeply incised meandering channels: Slope impact on sinuosity of confined streams. **Earth Surface Processes and Landforms**, n. 1-14, 2021.

DIBIASE, R. A. *et al.* Landscape form and millennial erosion rates in the San Gabriel Mountains, CA. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 289, n. 1-2, 2010.

DINIZ, M. T. M.; SOUZA, R. M. Interações atmosfera-terra-oceano e suas repercussões na precipitação média registrada no leste da Região Nordeste do Brasil. **Ateliê Geográfico**, v. 13, n. 3, 2019.

DURAN, S.; COULTHARD, T. J.; BAYNES, E. R. C. Knickpoints in Martian channels indicate past ocean levels. **Scientific reports**, v. 9, n. 1, p. 1-6, 2019.

DUVALL, A.; KIRBY, E.; BURBANK, D. Tectonic and lithologic controls on bedrock channel profiles and processes in coastal California. **Journal of Geophysical Research: Earth Surface**, v. 109, n. F3, 2004.

EBINGER, C.; BELACHEW, M. Active passive margins. **Nature Geoscience**, v. 3, n. 10, p. 670-671, 2010.

ESA. **TDX (TanDEM-X: TerraSAR-X add-on for Digital Elevation Measurement)**. Disponível em: <<https://directory.eoportal.org/web/eoportal/satellite-missions/t/tandem-x>>. Acessado dia 05 de fevereiro, 2021.

ETCHEBEHERE, M. L. *et al.* Aplicação do Índice "Relação Declividade-Extensão-RDE" na Bacia do Rio do Peixe (SP) para detecção de deformações neotectônicas. **Geologia USP. Série Científica**, v. 4, n. 2, p. 43-56, 2004.

FAIR, T. J. D. Hill-slopes and pediments of the semi-arid Karroo. **South African Geographical Journal**, v. 30, n. 1, 1948.

FICK, S. E.; HIJMANS, R. J. WorldClim 2: new 1-km spatial resolution climate surfaces for global land areas. **International Journal of Climatology**, v. 37, n. 12, 2017.

FISCHER, K. M. Waning buoyancy in the crustal roots of old mountains. **Nature**, v. 417, n. 6892, 2002.

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

FONSECA, A. C. L. *et al.* Differential Phanerozoic evolution of cratonic and non-cratonic lithosphere from a thermochronological perspective: São Francisco Craton and marginal orogens (Brazil). **Gondwana Research**, v. 93, 2021.

FORTE, A. M.; WHIPPLE, K. X. The Topographic Analysis Kit (TAK) for TopoToolbox. **Earth Surface Dynamics**, v. 7, n. 1, 2019.

FOSSON, H. **Structural geology**. Cambridge University Press, 2016.

GAILLETON, Boris *et al.* Impact of changing concavity indices on channel steepness and divide migration metrics. **Journal of Geophysical Research: Earth Surface**, v. 126, n. 10, 2021.

GALLEN, S. F. *et al.* Hillslope response to knickpoint migration in the Southern Appalachians: implications for the evolution of post-orogenic landscapes. **Earth Surface Processes and Landforms**, v. 36, n. 9, 2011.

GALLEN, S. F. Lithologic controls on landscape dynamics and aquatic species evolution in post-orogenic mountains. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 493, p. 150-160, 2018.

GALLEN, S. F.; WEGMANN, K. W. Exploring the origins of modern topographic relief in the southern Appalachians: An excursion through the transient landscape of the Cullasaja River basin, North Carolina. **Field Guides**, v. 39, p. 145-167, 2015.

GALLEN, S. F.; WEGMANN, K. W.; BOHNENSTIEHL, D. R. Miocene rejuvenation of topographic relief in the southern Appalachians. **GSA Today**, v. 23, n. 2, 2013.

GARDNER, G. **Travels in the interior of Brazil, principally through the northern provinces, and the gold and diamond districts, during the years 1836-1841**. Londres: Beham And Reeve, 1849.

GARDNER, T. W. Experimental study of knickpoint and longitudinal profile evolution in cohesive, homogeneous material. **Geological Society of America Bulletin**, v. 94, n. 5, 1983.

GILBERT, G. K. Report on the Geology of the Henry Mountains. **US Government Printing Office**, 1877.

GILBERT, G. K. The convexity of hilltops. **The Journal of Geology**, v. 17, n. 4, 1909.

GILCHRIST, A. R.; SUMMERFIELD, M. A.; COCKBURN, H. A. P. Landscape dissection, isostatic uplift, and the morphologic development of orogens. **Geology**, v. 22, n. 11, p. 963-966, 1994.

