UNIVERSIDADE FEDERAL DE OURO PRETO
ESCOLA DE MINAS
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA

TRABALHO DE CONCLUSÃO DE CURSO

EFEITOS DA ESTRATIFICAÇÃO DE ROCHAS NA EVOLUÇÃO DE PAISAGENS: IMPLICAÇÕES PARA A CALHA NORTE DO RIO AMAZONAS

Pedro Silvestre de Oliveira

MONOGRAFIA nº 434

Ouro Preto, junho de 2022

EFEITOS DA ESTRATIFICAÇÃO DE ROCHAS NA EVOLUÇÃO DE PAISAGENS: IMPLICAÇÕES PARA A CALHA NORTE DO RIO AMAZONAS

FUNDAÇÃO UNIVERSIDADE FEDERAL DE OURO PRETO

Reitora

Prof.ª Dr.ª Cláudia Aparecida Marliére de Lima

Vice-Reitor

Prof. Dr. Hermínio Arias Nalini Júnior

Pró-Reitora de Graduação

Prof.ª Dr.ª Tânia Rossi Garbin

ESCOLA DE MINAS

Diretor

Prof. Dr. José Alberto Naves Cocota Junior

Vice-Diretor

Prof. Dr. Cláudio Eduardo Lana

DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA

Chefe

Prof. MSc Edison Tazava

MONOGRAFIA

Nº 434

EFEITOS DA ESTRATIFICAÇÃO DE ROCHAS NA EVOLUÇÃO DE PAISAGENS: IMPLICAÇÕES PARA A CALHA NORTE DO RIO AMAZONAS

Pedro Silvestre de Oliveira

Orientador

Prof.º Dr. º Pedro Val

Monografia do Trabalho de Conclusão de curso apresentado ao Departamento de Geologia da Escola de Minas da Universidade Federal de Ouro Preto como requisito parcial para avaliação da disciplina Trabalho de Conclusão de Curso – TCC 402, ano 2021/2.

OURO PRETO

2022

Universidade Federal de Ouro Preto – http://www.ufop.br
Escola de Minas - http://www.em.ufop.br
Departamento de Geologia - http://www.degeo.ufop.br/
Campus Morro do Cruzeiro s/n - Bauxita
35.400-000 Ouro Preto, Minas Gerais
Tel. (31) 3559-1600, Fax: (31) 3559-1606

Direitos de tradução e reprodução reservados.

Nenhuma parte desta publicação poderá ser gravada, armazenada em sistemas eletrônicos, fotocopiada ou reproduzida por meios mecânicos ou eletrônicos ou utilizada sem a observância das normas de direito autoral.

Revisão geral: Pedro Silvestre de Oliveira

Catalogação elaborada pela Biblioteca Prof. Luciano Jacques de Moraes do
Sistema de Bibliotecas e Informação - SISBIN - Universidade Federal de Ouro Preto

O482e Oliveira, Pedro Silvestre.
Efeitos da estratificação de rochas na evolução de paisagens [manuscrito]: implicações para a calha norte do rio Amazonas. / Pedro Silvestre Oliveira. - 2022.
41 f.: il.: color., gráf., tab., mapa.

Orientador: Prof. Dr. Pedro Val.
Monografia (Bacharelado). Universidade Federal de Ouro Preto. Escola de Minas. Graduação em Engenharia Geológica .

1. Geomorfologia. 2. Paisagens - Evolução. 3. Drenagem. 4. Bacias sedimentares. 5. Modelos matemáticos. I. Val, Pedro. II. Universidade Federal de Ouro Preto. III. Título.

CDU 551.432.46

Bibliotecário(a) Responsável: Sione Galvão Rodrigues - CRB6/2526

MINISTÉRIO DA EDUCAÇÃO
UNIVERSIDADE FEDERAL DE OURO PRETO
REITORIA
ESCOLA DE MINAS
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA

FOLHA DE APROVAÇÃO

Pedro Silvestre de Oliveira

Efeitos da estratificação de rochas na evolução de paisagens: implicações para a calha norte do Rio Amazonas

Monografia apresentada ao Curso de Engenharia Geológica da Universidade Federal de Ouro Preto como requisito parcial para obtenção do título de Engenheiro Geólogo.

Aprovada em 10 de junho de 2022

Membros da banca

Doutor - Pedro Fonseca de Almeida e Val - Orientador(a) - (Universidade Federal de Ouro Preto)
Doutora - Maria Eugênia Silva de Souza - (Universidade Federal de Ouro Preto)
Doutor - Márcio Fernandes dos Santos Albuquerque - (Universidade Estadual de São Paulo, Presidente Prudente)

Pedro Fonseca de Almeida e Val, orientador do trabalho, aprovou a versão final e autorizou seu depósito na Biblioteca Digital de Trabalhos de Conclusão de Curso da UFOP em 20/06/2022

Documento assinado eletronicamente por **Pedro Fonseca de Almeida e Val**, **PROFESSOR DE MAGISTERIO SUPERIOR**, em 20/06/2022, às 11:59, conforme horário oficial de Brasília, com fundamento no art. 6º, § 1º, do Decreto nº 8.539, de 8 de outubro de 2015.

A autenticidade deste documento pode ser conferida no site http://sei.ufop.br/sei/controlador_externo.php?acao=documento_conferir&id_orgao_acesso_externo=0 , informando o código verificador **0347058** e o código CRC **8091AC9D**.

Referência: Caso responda este documento, indicar expressamente o Processo nº 23109.007986/2022-50 SEI nº 0347058

R. Diogo de Vasconcelos, 122, - Bairro Pilar Ouro Preto/MG, CEP 35400-000
Telefone: 3135591600 - www.ufop.br

Agradecimentos

Em homenagem a Alzira Ferreira Silvestre e Maria Paula Silvestre Gordilho dos Santos.

SUMÁRIO

AGRADECIMENTOS ..... **ix**
SUMÁRIO ..... **xi**
INDÍCE DE FIGURAS ..... **xiii**
INDÍCE DE TABELAS ..... **xv**
RESUMO ..... **xvii**
ABSTRACT ..... **xix**
1 INTRODUÇÃO **1**
1.1 APRESENTAÇÃO 1
1.2 LOCALIZAÇÃO 3
1.3 HIPÓTESES E OBJETIVOS 3
1.4 JUSTIFICATIVA 4
2 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA **5**
2.1 LEIS EMPÍRICAS DE EVOLUÇÃO DE PAISAGEM 5
3 MATERIAIS E MÉTODOS **9**
3.1 ANÁLISE DE MDE PELO SOFTWARE *MATLAB* 9
3.2 MODELOS NUMÉRICOS 10
4 CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL **13**
4.1 CONTEXTO DE EVOLUÇÃO TECTÔNICA E GEOMORFOLÓGICA DO RIO AMAZONAS 13
4.2 EMBASAMENTO E PREENCHIMENTO SEDIMENTAR DA BACIA DO AMAZONAS 13
4.3 GEOLOGIA LOCAL 15
5 ANÁLISE GEOQUANTITATIVA DA PAISAGEM REAL **19**
5.1 ÍNDICES DE DECLIVIDADE (KSN) 19
5.2 ORIENTAÇÃO DOS CANAIS 20
5.3 RELAÇÃO KSN E ORIENTAÇÃO DOS CANAIS 22
6 ANÁLISE GEOQUANTITATIVA DOS MODELOS NUMÉRICOS **27**
6.1 ÍNDICE DE DECLIVIDADE (KSN) 27
6.2 ORIENTAÇÃO DAS DRENAGENS 28
6.3 RELAÇÕES COM A PAISAGEM REAL 31
7 DISCUSSÕES **33**
7.1 CONTROLES DE ORIENTAÇÃO DAS DRENAGENS 33
7.2 PALEOCANAIS E GEOCRONOLOGIA 34
7.3 ÍNDICE KSN 35
8 CONCLUSÕES **37**
9 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS **39**

INDÍCE DE FIGURAS

Figura 1.1 - Indicação da área de estudo do trabalho ao Norte do Estado do Pará. Em (A) tem-se o mapa topográfico, com a cor marrom escuro indicando valores até 800m.....2

Figura 2.1 - Gráfico de distância por elevação normalizados, mostrando a relação entre concavidade e theta. Em uma escala de 0 a 1 quanto mais próximo de.....6

Figura 3.1 - (A) Exemplo de diagrama de roseta com a divisão dos intervalos, destacando no retângulo vermelho o arco que marca, neste caso, o eixo de acúmulo.....10

Figura 3.2 - Configurações dos modelos a serem apresentados, com a litologia menos resistente em azul claro sendo menos espessa no Modelo 1 e mais espessa no Modelo 2.....11

Figura 4.1 - Na parte superior temos um mapa de gradiente da área de estudo, os tons mais próximos de verde indicam locais com maiores declives enquanto que em azul.....16

Figura 4.2 - (A) Mapa de domínios geomorfológicos da região com sombreamento de relevo por baixo. Os tons de cores agrupam cada domínio citado no texto.....17

Figura 5.1 - (A) Mapa geológico simplificado com as unidades da Bacia Sedimentar do Amazonas de interesse para análise dos padrões de k_{sn}. Sobre o mapa encontram-se.....19

Figura 5.2 - Pares de diagramas de rosetas de direções dos comprimentos de linha, referente a orientação das unidades em mapa (a esquerda) e das drenagens que correm.....21

Figura 5.3 - Diagramas de roseta referentes a orientação das drenagens classificadas de acordo com a ordem.....22

Figura 5.4 - (A) Mapa geológico da área de estudo com a drenagem em azul claro e demarcação em vermelho dos canais tratados ao longo do texto. (B) Mapa topográfico.....24

Figura 6.1 - Modelos digitais de elevação gerados dos Modelos 1 e 2 obtidos pela modelagem.....27

Figura 6.2 - Na parte superior da figura têm-se os modelos gerados com a elevação representada em escalas de cinza, sendo as partes mais brancas de maior topografia.....28

Figura 6.3 - (A) Modelo digital de elevação do Modelo 1, com a elevação crescendo dos tons de azul para marrom a mais de 1000 m. As faixas litológicas alvo do estudo.....29

Figura 6.4 - (A) Modelo digital de elevação do Modelo 2, com a elevação crescendo dos tons de azul para marrom a mais de 300 m. As faixas litológicas alvo do estudo.....30

INDÍCE DE TABELAS

Tabela 4.1 - Descrição das megassequências sedimentares da Bacia Amazonas.....14
Tabela 4.2 - Descrição das principais unidades litológicas da área de estudo.....15
Tabela 5.1 - Tabela de valores médios de ksn por unidade e desvio padrão.....22

Resumo

A evolução de paisagens no tempo é função, em parte, dos processos erosivos na superfície da Terra. A topografia depende de um balanço de massa entre o ganho de elevação relacionado a eventos tectônicos e a perda de elevação por erosão. Em situações em que as condições de contorno (tectônica, erosão e clima) são constantes no espaço e no tempo, paisagens evoluem até atingir um equilíbrio em que a topografia varia muito pouco espacialmente. No entanto, diferenças na resistência que cada tipo de rocha tem à erosão pode levar a drásticas diferenças topográficas espaciais dentro do mesmo contexto tectônico e climático. Neste trabalho é explorado como as drenagens se comportam em um ambiente de escala regional onde há presença de litologias de diferentes resistências erosivas, tendo como área de estudo a borda da calha Norte do Rio Amazonas. Para guiar as interpretações da paisagem real, é apresentado um estudo sobre a evolução de paisagens utilizando modelos numéricos, gerados em ambiente de programação Python v. 3.8 (Pacote LandLab v. 2.5), afim de representar um cenário semelhante à paisagem real. Os dados topográficos da área de estudo e modelos numéricos foram tratados e analisados a partir de modelos digitais de elevação com resolução de 30 m e 50 m, respectivamente. Com o uso de funções no software Matlab e QGis foram obtidas informações quantitativas da orientação das unidades litológicas e canais da rede de drenagem. Observações na área de estudo e nos modelos numéricos evidenciam que as drenagens desviam de litologias mais resistentes e se orientam de acordo com a direção da litologia, não sendo possível erodir e atravessar litologias resistentes, logo seguindo por regiões de contato litológico. Pode-se concluir que os contrastes litológicos podem atuar como modificares do relevo e da configuração da rede de drenagem.

Palavras chave: geomorfologia; evolução de paisagens; orientação de drenagem; Bacia Sedimentar do Amazonas; modelos numéricos.

Abstract

The evolution of landscapes over time is, in part, a function of erosive processes at the Earth's surface. Topography depends on the mass balance between the elevation gain related to tectonic events and the elevation loss due to erosion. In situations where boundary conditions (tectonics, erosion and climate) are constant in space and time, landscapes evolve until reaching an equilibrium in which the topography varies very little spatially. However, differences in the erosive resistance that each rock type has can lead to sharp spatial differences in topography for the same tectonic and climatic context. In this work, the behavior of drainage networks in a regional scale is explored with respect to lithologies of different erosive resistances using as a natural laboratory the northern margin of the lower Amazon River. To guide interpretations of the real landscape, a study on the evolution of landscapes is presented using numerical models generated using Python v. 3.8 (LandLab Package v. 2.5). The models are used to represent a scenario similar to the real landscape. Topographic data from the study area and numerical models were treated and analyzed using digital elevation models with a resolution of 30 m and 50 m, respectively. Using functions in Matlab and QGis software, quantitative information on the orientation of lithological units and channels of the drainage network were obtained. Observations in the study area and in the numerical models show that rivers deviate from more resistant lithologies and are oriented along the strike of the lithology, suggesting they do not have enough erosive capacity to cross resistant lithologies and flowing along the lithological contacts. The observations imply that the lithological contrasts can act as triggers of changes in the topography and in the configuration of the drainage network.

Key words: geomorphology; landscape evolution; drainage orientation; Amazon Sedimentary Basin; numerical models.

CAPITULO 1

INTRODUÇÃO

1.1 APRESENTAÇÃO

Mudanças topográficas ao longo do tempo estão relacionadas com o balanço entre processos que soerguem a paisagem (ganho de elevação) e processos que a erodem (perda de elevação), que se trata do equilíbrio dinâmico apresentado por Hack (1960). O ganho de elevação pode ocorrer por adição de massa a partir de eventos tectônicos que encurtam a crosta (Furlong & Govers 1999), por isostasia e flexura (Watts 2001). Excluindo-se processos tectônicos que causam subsidência, a perda de elevação é desencadeada pela ação de processos erosivos, principalmente os de incisão fluvial e de movimento de massa em encostas (e.g. Howard 1994; Kobor & Roering 2004). Neste balanço, diversas variantes influenciam a eficiência com que os processos erosivos respondem ao soerguimento e isto modifica a forma resultante do relevo (Anderson *et al.*, 2018). Por exemplo, em regiões com alta complexidade litológica, variações espaciais de tipos de rochas com diferentes resistências à erosão podem dificultar ou facilitar a erosão. Portanto, variações litológicas espaciais podem governar a expressão topográfica em paisagens no interior de continentes.

De caráter intracontinental a Bacia Sedimentar do Amazonas apresenta na calha norte, região ao norte do Estado do Pará, uma variação topográfica que coincide com variações litológicas (Figura 1). Nesta área, boa parte da sequência estratigráfica da bacia aflora subhorizontalmente, preservando a sequência estratigráfica da bacia com alternâncias entre rochas pelíticas e arenitos. Por se tratar de uma região com clima uniforme onde a ocorrência de tectonismo recente na área é baixa, as variações topográficas observadas são possivelmente manifestações do controle litológico na eficiência erosiva (Tucker & van der Beek 2013).

Nestes casos, variações verticais alternadas entre altas e baixas resistências à erosão podem causar variabilidade na evolução temporal de bacias hidrográficas e, assim, desencadear reorganizações na rede de drenagem que podem ser um dos fatores governantes da erosão ao longo do tempo visto que as taxas de soerguimento são geralmente baixas nestes ambientes. No entanto, a influência de litologias estratificadas é, ainda, uma fronteira no entendimento da evolução topográfica em ambientes estáveis como esse (Forte *et al.* 2016). Entender a progressão da rede de drenagem em paisagens com estes tipos de configurações pode ser importante para a interpretação de dados de proveniência sedimentar.

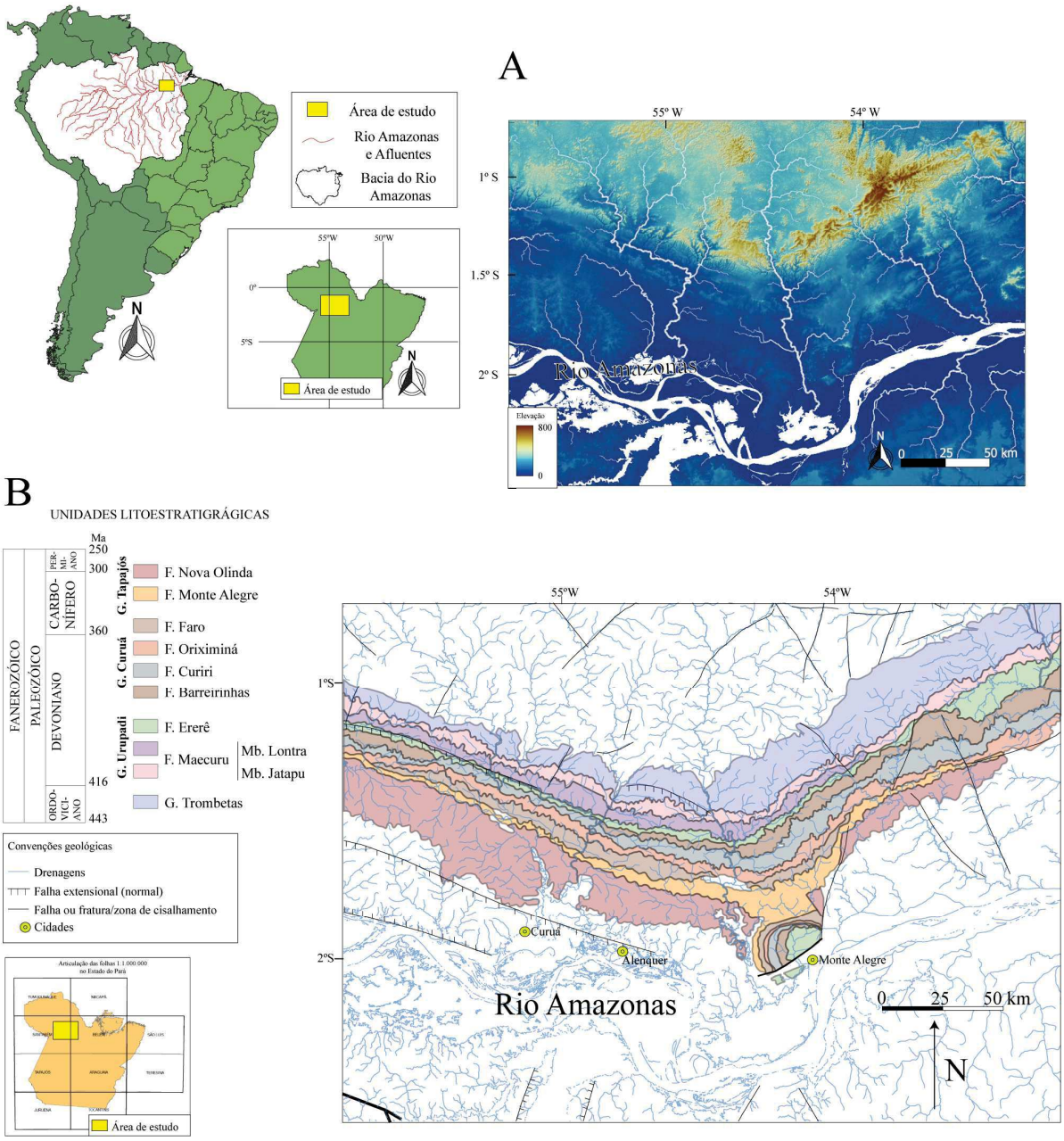

Figura 1.1 - Indicação da área de estudo do trabalho ao Norte do Estado do Pará. Em (A) tem-se o mapa topográfico, com a cor marrom escuro indicando valores até 800m, indo até o azul mais escuro do nível de base de 0m. Em (B) estão destacadas as unidades litoestratigráficas que serão alvo desse estudo, desde o Grupo Trombetas, mais antigo, a norte até a Formação Nova Olinda, mais recente, a sul. As falhas ou fraturas/zonas de cisalhamento estão indicadas como linhas pretas e as falhas extensionais normais como linhas pretas com dentilhado. As cidades citadas na proximidade estão como pontos amarelos. Há localização da área dentro das folhas geológicas no mapa no canto inferior esquerdo Fonte: (A) MDE - *Opentopography.com*; (B) Modificado de Vasquez *et al.* (2008).

Desta forma, este estudo se volta à investigação do controle litológico na evolução topográfica desta região, buscando identificar se a configuração estratigráfica condiciona capturas de drenagem e mudanças topográficas sistemáticas. Para isto, a topografia será analisada a partir de modelos digitais de elevação. Adicionalmente, em paralelo, serão criados modelos numéricos de evolução de paisagem que permitem explorar diferentes configurações litológicas evoluindo ao longo do tempo e inferir uma possível influência na evolução da paisagem.