GLOCK, W. S. The development of drainage systems: A synoptic view. **Geographical Review**, v. 21, n. 3, p. 475-482, 1931.

GODARD, A.; LAGASQUIE, J. J.; LAGEAT, Y. (eds). **Basement regions**. New York: Springer, 2001.

GOIS, L. S. S. *et al.* Caracterização sedimentológica dos colúvios do maciço de Mata Grande–AL: uma comparação entre brejos de altitude do Nordeste do Brasil. **Revista de Geociências do Nordeste**, v. 7, n. 1, 2021.

GOLDRICK, G.; BISHOP, P. Regional analysis of bedrock stream long profiles: evaluation of Hack's SL form, and formulation and assessment of an alternative (the DS form). **Earth Surface Processes and Landforms**, v. 32, n. 5, 2007.

GOUDIE, A. **Encyclopedia of Geomorphology**. New York: Routledge, 2014.

- GOUDIE, A. S. **Arid and semi-arid geomorphology**. New York: Cambridge university press, 2013.
- GRABERT, H. Postmesozoische entwässerung und oszillation am ostrand des Brasilianischen schildes. **Geologische Rundschau**, v. 58, n. 1, p. 166-190, 1968.
- GUILLOCHEAU, F. *et al.* Planation surfaces as a record of mantle dynamics: the case example of Africa. **Gondwana Research**, v. 53, 2018.
- GUTH, Peter L.; GEOFFROY, Tera M. LiDAR point cloud and ICESat-2 evaluation of 1 second global digital elevation models: Copernicus wins. **Transactions in GIS**, v. 25, n. 5, 2021.
- HACK, J. T. Stream-profile analysis and stream-gradient index. **Journal of Research of the us Geological Survey**, v. 1, n. 4, 1973.
- HACK, J. T. Studies of longitudinal stream profiles in Virginia and Maryland. **US Government Printing Office**, 1957.
- HADADIN, N. Variation in hydraulic geometry for stable versus incised streams in the Yazoo River basin–USA. **International Journal of Sediment Research**, v. 32, n. 1, p. 121-126, 2017.
- HAGER, B. H.; GURNIS, M. Mantle convection and the state of the Earth's interior. **Reviews of Geophysics**, v. 25, n. 6, p. 1277-1285, 1987.
- HALFELD, H. G. D. **Atlas e relatório concernente a exploração do Rio de S. Francisco desde a Cachoeira da Pirapora até ao Oceano Atlântico**: levantado por Ordem do Governo de S. M. I. O Senhor Dom Pedro II. Rio de Janeiro: Imprensa Nacional, 1860.
- HANCOCK, G. S. *et al.* Beyond power: Bedrock river incision process and form. **Geophysical Monograph-American Geophysical Union**, v. 107, p. 35-60, 1998.
- HANSUI, Y. *et al.* (org.). **Geologia do Brasil**. São Paulo: Beca, 2012.
- HAQ, B. U.; AL-QAHTANI, A. M. Phanerozoic cycles of sea-level change on the Arabian Platform. **GeoArabia**, v. 10, n. 2, p. 127-160, 2005.
- HAQ, B. U.; HARDENBOL, J. A. N.; VAIL, P. R. Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic. **Science**, v. 235, n. 4793, p. 1156-1167, 1987.
- HASUI, Y. *et al.* (Ed.). **Geologia do Brasil**. São Paulo: Beca, 2012.
- HORTON, R. E. Erosional development of streams and their drainage basins; hydrophysical approach to quantitative morphology. **Geological society of America bulletin**, v. 56, n. 3, 1945.
- HOWARD, A. D. A detachment-limited model of drainage basin evolution. **Water resources research**, v. 30, n. 7, p. 2261-2285, 1994.
- HOWARD, A. D. Equilibrium and time scales in geomorphology: Application to sand-bed alluvial streams. **Earth Surface Processes and Landforms**, v. 7, n. 4, 1982.
- HOWARD, A. D.; KERBY, G. Channel changes in badlands. **Geological Society of America Bulletin**, v. 94, n. 6, p. 739-752, 1983.
- HUGHES, D. A.; SAMI, K. Transmission losses to alluvium and associated moisture dynamics in a semiarid ephemeral channel system in southern Africa. **Hydrological Processes**, v. 6, n. 1, 1992.

HURST, M. D. *et al.* Hillslopes record the growth and decay of landscapes. **Science**, v. 341, n. 6148, 2013.

JAPSEN, P. *et al.* Episodic burial and exhumation in NE Brazil after opening of the South Atlantic. **Bulletin**, v. 124, n. 5-6, 2012.

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

JENNESS, J. **DEM Surface Tools**. Disponível em: <http://www.jennessent.com/arcgis/surface_area.htm>. Acessado em 15 de janeiro, 2021.

JENSEN, J. R.; EPIPHANIO, J. C. N. **Sensoriamento remoto do ambiente: uma perspectiva em recursos terrestres**. São José dos Campos: Parêntese Editora, 2009.

JOHNSON, D. W. Hanging Valleys. **Bulletin of the American Geographical Society**, v. 41, n. 11, 1909.

KALE, V. S. *et al.* Tectonic controls upon Kaveri River drainage, cratonic Peninsular India: Inferences from longitudinal profiles, morphotectonic indices, hanging valleys and fluvial records. **Geomorphology**, v. 227, p. 153-165, 2014.

KARNER, G. D.; DRISCOLL, N. W. Tectonic and stratigraphic development of the West African and eastern Brazilian Margins: insights from quantitative basin modelling. **Geological Society**, London, Special Publications, v. 153, n. 1, p. 11-40, 1999.

KEMP, L. D. *et al.* **Arc-SDM**: Arcview extension for spatial data modeling using weights of evidence, logistic regression, fuzzy logic and neural network analysis. Disponível em: <http://www.ige.unicamp.br/sdm/defaultSDM_e.htm>. Acessado em março de 2021.

KING, L. C. **A geomorfologia do Brasil Oriental**. Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística, Conselho Nacional de Geografia, 1957.

KIRBY, E.; WHIPPLE, K. Quantifying differential rock-uplift rates via stream profile analysis. **Geology**, v. 29, n. 5, 2001.

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

KIRKBY, M. J. Hillslope process-response models based on the continuity equation. **Inst. Br. Geogr. Spec. Publ**, v. 3, n. 1, p. 5-30, 1971.

KNIGHTON, D. **Fluvial forms and processes: a new perspective**. Londres: Edward Arnold, 1998.

KOOI, H.; BEAUMONT, C. Escarpment evolution on high-elevation rifted margins: Insights derived from a surface processes model that combines diffusion, advection, and reaction. **Journal of Geophysical Research: Solid Earth**, v. 99, n. B6, 1994.

LAGUE, D. The stream power river incision model: evidence, theory and beyond. **Earth Surface Processes and Landforms**, v. 39, n. 1, 2014.

LARSON, R.; FARBER, B. **Estatística aplicada**. São Paulo: Pearson Prentice Hall, 2010.

LEOPOLD, L. B, WOLMAN, M. G, MILLER, J. P. **Fluvial processes in geomorphology**. San Francisco: W. H. Freeman & Sons, 1964.

- LEOPOLD, L. B.; MADDOCK, T. The hydraulic geometry of stream channels and some physiographic implications. **US Government Printing Office**, 1953.
- LIMA, A. G. Rios de leito rochoso: aspectos geomorfológicos fundamentais. **Ambiência Guarapuava**, v. 6, n. 2, p. 339-354, 2010.
- LIMA, A. G.; FLORES, D. M. River slopes on basalts: Slope-area trends and lithologic control. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 76, 2017.
- LIMA, I. F. **Estudos geográficos do semiárido alagoano**: bacias dos rios Ipanema, Traipu, Capiá e adjacentes. Maceió: Governo do Estado de Alagoas, 1992.
- LUBOWE, J. K. Stream junction angles in the dendritic drainage pattern. **American Journal of Science**, v. 262, n. 3, 1964.
- LYONS, N. J. *et al.* Topographic controls on divide migration, stream capture, and diversification in riverine life. **Earth Surface Dynamics**, v. 8, n. 4, p. 893-912, 2020.
- MABESOONE, J. M. **Sedimentary basins of northeast Brazil**. Departamento de Geología, Centro de Tecnología. Universidade Federal de Pernambuco., 1994.
- MACKIN, J. H. Concept of the graded river. **Geological Society of America Bulletin**, v. 59, n. 5, 1948.
- MAIA, R. P. *et al.* **Paisagens graníticas do Nordeste Brasileiro**. Fortaleza: Edições UFC, 2018.
- MAIA, R. P.; BEZERRA, F. H. R.; CLAUDINO-SALES, V. Geomorfologia do Nordeste: concepções clássicas e atuais acerca das superfícies de aplainamento nordestinas. **Revista de Geografia** (Recife), v. 27, n. 1. Esp, p. 6-19, 2010.
- MAIA, R.; BEZERRA, F. **Structural Geomorphology in Northeastern Brazil**. Springer International Publishing, 2020.
- MARENT, B. R.; VALADÃO, R. C. Compartimentação geomorfológica dos planaltos escalonados do sudeste de Minas Gerais. *Revista Brasileira de Geomorfologia*, v. 16, n. 2, 2015.
- MARENT, B. R.; VALADÃO, R. C. Contribuição aos estudos da evolução da escarpa entre as bacias hidrográficas dos rios Doce e Paraíba do Sul, na Serra da Mantiqueira-MG-Brasil. **GEOUSP** (Online), v. 23, n. 2, p. 417-434, 2019.
- MARK, R. K. A multidirectional, oblique-weighted, shaded-relief image of the Island of Hawaii. US Dept. of the Interior, **US Geological Survey**, 1992.
- MASSONG, T. M.; MONTGOMERY, D. R. Influence of sediment supply, lithology, and wood debris on the distribution of bedrock and alluvial channels. **GSA bulletin**, v. 112, n. 4, p. 591-599, 2000.
- MEDEIROS, V. C. **Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil**: Aracaju NE (Folha SC.24-X). Esta dos da Paraíba. Pernambuco, Alagoas, Sergipe e Bahia. Escala 1:500.000. Brasília: CPRM, 2000.
- MENDES, L. D.; FERNANDES, N. F.; GONTIJO-PASCUTTI, A. H. F. Morfotectônica da bacia hidrográfica do rio Bonito, Petrópolis, RJ. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 8, n. 1, 2007.
- MENDES, V. A. (Org.) *et al.* **Geologia e recursos minerais do estado de Alagoas**: escala 1:250.000. Recife: CPRM - Serviço Geológico do Brasil, 2017.