1.2 LOCALIZAÇÃO

A área de estudo encontra-se na região Norte do estado do Pará (Figura 1), apresentando 60.494 km². Abrange as cidades ribeirinhas de Alenquer, Curuá e Monte Alegre ao norte do Rio Amazonas. Está limitada pelos pelos meridianos 55º47'60'' e 53º10'12'' W e paralelos 0º42'36'' e 2º34'48'' S, fazendo parte tanto da folha cartográfica Santarém como Belém, com base no mapa geológico do Pará (Figura 1) (Vasquez *et al.* 2008).

1.3 HIPÓTESES E OBJETIVOS

Este trabalho tem como hipótese que a rede de drenagem pode ter sua configuração afetada ao longo do tempo pelos efeitos que as diferentes litologias em uma dada região podem exercer, devido a índices de erodibilidade variados. Sendo assim, rochas com menores resistência a erosão podem capturar as drenagens, enquanto as de maior resistência, além de haver baixo desenvolvimento de canais, podem atuar como barreiras topográficas impedindo o curso do rio a jusante.

Para estruturar uma resposta temos como objetivo principal determinar se rochas estratificadas na calha norte do Rio Amazonas condicionaram a evolução da paisagem naquela área por meio de um controle na posição de drenagens. Especificamente, foram desenvolvidos mapas topográficos e com dados quantitativos acerca da drenagem da região, e foram utilizados modelos numéricos, visando estabelecer um paralelo entre paisagem e modelos. Como atividades para atingir tais objetivos temos:

- Elaboração de mapa de variações de declividade (k_{sn}) da área;
- Quantificar o k_{sn} para cada unidade estudada;
- Confeccionar modelos numéricos de representação da região.
- Elaboração de mapa de variações de declividade (k_{sn}) do modelo;
- Quantificar o k_{sn} para cada litologia englobada no modelo;
- Quantificar orientação das unidades e drenagens da área;
- Quantificar orientação dos canais dos modelos por ordem.

1.4 JUSTIFICATIVA

A exploração de fatores que controlam a evolução de paisagens no território brasileiro ainda é escassa. No entanto, buscar um melhor entendimento disto é de suma importância para o entendimento das mudanças topográficas e reconfigurações da rede de drenagem. Em uma bacia sedimentar, assim como a evolução tectonosedimentar, as mudanças topográficas também são capazes de reorganizar as bacias de drenagem e a configuração da rede de drenagem, o que pode ter consequências para a distribuição da biota aquática (e.g. Hoorn *et al.* 2010; Craw *et al*. 2016; Albert *et al.* 2018), assim

A bacia hidrográfica do Amazonas é uma das bacias com a maior biodiversidade do planeta, sem paralelos em regiões intracontinentais, porém pouco se entende ainda sobre os principais mecanismos que desencadearam essa altímissa riqueza (Albert *et al.* 2020). Uma hipótese é a da captura de drenagem, que é capaz de causar o surgimento de novas espécies (Albert *et al.* 2018, 2020). Entender se a alta complexidade litológica é capaz de alterar as taxas de captura de drenagem em uma dada região pode, portanto, ser importante para o entendimento da biodiversidade na Amazônia.

Este trabalho tem como expectativa a elucidação sobre como a configuração da rede de drenagem evolui sobre substratos heterogêneos e levemente inclinados e, desta forma, contribuir para o entendimento sobre o desenvolvimento de paisagens em borda de bacias sedimentares intracontinentais. O uso de quantificação geomorfológica e modelagem numérica tendo como principais ferramentas o uso de métodos computacionais traz relevância ao trabalho no cenário nacional.

CAPITULO 2

REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

Diversos estudos vêm sendo feitos utilizando como base conceitos modernos de Geomorfologia Quantitativa por meio de modelos digitais de elevação, sendo que, alguns deles servem como pontos de referência para este trabalho. O principal ponto de referência está na investigação detalhada sobre como as propriedades das litologias tem efeito no modo como a drenagem se organiza ao longo do tempo (e.g. Mills 2003).

Por exemplo, Gallen (2018), fez uso do índice de declividade de canais (k_{sn}), nas Montanhas dos Apalaches, para determinar o índice de erodibilidade de diferentes rochas ao longo da Bacia do Tennessee. Com isso estabeleceu uma data relativa à queda de nível de base local de forma que fosse possível ligar isso à evolução de espécies aquáticas da região. Este estudo realizou a análise dos valores de índice de declividade das rochas relacionados à resistência erosiva das mesmas, fator que foi usado nos resultados desta monografia para entender a correlação entre as litologias estudadas.

Gabet (2020) analisou drenagens da região de Serra Nevada (California, EUA) para compreender possível relação entre as variações litológicas e as orientações dos canais. Para isso utilizou de métricas como perfis longitudinais, gradiente e k_{sn}. O trabalho buscou estabelecer um paralelo entre controle litológico e tectônico no desenvolvimento das drenagens. Isto foi feito por meio de diagramas de rosetas com a orientação dos canais, litologias e estruturas. Logo, esta metodologia serviu como referência para esta monografia, na qual os resultados foram tratados de forma semelhante para os rios da calha norte da Bacia Sedimentar do Amazonas.

Para a realização de pesquisas desta natureza, é necessária a aplicação de equações que reproduzem a evolução de paisagens e que já são estabelecidas em estudos dentro da Geomorfologia Quantitativa. Sendo assim, estas equações serão detalhadas a seguir.

2.1 LEIS EMPÍRICAS DE EVOLUÇÃO DE PAISAGEM

Primeiramente deve-se entender como é possível descrever um canal por meio de equações, para isso temos a chamada Lei de Flint (Flint 1974). A partir dela é possível obter a seguinte relação entre o gradiente do canal (S em m/m) em um ponto e seu índice de declividade (k):

$$S = kA^{-\frac{m}{n}} \quad \text{(Equação 1)}$$

A variável A (m^2) diz respeito a área drenada a montante daquele ponto e as constantes m e n representam constantes de erosão e tensão sobre o substrato rochoso (Howard 1994; e estão relacionadas com a concavidade do canal, que passará a ser tratada apenas como θ (Kirby & Whipple 2012) (Figura 2.1).

Devido à variação de concavidade entre os rios, mesmo que tenham formas semelhantes por estarem inseridos em um mesmo contexto geológico, ao compararmos os canais devemos normalizar o valor θ para um valor de referência (θ_{ref}). Tendo esse valor para todos os rios analisados, o índice k passa a ser chamado de índice k_{sn} (Kirby & Whipple 2012), com a normalização desse valor para toda a drenagem analisada. Isto impede que o valor de θ tenha interferência nos valores de k_s, permitindo a análise de gradientes espaciais de k_{sn} em uma dada região. Portanto, a equação (1) pode ser escrita como:

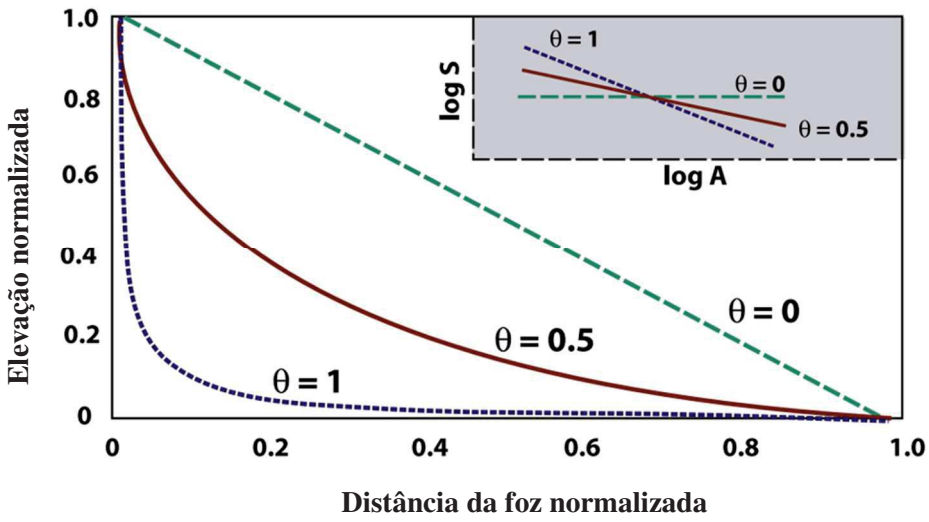

Figura 2.1 - Gráfico de distância por elevação normalizados, mostrando a relação entre concavidade e theta. Em uma escala de 0 a 1 quanto mais próximo de 1 é o valor de omega mais concavo é o rio. Fonte: Kirby & Whipple 2012, p.3.

$$S = k_{sn}A^{-\theta} \text{ (Equação 2)}$$

Sabendo que os rios atuam como agentes erosivos da paisagem, esta ação também pode ser descrita por meio de uma equação. Para isso há a Lei *Stream Power* (Howard 1994) que permite descrever a incisão do canal (E) como função dos parâmetros de erodibilidade da rocha (K em m^{1-2m}/ano), da área drenada a montante do ponto e do gradiente do canal. Pela Lei *Stream Power*, temos:

$$E = KA^{m}S^{n} \text{ (Equação 3)}$$

Estas duas equações servirão como base para que possamos entender como como topografia e tempo se relacionam. Desta forma, considerando uma variação *dz* de elevação ao longo de um intervalo de tempo *dt* e que a evolução de paisagem requer um balanço de massa no sistema, pode-se tratar o relevo como resultado da seguinte equação:

$$\frac{dz}{dt} = U - E = U - KA^mS^n \text{ (Equação 4)}$$

em que E, neste caso, foi escrito explicitamente conforme definido na equação (3). Assim, as equações podem ser reescritas buscando uma igualdade onde o k_{sn} e a litologia (representada em K) possam ser direta ou indiretamente relacionados. Para isso, se assume uma situação de ambiente em *steady-state*, onde a entrada e saída de massa se igualem gerando:

$$U - KA^mS^n = 0$$

$$S^n = \frac{U}{KA^m}$$

$$k_{sn}A^{-\theta} = \left(\frac{U}{K}\right)^{\frac{1}{n}} A^{\theta}$$

$$k_{sn} = \left(\frac{U}{K}\right)^{\frac{1}{n}} \text{ (Equação 6)}$$

Com a equação (6) nota-se que há uma relação inversamente proporcional entre o índice de declividade do canal e a resistência litológica. Isto nos permite calcular o k_{sn} de rios na área de estudo e tratá-los em função de variações litológicas presumindo o equilíbrio *steady-state*.