MERRITTS, D. J.; VINCENT, K. R.; WOHL, E. E. Long river profiles, tectonism, and eustasy: A guide to interpreting fluvial terraces. **Journal of Geophysical Research: Solid Earth**, v. 99, n. B7, p. 14031-14050, 1994.

MESCOLOTTI, P. C. *et al.* Fluvial aggradation and incision in the Brazilian tropical semi-arid: Climate-controlled landscape evolution of the São Francisco River. **Quaternary Science Reviews**, v. 263, 2021.

MILLER, A. J.; CLUER, B. L. Modeling considerations for simulation of flow in bedrock channels. **Geophysical Monograph-American Geophysical Union**, v. 107, 1998.

MILLER, K. G. *et al.* The Phanerozoic record of global sea-level change. **Science**, v. 310, n. 5752, 2005.

MOHO USP. **Centro de Sismologia – USP**. Disponível em: <www.moho.iag.usp.br>. Acessado 06 de janeiro, 2021.

MOLNAR, P.; ANDERSON, R. S.; ANDERSON, S. P. Tectonics, fracturing of rock, and erosion. **Journal of Geophysical Research: Earth Surface**, v. 112, n. F3, 2007.

MOLNAR, P.; ENGLAND, P. Late Cenozoic uplift of mountain ranges and global climate change: chicken or egg?. **Nature**, v. 346, n. 6279, p. 29-34, 1990.

MONTEIRO, K. A.; CORRÊA, A. C. B. Application of morphometric techniques for the delimitation of Borborema Highlands, northeast of Brazil, eastern escarpment from drainage knick-points. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 103, 2020.

MONTEIRO, K. A.; TAVARES, B. A. C.; CORREA, A. C. B. Aplicação do índice de Hack no rio Ipojuca para identificação de setores anômalos de drenagem e rupturas de relevo. **Geociências (São Paulo)**, v. 33, n. 4, p. 616-628, 2014.

MONTGOMERY, D. R. Valley incision and the uplift of mountain peaks. **Journal of Geophysical Research: Solid Earth**, v. 99, n. B7, 1994.

MONTGOMERY, D. R.; BALCO, G.; WILLETT, S. D. Climate, tectonics, and the morphology of the Andes. **Geology**, v. 29, n. 7, 2001.

MONTGOMERY, D. R.; DIETRICH, W. E. Channel initiation and the problem of landscape scale. **Science**, v. 255, n. 5046, 1992.

MONTGOMERY, D. R.; DIETRICH, W. E. Where do channels begin?. **Nature**, v. 336, n. 6196, p. 232-234, 1988.

MONTGOMERY, K. Concepts of equilibrium and evolution in geomorphology: the model of branch systems. **Progress in Physical Geography**, v. 13, n. 1, 1989.

MORAES REGO, L. F. **O Vale do São Francisco**. São Paulo: Editora Renascença, 1945.

MORAIS NETO, J. M. *et al.* 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, 2009.

MORAIS NETO, J. M. *et al.* Age of the Serra do Martins Formation, Borborema Plateau, northeastern Brazil; constraints from apatite and zircon fission-track analysis. **Boletim de Geociências da Petrobras**, v. 16, 2008.