Para efeito de comparação entre rios de diferentes configurações é apresentado o parâmetro desenvolvido por (Perron & Royden 2013) onde é trabalhada a mesma ideia da equação (6), porém ao invés de se utilizar o gradiente (dz/dx) para determinar relações de soerguimento e taxa de erosão (essas variando horizontalmente, assim como a área), trabalha-se com a integração dos vetores verticais ao longo do comprimento dos canais.

$$\frac{dz}{dx} = \left(\frac{U}{K}\right)^{\frac{1}{n}} A^{\theta}$$

$$dz = \left(\frac{U(x)}{K(x)A(x)^m}\right)^{\frac{1}{n}} dx$$

$$\int dz = \int \left(\frac{U(x)}{K(x)A(x)^m}\right)^{\frac{1}{n}} dx$$

Considerando um nível de base x_b, a integração é feita a montante até um ponto x, sendo assim:

$$z(x) = z(x_b) \int_{x_b}^{x} \left(\frac{U(x)}{K(x)A(x)^{m}} \right)^{\frac{1}{n}} dx$$

Para finalizar adiciona-se uma área de drenagem de referência A_0 manipulando-se a equação acima até obter a equação de reta conhecida como chi-plot:

$$\chi = \int_{x_b}^{x} \left(\frac{A_0}{A(x)} \right)^{\frac{m}{n}} dx \text{ (Equação 7)}$$

Buscando uma avaliação mais detalhada sobre o índice de declividade do canal, iremos trabalhar com a utilização do parâmetro Chi (χ) apresentado acima. O Chi permite uma observação direta entre a área drenada a montante de um ponto e o gradiente, permitindo que os erros gerados por um cálculo direto de k_{sn} a partir do MDE possam ser evitados (Peifer *et al.* 2020).

Para efeitos de melhor compreensão dos gráficos de chi-plot interpreta-se a equação (7) como:

$$k_{sn} = \frac{dz}{dx} \text{ (Equação 8)}$$

Por meio da equação (8) pode-se ver que um gráfico onde χ está no eixo X e elevação (z) no eixo Y, o coeficience angular de uma suposta reta formada pelos inúmeros pontos ao longo do canal irá determinar o valor de k_{sn}. Em um ambiente com mesmo soerguimento e litologias a relação permanecerá linear por todo o gráfico. Portanto, caso haja alguma mudança isso será visualmente representado por quebras no gráfico, ou seja, uma mudança brusca no valor de k_{sn} entre um trecho e outro do canal (Gallen 2018).

CAPITULO 3

MATERIAIS E MÉTODOS

3.1 ANÁLISE DE MDE PELO SOFTWARE *MATLAB*

O Modelo Digital de Elevação (MDE) da área de estudo utilizada neste trabalho foi obtido pelo site *OpenTopography*. Delimitou-se a área desejada e realizou-se o download do MDE com resolução de 30m, com imagem gerada pelo sensor SRTM Global 1. Já a elaboração dos modelos digitais de elevação gerados pela modelagem numérica está detalhada na seção 3.2.

Com o MDE dentro do software *Matlab* criou-se uma rotina de programação para extrair as informações quantitativas dos modelos de elevação real e gerados na modelagem. Todas as equações citadas anteriormente e outras, que servem para trabalhar sobre a geologia da área numericamente, estão englobadas nos pacotes *TopoTool Box* (Forte & Whipple 2019) e *TopoAnalisys Kit* (Schwanghart & Kuhn 2010).

Para obter os valores de k_{sn} tanto da área de estudo como dos modelos numéricos, foi utilizada a função *KsnChiBatch*, usando-se o método *trib* para maior exatidão nos valores obtidos. O *output* da função foi a *shapefile* correspondente aos valores do índice de declividade ao longo dos canais. Com isso, foi possível recortar os valores referentes a cada uma das unidades de interesse da paisagem real e dos modelos criados.

No caso da paisagem real foi calculada a orientação das drenagens sobre as unidades, bem como a orientação dessas unidades. Para calcular as direções dos canais foi utilizada a função *networksegment* no *Matlab*, que com o *output* "angle" permite gerar o diagrama de roseta desejado, e quanto às litologias utilizou-se o *plugin Line Direcetion Histogram* do software *QGIS*. Além disso, classificou-se as orientações das drenagens de acordo com a ordem dos rios, sobre o modelo da área e os elaborados, utilizando o *output* "strahler" junto ao "angle".

Todos os diagramas de rosetas apresentados neste trabalho estão configurados de forma que à direita do eixo marcado N-S está o acúmulo de comprimentos de linha orientados de leste a oeste, ou seja, de 0º a menos de 90º (a exemplo da linha verde na Figura 3.1), enquanto à esquerda estão os de sentido oeste a leste, de mais de 90º a 180 º (a exemplo da linha vermelha na Figura 3.1), divididos em 12 intervalos de 15° (Figura 3.1B).

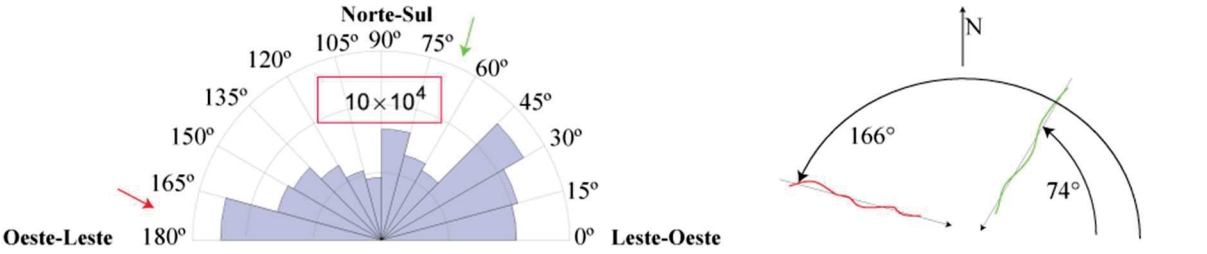

Figura 3.1 - (A) Exemplo de diagrama de roseta com a divisão dos intervalos, destacando no retângulo vermelho o arco que marca, neste caso, o eixo de acúmulo de $10x10^4$ metros de comprimento de drenagens acumulados em cada intervalo. (B) Em verde uma linha com ângulo de 74º em relação a direção E-W (considerada como o marco de 0º), e em vermelho uma linha a 166º com relação a 0°. As setas coloridas em A representam a colocação dessas linhas no histograma Fonte: Compilação do Autor.

3.2 MODELOS NUMÉRICOS

A modelagem numérica permite, por meio de algoritmos que aplicam as equações citadas na seção 2.1, gerar representações das paisagens ao longo do tempo. Controlam-se os parâmetros que serão utilizados para que o resultado seja o mais fiel a paisagem real ou pelo menos próximo ao que se busca compreender, para que assim se possa ter visual e quantitativamente uma análise de cenários ao longo de milhões de anos.

Para desenvolver esses modelos foi usada a versão 2.5 da biblioteca *Landlab* (Hobley et al. 2017; Barnhart et al. 2020), desenvolvida em ambiente de programação *Python* (usada a versão 3.8). Os modelos numéricos realizados simulam uma área de 50 km (Leste-Oeste) por 50 km (Norte-Sul). A bacia simulada possui abertura apenas ao longo da borda Sul com o intuito de direcionar o fluxo dos canais para Sul.

Primeiramente foi simulada uma paisagem por 100 milhões de anos com soerguimento de 0,0001 metros por ano e litologia uniforme com $5x10^{-6}$ de taxa de erosão visando que houvesse o equilíbrio da topografia e assim um ponto de partida. Foram utilizados grids do tipo Raster, de 1000 pixels por 1000 pixels, com resolução de 50m. A concavidade de referência é de 0,5 com m = 0,5 e n=1 e haverá acumulação de fluxo.

A partir deste modelo foram gerados dois modelos distintos, que iniciaram a partir da topografia do modelo de equilíbrio, porém com o surgimento das novas litologias. Estas foram divididas em pares com taxas de erosão distintas, sendo os três pares iguais e compostos por L1 – taxa de erosão de $3x10^{-6}$ m/ano e L2 – taxa de erosão de $1x10^{-6}$ m/ano no modelo 1 e L1 – taxa de erosão de $7x10^{-6}$ m/ano e L2 – taxa de erosão de $3x10^{-6}$ m/ano no modelo 2 (Figura 3.2). A litologia que se mantém com a taxa de erosão inalterada em relação ao modelo de equilíbrio foi chamada de L0. Após finalizados, os resultados foram exportados para o software *Matlab* no qual foram analisados conforme descrito na seção 3.1.

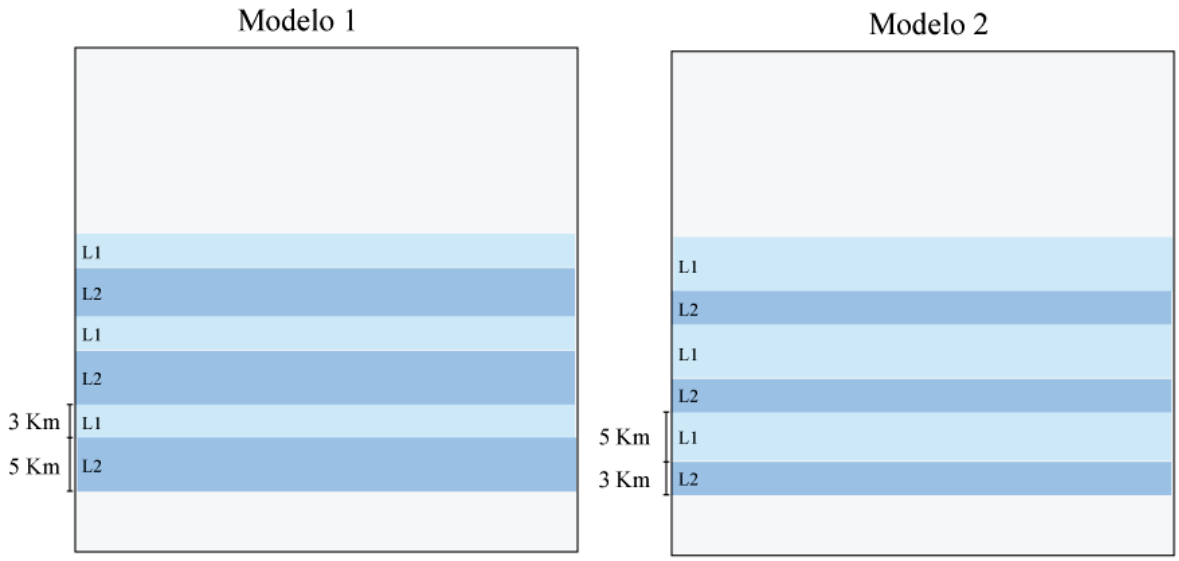

Figura 3.2 - Configurações dos modelos a serem apresentados, com a litologia menos resistente em azul claro sendo menos espessa no Modelo 1 e mais espessa no Modelo 2, enquanto que a litologia com menor taxa de erosão tem menor espessura no Modelo 1 e maior no Modelo 2. Fonte: Compilação do Autor.

CAPITULO 4

CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

4.1 CONTEXTO DE EVOLUÇÃO TECTÔNICA E GEOMORFOLÓGICA DO RIO AMAZONAS

O Rio Amazonas é o nível de base da Amazônia e, portanto, sua evolução afeta diretamente os seus tributários, que se estendem por centenas a milhares de quilômetros para além do substrato sedimentar, atingindo as áreas cratônicas. Baseado no estudo de Hoorn *et al.* (2010) onde foram utilizados fósseis para traçar uma história evolutiva do Rio Amazonas e sua relação com a Cordilheiras dos Andes, temos que os primeiros eventos tectônicos na área denominada como Pan-Amazônia foram a abertura do Oceano Atlântico e ajustes tectônicos na margem do Pacífico, na era Cenozóica. Após isso, já na Cretáceo, surgiram bacias com fluxo oeste-leste preenchidas por aluvião e canais entrelaçados que viriam a ser capturados cada vez mais a leste, levando o divisor de drenagem para o meio da bacia. Os Andes Central e Norte sofreram os primeiros processos de ajuste tectônico no Paleógeno, a subducção da margem do Pacífico levou a um soerguimento cada vez maior. Eventos subsequentes elevaram o Norte do Andes com pico entre o Oligoceno e o Mioceno recente, aumentando o relevo e assim as taxas de chuva, erosão e sedimentação. De Leste para Oeste a sedimentação vinha ocorrendo e haviam apenas lagos no Leste do Amazonas, mas com o tempo e o crescimento dos Andes, mais vales foram cortando a cordilheira e fluxo se elevou. Durante o Mioceno, Hoorn *et al.* (1995) defende que o crescimento dos Andes levou à mudança na direção do fluxo dos principais rios, favorecendo ação do intemperismo químico e erosão e consequentemente modelando a paisagem para a forma atual do Rio Amazonas, com datação baseada em Hoorn *et al.* (2017) de 9,4 a 9 Ma.

4.2 EMBASAMENTO E PREENCHIMENTO SEDIMENTAR DA BACIA DO AMAZONAS

Dentro da Superprovíncia do Cráton Amazonas e da Província Amazonas temos a Bacia do Amazonas com mais de 500.000 Km^2 (Silva *et al.* 2003). Trata-se de uma bacia intracratônica do tipo sinéclise, estando limitada ao sul pelo Escudo Brasileiro e ao norte pelo Escudo das Guianas (Wanderley Filho et al., 2005; Cunha *et al.* 2007). Apresenta origem incerta, mas continuamente associada à dispersão de esforços no fechamento do Ciclo Brasiliano. O rifte precursor estaria associado a uma zona de alívio formada na direção Norte-Sul, consequência dos esforços Leste-Oeste da Faixa Móvel Araguaia-Tocantins. Houve o resfriamento das massas magmáticas com posterior subsidência térmica e assim a evolução para a sinéclise intracontinental (Cunha *et al.* 2007).

Na base da coluna estratigráfica, de idade pré cambriana e, por vezes, considerada com papel secundário, as formações Prosperança e Acari são anteriores ao preenchimento da bacia. Inseridas no Grupo Purus, foram formadas logo após a estabilização da Placa Sul-Americana.

Na tabela 4.1 estão expostos os demais eventos associados ao preenchimento da Bacia do Amazonas. Nela estão destalhadas as Megassequências que compõem mais de 5000 metros de estratigrafia de acordo com Cunha *et al.* (2007) e Vasquez *et al.* (2008).

Tabela 4.1 - Descrição das megassequências sedimentares da Bacia Amazonas. Fonte: Cunha *et al.* (2007); Vasquez *et al.* (2008).

Paleozóica	Ordovício-Devoniana	Relacionada a evento de transgressão e regressão, onde houve a alternância de disposição de sedimentos glaciais e marinhos. Fazem parte: o Grupo Trombetas com a Formação Autás Mirim, Nhamundá, Pitinga, Manacapuru e Grupo Urupadi na Formação Maecuru (Mb.Jatapu).
	Devono-Tournaisiana	Trata-se de um ciclo também transgressivo-regressivo marcado por deposições marinhas com incursões glaciais. Nela estão inseridos o Grupo Urupadi com as formações Maecuru e Ererê que está abaixo do Grupo Curuá, formado após pequena regressão.
	Neoviseana	Os depósitos relacionados a essa sequência são oriundos da erosão relacionada ao soerguimento nas margens da Placa Sul-Americana durante a Orogenia Acadiana. É constituída por arenitos e pelitos flúvio-deltaicos e litorâneos com influência de tempestades, que compõem a Formação Faro (Grupo Curuá).
	Pensilvaniano -Perminiana	Esta sequência é fruto de mais um ciclo transgressivo-regressivo após um hiato deposicional de 15 Ma. Preencheu a sinéclise do Amazonas no Neocarbonífero com o Grupo Tapajós, tendo as formações Monte Alegre, Itaituba, Nova Olinda e Andirá.
Mesozóico-Cenozóico	Cretácea e Terciária	Marcam o início de novos ciclos de deposição incluindo o Grupo Javari das Formações Alter do Chão, Solimões e Marajó.

Em meio às sequências descritas há ocorrência de magmatismo básico que levou a formação de diques e soleiras com orientação norte-sul. O surgimento desses corpos está associado aos eventos de distensão da Bacia do Amazonas no sentido leste-oeste no período de 256 ± 6 a 130 ± 6 Ma (Vasquez *et al.* 2008).

4.3 GEOLOGIA LOCAL

A Tabela 4.2 traz uma compilação com as descrições litológicas de cada unidade trabalhada (vide distribuição na Figura 1), uma vez que, o local de estudo engloba grande parte das litologias tratadas anteriormente (Tabela 4.1), dispostas em estratos bem definidos, aflorando em uma superfície com forte declive marcado pela diferença topográfica da borda (Figura 4.1).

Tabela 4.2 - Descrição das principais unidades litológicas da área de estudo. Fonte: Cunha *et al.* (2007); Vasquez *et al.* (2008).

Unidade Litoestratigráfica	Litologia
Grupo Trombetas (F. Autás Mirim, Nhamunda, Pitinga e Manacapuru)	Arenitos,pelitos e folhelhos neríticos, e diamictitos.
Grupo Urupadi (F. Maecuru - Mb. Jatapu)	Arenitos finos a médios, siltitos e subordinação folhelhos micáceos com bioturbações.
Grupo Urupadi (F. Maecuru - Mb. Lontra)	Arenitos finos a grossos, ferruginosos, em parte bioturbados e fossilíferos, silicificados. Há subordinação de pelitos e *cherts*.
Grupo Urupadi (F. Ererê)	Siltitos, arenitos e folhelhos fossilíferos bioturbados. Predominância de Pelitos na parte meso-inferior e psamitos na porção superior.
Grupo Curuá (F. Barreirinhas)	Folhelhos escuros, níveis de siltito e arenitos
Grupo Curuá (F. Curiri)	Diamictitos, em segundo plano siltitos, folhelhos e arenitos.
Grupo Curuá (F. Oriximiná)	Arenitos finos com siltitos e intercalações de folhelhos e diamictitos.
Grupo Curuá (F. Faro)	Arenitos argilosos e bioturbados, com pelitos na parte superior e central.
Grupo Tapajós (F. Monte Alegre)	Arenitos conglomeráticos, folhelhos e carbonatos.
Grupo Tapajós (F. Nova Olinda)	Evaporitos e lentes de calcário sobrepostas em arenitos, folhelhos e siltitos.

Vale destacar que a coluna estratigráfica utilizada como base para realização dos mapas geológicos e gráficos foi baseada em na base GIS de Vasquez *et al.* (2008), a qual não segue a formalização de Cunha *et al.* (2007) que define o Membro Jatapu como Formação Jatapu, a deslocando para o Grupo Trombetas.

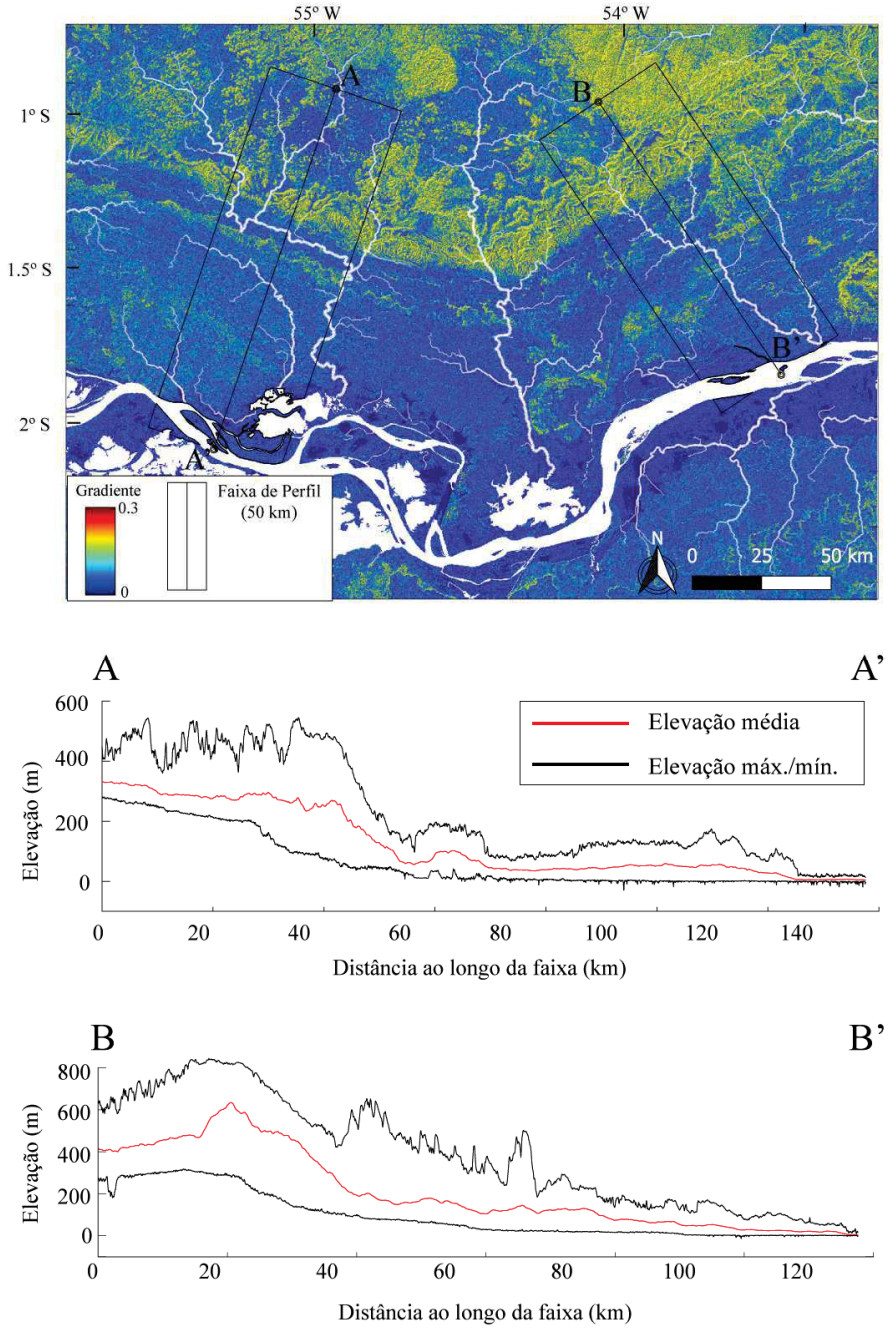

Figura 4.1 - Na parte superior temos um mapa de gradiente da área de estudo, os tons mais próximos de verde indicam locais com maiores declives enquanto que em azul os locais mais planos. Abaixo são dois perfis topográficos com linhas pretas indicando máximos e mínimos a uma distância de 25 km para cada lado do traçado central e em vermelho a média topográfica nesta mesma faixa. Fonte: MDE - *Opentopography.com.*