MORISAWA, M. Development of drainage systems on an upraised lake floor. **American Journal of Science**, v. 262, n. 3, p. 340-354, 1964.

MORISAWA, M. Rivers and valleys of Pennsylvania, revisited. **Geomorphology**, v. 2, n. 1-3, p. 1-22, 1989.

MUDD, S. M. *et al.* How concave are river channels?. **Earth Surface Dynamics**, v. 6, n. 2, p. 505-523, 2018.

NASCIMENTO, J. P. H. **Aplicação de índices morfométricos para identificação de controles estruturais atuantes em bacias hidrográficas do Baixo São Francisco**. Dissertação de Mestrado em Geografia. Maceió: UFAL, 2020.

NEVES, S. P. Proterozoic history of the Borborema province (NE Brazil): Correlations with neighboring cratons and Pan-African belts and implications for the evolution of western Gondwana. **Tectonics**, v. 22, n. 4, 2003.

NICHOLSON, S. E. **Dryland climatology**. New York: Cambridge University Press, 2011.

OLIVEIRA, G. P. **Evolução morfoestrutural e morfotectônica pós-rifte de divisores de drenagem em ambientes de margem passiva: o caso do Nordeste oriental brasileiro**. Dissertação de Mestrado em Geografia. Recife: Universidade Federal de Pernambuco, 2019.

OLIVEIRA, R. G.; MEDEIROS, W. E. Evidences of buried loads in the base of the crust of Borborema Plateau (NE Brazil) from Bouguer admittance estimates. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 37, 2012.

OLLIER, C.; PAIN, C. **The origin of mountains**. Routledge, 2004.

ORME, A. R. Denudation, planation, and cyclicity: myths, models, and reality. In: **Treatise in Geomorphology**, v. 1, p. 11-36, 2013.

OUIMET, W. B.; WHIPPLE, K. X.; GRANGER, D. E. Beyond threshold hillslopes: Channel adjustment to base-level fall in tectonically active mountain ranges. **Geology**, v. 37, n. 7, 2009.

PAZZAGLIA, Frank J.; GARDNER, Thomas W.; MERRITTS, Dorothy J. Bedrock fluvial incision and longitudinal profile development over geologic time scales determined by fluvial terraces. **Geophysical Monograph-American Geophysical Union**, v. 107, p. 207-236, 1998.

PEIFER, D. *et al.* Growing topography due to contrasting rock types in a tectonically dead landscape. **Earth Surface Dynamics**, v. 9, n. 2, p. 167-181, 2021.

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

PELLETIER, J. D. *et al.* Tectonic and structural control of fluvial channel morphology in metamorphic core complexes: The example of the Catalina-Rincon core complex, Arizona. **Geosphere**, v. 5, n. 4, 2009.

PENCK, W. **Morphological Analysis of Landforms**. St. Martin's Press: New York, 1953.

PERRON, J. Taylor; ROYDEN, Leigh. An integral approach to bedrock river profile analysis. **Earth Surface Processes and Landforms**, v. 38, n. 6, p. 570-576, 2013.

PETROVSZKI, J.; TIMÁR, G. Channel sinuosity of the Körös River system, Hungary/Romania, as possible indicator of the neotectonic activity. **Geomorphology**, v. 122, n. 3-4, 2010.

PEULVAST, J. P. *et al.* 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, 2008.

PEULVAST, J. P.; CLAUDINO-SALES, V. Surfaces d'aplanissement et géodynamique. **Géomorphologie: relief, processus, environnement**, v. 11, n. 4, 2005.

PEULVAST, J. P.; SALES, V. C. Aplainamento e geodinâmica: revisitando um problema clássico em geomorfologia. **Mercator**, v. 1, n. 1, 2002.

PHILLIPS, J. D.; PAWLIK, Ł.; ŠAMONIL, P. Weathering fronts. **Earth-Science Reviews**, v. 198, 2019.

PLAYFAIR, J. **Illustrations of the Huttonian Theory of the Earth**. Ediburgo: William Creech, 1802.

POTTER, P. E. The Mesozoic and Cenozoic paleodrainage of South America: a natural history. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 10, n. 5-6, 1997.

QUEIROZ, G. L.; SALAMUNI, E.; NASCIMENTO, E. R. AzimuthFinder: ferramenta para a extração de dados e apoio na análise estrutural. **Geologia USP. Série Científica**, v. 14, n. 1, 2014.

RADAIDEH, O. M. A. *et al.* Detection and analysis of morphotectonic features utilizing satellite remote sensing and GIS: An example in SW Jordan. **Geomorphology**, v. 275, 2016.

RAND, Helmo M.; MABESOONE, J. M. Northeastern Brazil and the final separation of South America and Africa. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, v. 38, n. 3-4, p. 163-183, 1982.

RANGEL, A. G. A. N.; DOMINGUEZ, J. M. L. Antecedent topography controls preservation of latest Pleistocene-Holocene transgression record and clinoform development: the case of the São Francisco delta (eastern Brazil). **Geo-Marine Letters**, v. 40, n. 6, 2020.

REBOITA, M. S. *et al.* Causas da semi-aridez do sertão nordestino. **Revista Brasileira de Climatologia**, v. 19, 2016.

REBOITA, M. S. *et al.* Regimes de precipitação na América do Sul: uma revisão bibliográfica. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 25, n. 2, 2010.

REZENDE, É. A.; SALGADO, A. A. R. Considerações sobre a gênese do vale suspenso do alto Rio Preto na borda da Bacia de Resende. **Revista do Departamento de Geografia**, v. 40, p. 49-60, 2020.

RIDENOUR, Gregory S.; GIARDINO, John R. The statistical study of hydraulic geometry: a new direction for compositional data analysis. **Mathematical Geology**, v. 23, n. 3, p. 349-366, 1991.

ROERING, J. J.; KIRCHNER, J. W.; DIETRICH, W. E. Evidence for nonlinear, diffusive sediment transport on hillslopes and implications for landscape morphology. **Water Resources Research**, v. 35, n. 3, 1999.

ROSSETTI, D. F. *et al.* Late Oligocene–Miocene transgressions along the equatorial and eastern margins of Brazil. **Earth-Science Reviews**, v. 123, p. 87-112, 2013.

ROY, S.; SAHU, A. S. Quaternary tectonic control on channel morphology over sedimentary low land: A case study in the Ajay-Damodar interfluvium of Eastern India. **Geoscience Frontiers**, v. 6, n. 6, 2015.

SACEK, Victor *et al.* Numerical Modeling of the Landscape Evolution and Denudation History of the Borborema Province, NE Brazilian Continental Margin. *Geophysical Research Abstracts*, v.21, 2019.

- SANTOS, E. J.; MEDEIROS, V. C. Constraints from granitic plutonism on Proterozoic crustal growth of the Transverse Zone, Borborema Province, NE Brazil. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 29, n. 1, 1999.
- SAWATZKY, D. L.; LEE, K. New uses of shadow enhancement. **Remote Sensing Projects, Colorado School of Mines**, 1974.
- SCHANZ, S. A. *et al.* Multiple paths to straths: A review and reassessment of terrace genesis. **Geomorphology**, v. 312, 2018.
- SCHEIDEGGER, A. E.; AI, N. S. Tectonic processes and geomorphological design. **Tectonophysics**, v. 126, n. 2-4, p. 285-300, 1986.
- SCHEINGROSS, J. S. *et al.* The shaping of erosional landscapes by internal dynamics. **Nature Reviews Earth & Environment**, v. 1, n. 12, p. 661-676, 2020.
- SCHWANGHART, W.; SCHERLER, D. Bumps in river profiles: uncertainty assessment and smoothing using quantile regression techniques. **Earth Surface Dynamics**, v. 5, n. 4, 2017.
- SCHWANGHART, W.; SCHERLER, D. Short Communication: 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.
- SCOTT, Daniel N.; WOHL, Ellen E. Bedrock fracture influences on geomorphic process and form across process domains and scales. **Earth Surface Processes and Landforms**, v. 44, n. 1, p. 27-45, 2019.
- SEYBOLD, Hansjörg; ROTHMAN, Daniel H.; KIRCHNER, J. W. Climate's watermark in the geometry of stream networks. **Geophysical Research Letters**, v. 44, n. 5, 2017.
- SHREVE, R. L. Statistical law of stream numbers. **The Journal of Geology**, v. 74, n. 1, p. 17-37, 1966.
- SILVA FILHO, A. F. *et al.* Geochemistry, U-Pb geochronology, Sm-Nd and O isotopes of ca. 50 Ma long Ediacaran High-K Syn-Collisional Magmatism in the Pernambuco Alagoas Domain, Borborema Province, NE Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 68, 2016.
- SILVA FILHO, M. A. *et al.* **Projeto Complexo Canindé do São Francisco: relatório final**. Salvador: CPRM, 1979.
- SILVA, L. C. **Geocronologia aplicada ao mapeamento regional, com ênfase na técnica U-Pb SHRIMP e ilustrada com estudos de casos brasileiros**. Brasília: CPRM, 2006.
- SKALAR, L.; DIETRICH, W. E. River Longitudinal Profiles and Bedrock Incision Models: Stream Power and the Influence of Sediment Supply. In: TINKLER, K. J.; WOHL, E. **Rivers over rock: Fluvial processes in bedrock channels**. American Geophysical Union, 1998.
- SKLAR, L. S.; DIETRICH, W. E. A mechanistic model for river incision into bedrock by saltating bed load. **Water Resources Research**, v. 40, n. 6, 2004.
- SKLAR, Leonard; DIETRICH, William E. River longitudinal profiles and bedrock incision models: Stream power and the influence of sediment supply. **Geophysical Monograph-American Geophysical Union**, v. 107, p. 237-260, 1998.
- SMALL, E. E.; ANDERSON, R. S. Pleistocene relief production in Laramide mountain ranges, western United States. **Geology**, v. 26, n. 2, p. 123-126, 1998.
- SNYDER, N. P. *et al.* Interactions between onshore bedrock-channel incision and nearshore wave-base erosion forced by eustasy and tectonics. **Basin Research**, v. 14, n. 2, 2002.