Com relação à geomorfologia da área, a mesma é marcada pela presença de três principais domínios de acordo com João *et al.* (2013), sendo eles: Planaltos Dissecados da Borda Norte da Bacia do Amazonas, Planície Amazônica e Baixos Platôs da Amazônia Centro-Ocidental, com ocorrência esporádica do Domínio de colinas amplas e suaves (Figura 4.2A).

A região onde afloram as unidades alvo do estudo (Figura 4.2B) é classificada dentro dos Planaltos Dissecados da Borda Norte da Bacia do Amazonas (tons de verde – Figura 4.2A) que marca o limite setentrional da Bacia Sedimentar do Amazonas. Este domínio apresenta um alinhamento estreito de planaltos com variados níveis de dissecação. Atingem-se cotas maiores de 250m com serras chegando a altitudes de 500m a 800m. Neste domínio a presença dos planaltos de maior elevação é correlacionada ao Grupo Trombetas, que tem na sua base o Membro Jatapu e Membro Lontra (Figura 4.2B) constituindo relevos com dissecação organizado como degraus estruturais. As demais formações estão em superfícies aplainadas, exceto a Formação Curiri aparecendo como colinas dissecadas. Ao longo do domínio colinas e morros dissecados caracterizam um relevo variados de altitudes de 200m a 600m (João *et al.* 2013).

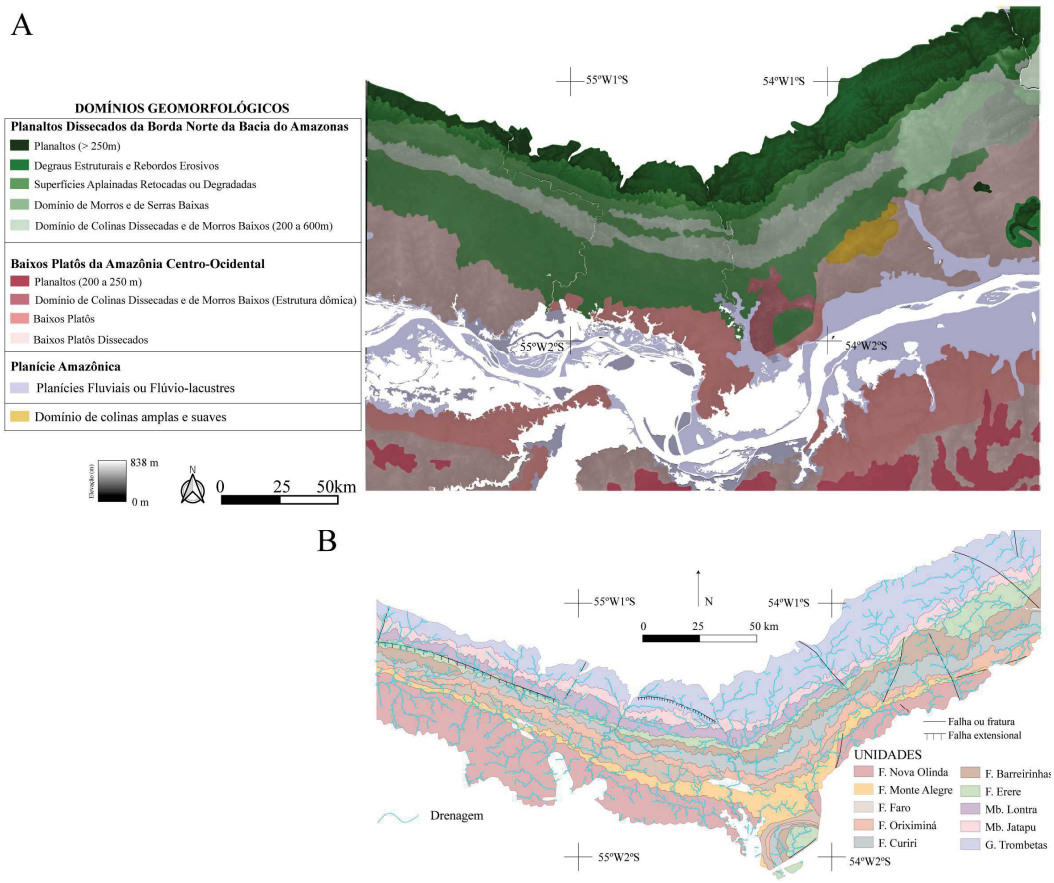

Figura 4.2 – (A) Mapa de domínios geomorfológicos da região com sombreamento de relevo por baixo. Os tons de cores agrupam cada domínio citado no texto, que são compostos por diferentes formas representadas pelas variações das cores. (A) Mapa geológico da área de estudo. Fonte: (A) Modificado de João *et al. 2013;* (B) Modificado de Vasquez *et al.* (2008);

Ao sul da área de estudo, o domínio dos Baixos Platôs da Amazônia Centro-Ocidental (tons de rosa – Figura 4.2A) caracteriza-se por superfícies tabulares com cotas de 200m a 250m, com alternância de baixos platôs e platôs dissecados de baixo relevo. Destaca-se a forma de domo ao centro da área (João *et al.* 2013). Já o domínio da Planície Amazônica (azul claro – Figura 4.2A) representa o nível de base das drenagens que constituem a área de estudo, sendo o local com as altitudes mais baixas. O mesmo é formado por sedimentos fluviais do Rio Amazonas, com planícies de inundação prolongadas e sazonais e formação de lagos (João *et al.* 2013). De ocorrência local há a presença também do Domínio de colinas amplas e suaves (amarelo – Figura 4.2A) com altitudes de 30m a 150m.

CAPITULO 5

ANÁLISE GEOQUANTITATIVA DA PAISAGEM REAL

5.1 ÍNDICES DE DECLIVIDADE (KSN)

Foram analisadas cerca de dez unidades estratigráficas que compõem a borda norte da Bacia Sedimentar do Amazonas, no limite com o Escudo das Guianas. De início, realizou-se o cálculo estimado dos valores de índice de declividade (k_{sn}) referente a cada uma delas (Figura 5.1).

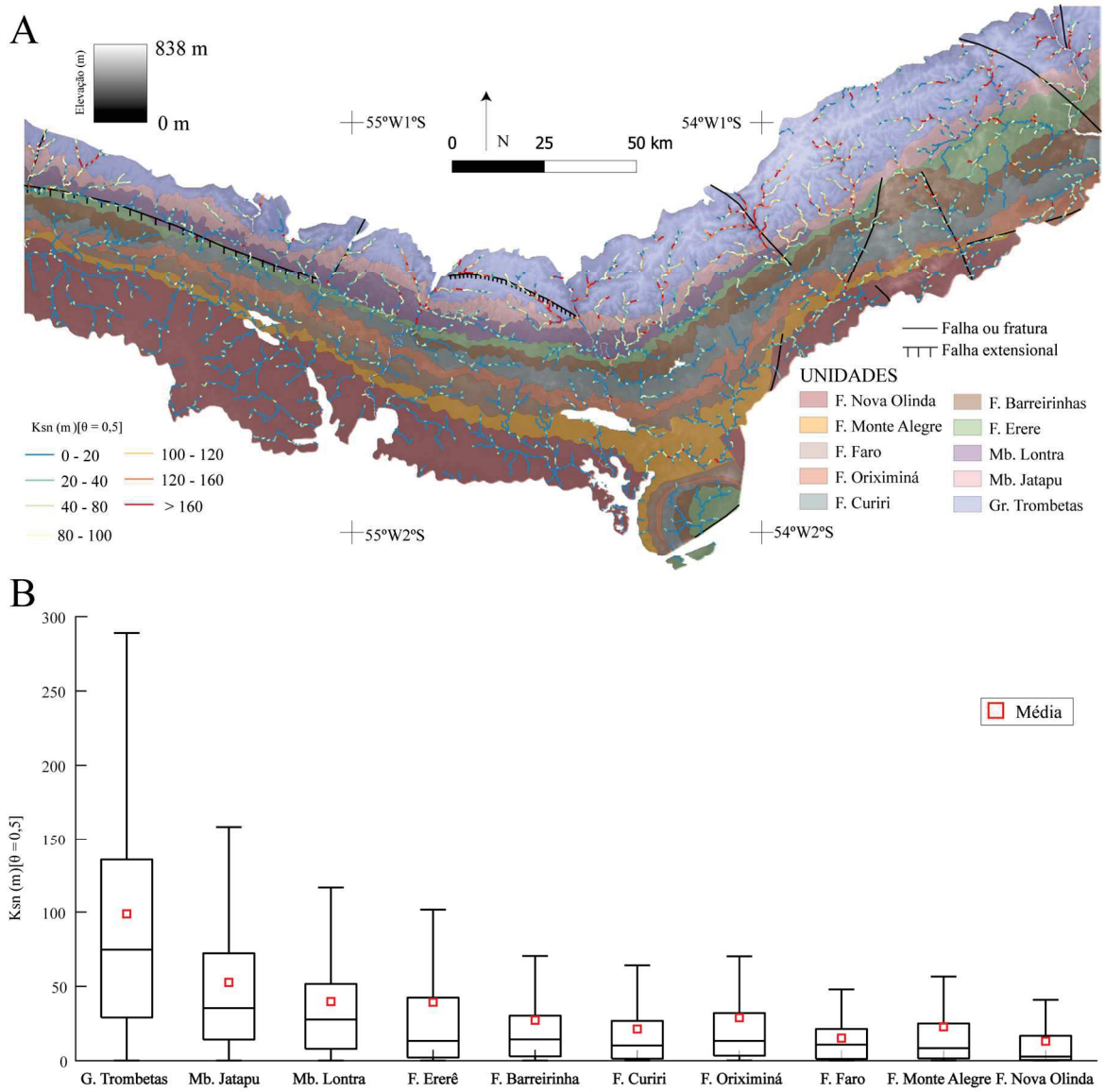

Figura 5.1 - (A) Mapa geológico simplificado com as unidades da Bacia Sedimentar do Amazonas de interesse para análise dos padrões de k_{sn}. Sobre o mapa encontram-se os valores de k_{sn} dos canais com o azul para valores mais baixos e vermelho para os mais altos. Por baixo do mapa há representação do relevo sombreado com as maiores elevações próximas a 800m (B) Gráfico *boxplot* dos valores de k_{sn} encontrados para cada unidade utilizando $\theta = 0,5$; os quadrados vermelhos indicam os valores de média de k_{sn}. Fonte: Mapa geológico modificado de Vasquez *et al.* (2008).