- SNYDER, N. P. *et al.* Landscape response to tectonic forcing: Digital elevation model analysis of stream profiles in the Mendocino triple junction region, northern California. **Geological Society of America Bulletin**, v. 112, n. 8, p. 1250-1263, 2000.
- SOILLE, P. Optimal removal of spurious pits in grid digital elevation models. **Water Resources Research**, v. 40, n. 12, 2004.
- STRAHLER, A. N. Davis' concepts of slope development viewed in the light of recent quantitative investigations. **Annals of the Association of American Geographers**, v. 40, n. 3, 1950c.
- STRAHLER, A. N. Equilibrium theory of erosional slopes approached by frequency distribution analysis. Part I. **American Journal of Science**, v. 248, 1950a.
- STRAHLER, A. N. Equilibrium theory of erosional slopes approached by frequency distribution analysis. Part I. **American Journal of Science**, v. 248, 1950b.
- STRAHLER, A. N. Quantitative analysis of watershed geomorphology. **Eos, Transactions American Geophysical Union**, v. 38, n. 6, 1957.
- SUGUIO, K. **Geologia do quaternário e mudanças ambientais**. São Paulo: Oficina de Textos, 2010.
- SUMMERFIELD, M. A. **Global Geomorphology**. Essex: Longman Scientific and Technical, 1991.
- SUMMERFIELD, M. A. **Global Geomorphology**. Routledge: New York, 1991.
- TAROLLI, P.; MUDD, S. M. **Remote Sensing of Geomorphology**. Elsevier, 2019.
- THOMAS, M. F. *et al.* **Geomorphology in the tropics: a study of weathering and denudation in low latitudes**. John Wiley & Sons, 1994.
- TINKLER, K. J. Fluvially sculpted rock bedforms in twenty mile creek, Niagara Peninsula, Ontario. **Canadian Journal of Earth Sciences**, v. 30, n. 5, p. 945-953, 1993.
- TINKLER, K. J.; WOHL, E. **Rivers over rock: fluvial processes in bedrock channels**. American Geophysical Union, 1998.
- TOOTH, S. Process, form and change in dryland rivers: a review of recent research. **Earth-Science Reviews**, v. 51, n. 1-4, 2000.
- TRIBALDOS, V. R. *et al.* Spatial and temporal uplift history of South America from calibrated drainage analysis. **Geochemistry, Geophysics, Geosystems**, v. 18, n. 6, p. 2321-2353, 2017.
- TURNER, J. P. *et al.* Thermal history of the Rio Muni (West Africa) – NE Brazil margins during continental breakup. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 270, n. 3-4, 2008.
- TUROWSKI, J. M.; LAGUE, D.; HOVIUS, N. Cover effect in bedrock abrasion: A new derivation and its implications for the modeling of bedrock channel morphology. **Journal of Geophysical Research: Earth Surface**, v. 112, n. F4, 2007.
- TWIDALE, C. R. Pediments. In: GOUDIE, A. G. *et al.* **Encyclopedia of geomorphology**. Psychology Press, 2004.
- TWIDALE, C.; BOURNE, J. Do pediplains exist? Suggested criteria and examples. **Zeitschrift Für Geomorphologie**. 2013.