O Grupo Trombetas apresenta valores altos de k_{sn} com média de 98,81 m e variação com máximo próximo a 300. Com k_{sn} entre 60 m e 40 m e máximos de até 160 m, aparecem a Formação Ererê e os membros Jatapu e Lontra. Com médias de k_{sn} próximas a 40 m valores máximos de k_{sn} até 70 m, estão as formações Barreirinhas, Curiri, Faro, Monte Alegre, Oriximiná e Nova Olinda. Assim, observa-se que as rochas que compõem a calha norte da bacia sedimentar do Amazonas apresentam diferentes resistências à erosão, onde a maior resistência foi observada no Grupo Trombetas e Membro Jatapu.

5.2 ORIENTAÇÃO DOS CANAIS

Pares de diagramas de roseta foram realizados de acordo com a orientação de cada unidade e das drenagens distribuídas sobre elas (Figura 5.2). Observou-se que as unidades estudadas apresentam majoritariamente orientação com componentes E-W e W-E, com menores acúmulos dentro de intervalos mais próximos a N-S, o que está de acordo com a observação em mapa das mesmas (Figura 5.1).

O Grupo Trombetas apresenta direção preferencial dos canais de 30º a 45º que coincide com o mesmo intervalo da orientação da unidade com componente E-W. No Membro Jatapu a unidade apresenta componente E-W de 30º a 45º que coincide com direções de drenagens para 45º a 75º, havendo também acúmulo de 105º a 120º . As unidades Membro Lontra e a Formação Ererê, aparecem orientadas ao longo de W-E, com as drenagens apresentando acúmulos concentrados na direção aproximadamente N-S (Figura 5.2).

A Formação Barreirinhas apresenta direção de canais tanto ao longo da direção W-E como E-W que, não é visto no trend de orientação da unidade. Não foram observadas coincidências consistentes na Formação Curiri e Formação Oriximina. Na Formação Faro as drenagens apresentam forte acúmulo no intervalo de 150º a 165º, porém a maior parte das orientações está próxima a N-S, que são desconcordantes com a orientação da camada (165º a 180º) (Figura 5.2). Por fim, nas unidades Formação Monte Alegre e Formação Nova Olinda, as drenagens aparecem com direção principal para N-S, ou seja, cortando as camadas que tem orientação majoritariamente E-W.

Portanto, em grande parte das unidades observadas há um comportamento onde as drenagens se organizam de modo oblíquo à orientação das litologias, fazendo ângulos de cerca de 45 a 60º. Há exceção do Grupo Trombetas e Formação Jatapu, nos quais as direções preferenciais da unidade e canais estão mais próximas e são justamente as unidades com maior índice de declividade k_{sn} .

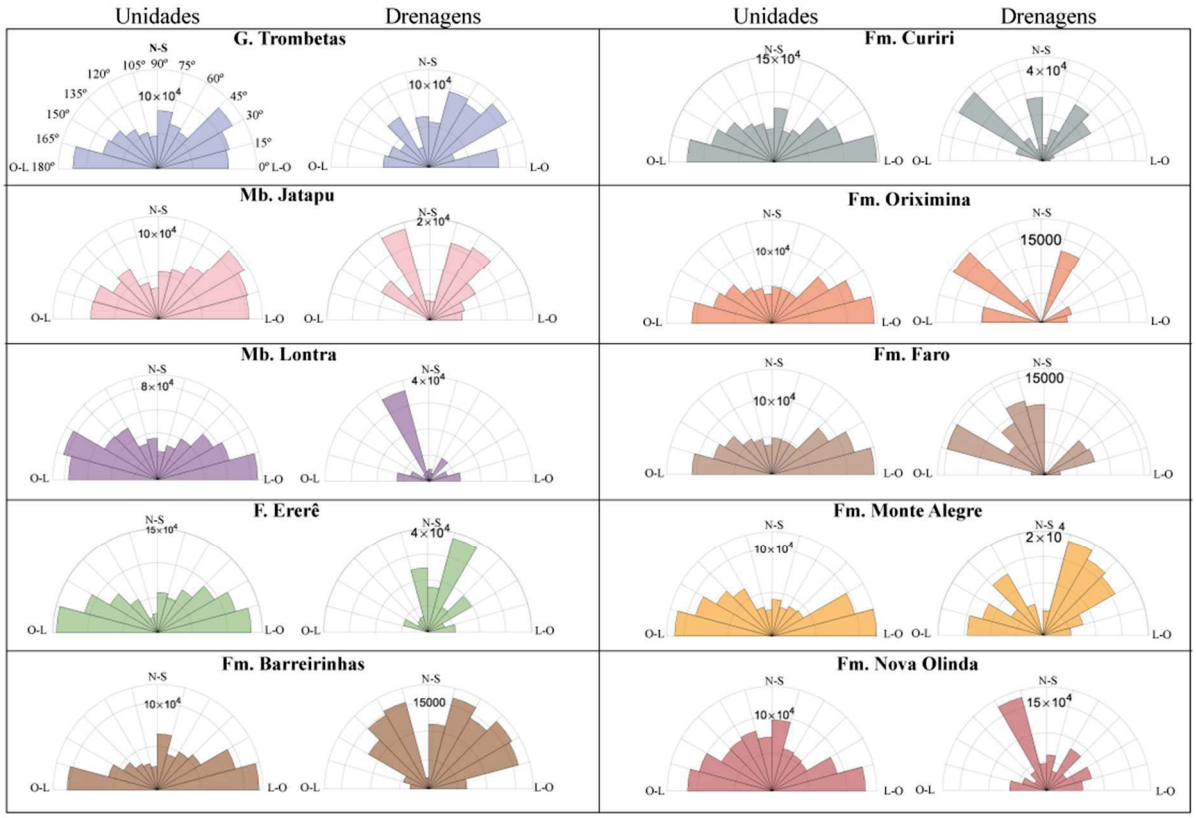

Figura 5.2 - Pares de diagramas de rosetas de direções dos comprimentos de linha, referente a orientação das unidades em mapa (a esquerda) e das drenagens que correm sobre as mesmas (a direita). Os diagramas estão coloridos de acordo com a legenda da Figura 5.1. Fonte: Compilação do Autor.

Quando classificadas conforme a ordem de cada canal analisado, utilizando o Método de Stahler, observam-se novos padrões nas orientações (Figura 5.3). No aspecto geral, em todas as unidades foram observadas drenagens de primeira e segunda ordem em todas as direções. Orientações preferenciais começam a surgir a partir da terceira ordem, na qual se destaca a direção de maior proporção entre 135º a 180º na Formação Jatapu, Formação Oriximiná, Formação Faro e Membro Lontra Já a Formação Ererê e a Formação Monte Alegre apresentam tendências por volta de 60º na 3ª ordem. Vale destacar que a Formação Oriximiná e o Membro Lontra e não apresentam ordem 4.

Na quarta ordem, a Formação Trombetas e a Formação Nova Olinda apresentam orientações sem uma direção preferencial. Já a Formação Jatapu e Formação Curiri possuem maiores acúmulos em 15º a 30º e da Formação Faro e Formação Monte Alegre com concentração no intervalo de 105º a 120º. A única unidade que atinge a ordem 5 é a Formação Nova Olinda com tendência maior dos canais para 130º a 145ª.

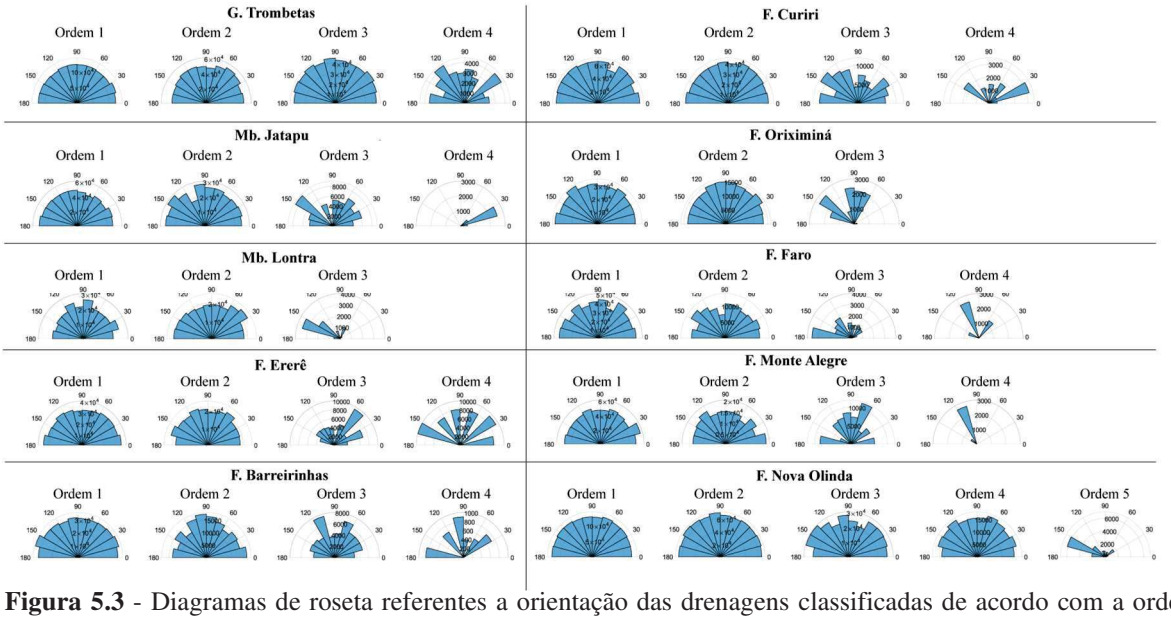

Figura 5.3 - Diagramas de roseta referentes a orientação das drenagens classificadas de acordo com a ordem. Fonte: Compilação do Autor.