- VAN RANST, G. *et al.* New insights from low-temperature thermochronology into the tectonic and geomorphologic evolution of the south-eastern Brazilian highlands and passive margin. **Geoscience Frontiers**, v. 11, n. 1, p. 303-324, 2020.
- VAN SCHMUS, W. R.; KOZUCH, M.; DE BRITO NEVES, B. B. Precambrian history of the Zona Transversal of the Borborema Province, NE Brazil: insights from Sm–Nd and U–Pb geochronology. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 31, n. 2-3, p. 227-252, 2011.
- VANDENBERGHE, J. From planation surfaces to river valleys. **Bulletin de la Société Géographique de Liège**, v. 67, p. 93-106, 2016.
- VAREJAO, Filipe Giovanini *et al.* Upper Aptian mixed carbonate-siliciclastic sequences from Tucano Basin, Northeastern Brazil: Implications for paleogeographic reconstructions following Gondwana break-up. **Cretaceous Research**, v. 67, p. 44-58, 2016.
- WAYLAND, E. J. Peneplains and some other erosional platforms. **Annual report and bulletin**, Dept. of Mines. p. 77-79. 1933.
- WERNECK, F. P. *et al.* Biogeographic history and cryptic diversity of saxicolous Tropicuridae lizards endemic to the semiarid Caatinga. **BMC Evolutionary Biology**, v. 15, n. 1, p. 1-24, 2015.
- WHIPPLE, K. X. Bedrock rivers and the geomorphology of active orogens. **Annu. Rev. Earth Planet. Sci.**, v. 32, p. 151-185, 2004.
- WHIPPLE, K. X. The influence of climate on the tectonic evolution of mountain belts. **Nature Geoscience**, v. 2, n. 2, p. 97-104, 2009.
- WHIPPLE, K. X.; DIBIASE, R. A.; CROSBY, B. T. Bedrock rivers. In: **Treatise on Geomorphology**. Elsevier Inc., 2013. p. 550-573.
- WHIPPLE, K. X.; HANCOCK, G. S.; ANDERSON, R. S. River incision into bedrock: Mechanics and relative efficacy of plucking, abrasion, and cavitation. **Geological Society of America Bulletin**, v. 112, n. 3, p. 490-503, 2000.
- 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 of Geophysical Research: Solid Earth**, v. 104, n. B8, p. 17661-17674, 1999.
- WHIPPLE, K.X. Fluvial landscape response time: How plausible is steady-state denudation?. **American Journal of Science**, v. 301, n. 4-5, p. 313-325, 2001.
- WHITTAKER, A. C. How do landscapes record tectonics and climate?. **Lithosphere**, v. 4, n. 2, p. 160-164, 2012.
- WIDDOWSON, M. The geomorphological and geological importance of palaeosurfaces. **Geological Society**, London, Special Publications, v. 120, n. 1, p. 1-12, 1997.
- WILLGOOSE, G.; HANCOCK, G. Revisiting the hypsometric curve as an indicator of form and process in transport-limited catchment. **Earth Surface Processes and Landforms**, v. 23, n. 7, 1998.
- WIRTHMANN, A. **Geomorphology of the tropics**. Berlin: Springer, 1999.
- WISE, D. U. *et al.* Topographic lineament swarms: Clues to their origin from domain analysis of Italy. **Geological Society of America Bulletin**, v. 96, n. 7, 1985.
- WOBUS, C. *et al.* Tectonics from topography: Procedures, promise, and pitfalls. **Special papers-geological society of america**, v. 398, 2006.

WOBUS, C. W.; CROSBY, B. T.; WHIPPLE, K. X. Hanging valleys in fluvial systems: Controls on occurrence and implications for landscape evolution. **Journal of Geophysical Research: Earth Surface**, v. 111, n. F2, 2006.

WOBUS, C. W.; TUCKER, G. E.; ANDERSON, R. S. Does climate change create distinctive patterns of landscape incision?. **Journal of Geophysical Research: Earth Surface**, v. 115, n. F4, 2010.

WOHL, E. E.; MERRITT, D. M. Bedrock channel morphology. **Geological Society of America Bulletin**, v. 113, n. 9, p. 1205-1212, 2001.

WOHL, E. The effect of bedrock jointing on the formation of straths in the Cache la Poudre River drainage, Colorado Front Range. **Journal of Geophysical Research: Earth Surface**, v. 113, n. F1, 2008.

WOLMAN, M. G.; MILLER, J. P. Magnitude and frequency of forces in geomorphic processes. **The Journal of Geology**, v. 68, n. 1, 1960.

WOLPERT, J. A.; FORTE, A. M. Response of transient rock uplift and base level knickpoints to erosional efficiency contrasts in bedrock streams. **Earth Surface Processes and Landforms**, 2021

WOOLDERINK, H. A. G. *et al.* Patterns in river channel sinuosity of the Meuse, Roer and Rhine rivers in the Lower Rhine Embayment rift-system, are they tectonically forced?. **Geomorphology**, v. 375, 2021.

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

YANG, Rong; WILLETT, Sean D.; GOREN, Liran. In situ low-relief landscape formation as a result of river network disruption. **Nature**, v. 520, n. 7548, 2015.