5.3 RELAÇÃO KSN E ORIENTAÇÃO DOS CANAIS

Com o objetivo de avaliar a associação entre a orientação preferencial e as rochas de diferentes resistências erosivas, as orientações foram comparadas ao k_{sn} dos canais (Tabela 5.1). Para isto, abordaram-se diferentes pontos em escala local.

Tabela 5.1 - Tabela de valores médios de ksn por unidade e desvio padrão. Fonte: Compilação do autor.

Unidade	Média valor K_{sn}	Desvio Padrão
G. Trombetas	98.81	± 101.35
Mb. Jatapu	52.67	± 59.11
Mb. Lontra	39.79	± 48.83
F. Ererê	39.30	± 74.97
F. Barreirinha	27.23	± 44.37
F. Curiri	21.26	± 40.17
F. Oriximiná	28.91	± 54.27
F. Faro	15.15	± 17.57
F. Monte Alegre	22.80	± 45.95
F. Nova Olinda	13.07	± 26.23

Na porção oeste da área (Figura 5.4), é possível observar que há grande desvio no rio Curuá, alterando seu fluxo de Sul para Sudoeste ao encontrar um alto topográfico, que coincide justamente com a Formação Oriximiná (Figura 5.4), fazendo com que o contato da Formação Ererê com o Membro Lontra sirva de caminho. Pensando no aspecto local a Formação Oriximiná apresenta um alto valor de k_{sn} (Tabela 5.1), que se expressa pela alta diferença altimétrica local observada ao longo desta unidade, com maior resistência à erosão em comparação à Formação Curiri. O igarapé Maçaranduba corre pela Formação Curiri, ao invés de seguir para sul, onde cruzaria a Formação Oriximiná.

Isto ocorre de maneira semelhante entre a Formação Nova Olinda e Formação Monte Alegre, na qual observa-se (Figura 5.4) que a Rio Mamiá corre na direção norte sobre a Formação Nova Olinda, até que muda de fluxo seguindo pelo contato entre a mesma e a Formação Monte Alegre. Neste caso, a Formação Monte Alegre apresenta um valor relativo de k_{sn} maior que a Formação Nova Olinda (Tabela 5.1) criando uma barreira topográfica e desviando o curso do rio pelo contato até que seja possível atravessar quando a sua área drenada está maior. Portanto, os rios ao encontrarem uma litologia com maior resistência seguem paralelos às mesmas até que seja possível cruza-las em locais onde encontram rios de maior ordem com maior força erosiva ou recebam afluentes de menor ordem. No igarapé Lontra nota-se que o canal flui para um rio de maior ordem no centro da área, correndo sobre a Formação Curiri no contato com a Formação Barreirinhas, sem que cruzar a Formação Oriximiná a Sul, que apresenta um valor de k_{sn} maior (Tabela 5.1), com relação às outras unidades.

Já, no Rio Jauari observam-se três tributários correndo sobre contatos distintos, orientadas com fluxo para nordeste. No mais a norte tem-se o contato entre a Formação Oriximiná e a Formação Curiri, no do centro da primeira com a Formação Monte Alegre, e do sul da Formação Monte Alegre com a Formação Nova Olinda. Nos casos norte e central, os canais acabam contornando a Formação Oriximiná, o que de certa forma está relacionado a elevada resistência da mesma à erosão. Já no sul o canal não corre sobre a Formação Monte Alegre que tem maior k_{sn} com relação a Formação Nova Olinda (Tabela 5.1), sobre a qual a drenagem corre até chegar o rio Jauari.

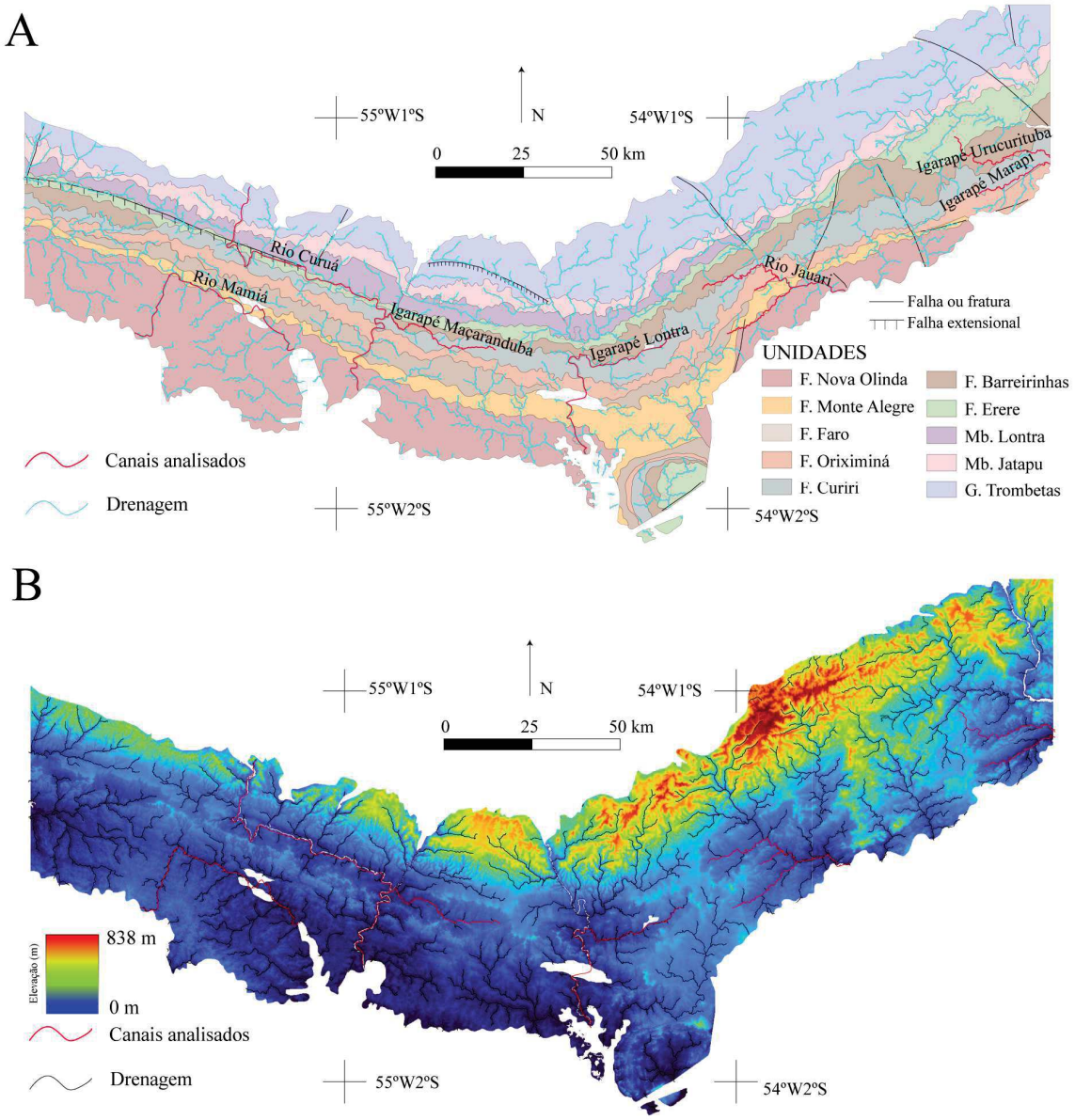

Figura 5.4 – (A) Mapa geológico da área de estudo com a drenagem em azul claro e demarcação em vermelho dos canais tratados ao longo do texto. (B) Mapa topográfico com escala de vermelho para altitudes próximas a 800m e azul escuro em 0m. Os rios analisados citados no texto em vermelho. Fonte: MDE - *Opentopography.com*; Mapa geológico modificado de Vasquez *et al.* (2008);

O igarapé Urucurituba corre sobre o contato entre a Formação Curiri e a Formação Barreirinhas, situação na qual a segunda tem valor de k_{sn} maior (Tabela 5.1). E o igarapé Marapi desvia o curso da Formação Oriximiná, correndo pela Formação Curiri e seguindo para um rio principal. Logo, estas observações indicam que o contato entre rochas mais resistentes e menos resistentes pode marcar um caminho preferencial dos rios, correndo por aquela de menor resistência, e reforça que este caminho tem com fim um rio principal com maior capacidade de erosão.

Tratando da relação entre k_{sn} e o desenvolvimento das drenagens por cima das unidades, nota-se que o Grupo Trombetas apresenta elevados valores de k_{sn} nas drenagens com as orientações W-E e E-W na parte leste da área de estudo, que de certa forma coincide com a orientação da unidade como visto na seção anterior. Isto pode indicar que a alta resistência erosiva das litologias marcada nos rios pelo alto índice de declividade acaba impedindo os rios de cruzarem as mesmas e acabam buscando encontrar canais principais, os quais tem maior área drenada, onde seja possível fluir para fora do Grupo Trombetas.

Faz-se um paralelo também com o padrão de drenagem visto entre o Grupo Trombetas e Formação Nova Olinda, que são dois extremos de valores de k_{sn} (Tabela 5.1) nos quais o primeiro é dotado de maior resistência erosiva que o segundo. Sobre o Grupo Trombetas a drenagem se organiza seguindo um padrão retangular, que tende a seguir a orientação da unidade, de Leste para Oeste, criando um aspecto retilíneo. Já a Formação Nova Olinda apresenta aspecto mais dendrítico, o que fica evidente pelo número elevado de rios de ordem 4 captados nesta unidade, chegando até a quinta ordem.

Vale destacar que os rios que fluem sobre o Grupo Trombetas passam por diferentes valores de k_{sn} ao longo do curso até o nível de base (rio Amazonas). Esta variação sistematicamente reflete a resistência das diferentes rochas presentes (ver Seção 5.3).

CAPITULO 6

ANÁLISE GEOQUANTITATIVA DOS MODELOS NUMÉRICOS

No aspecto geral os modelos gerados (Figura 6.1) apresentaram uma elevada diferença quanto à topografia, onde o Modelo 1, no qual a litologia mais resistente é mais espessa, chega a altitudes maiores de 1000 m, ao passo que no Modelo 2, de litologia menos resistente mais espessa, atinge elevação máxima próxima de 300 m. Além disso, o segundo tem mais canais principais desenvolvidos (cortando o modelo de norte a sul) do que o primeiro onde alguns rios que fluem no sentido N-S parecem ser interrompidos pela litologia mais resistente.

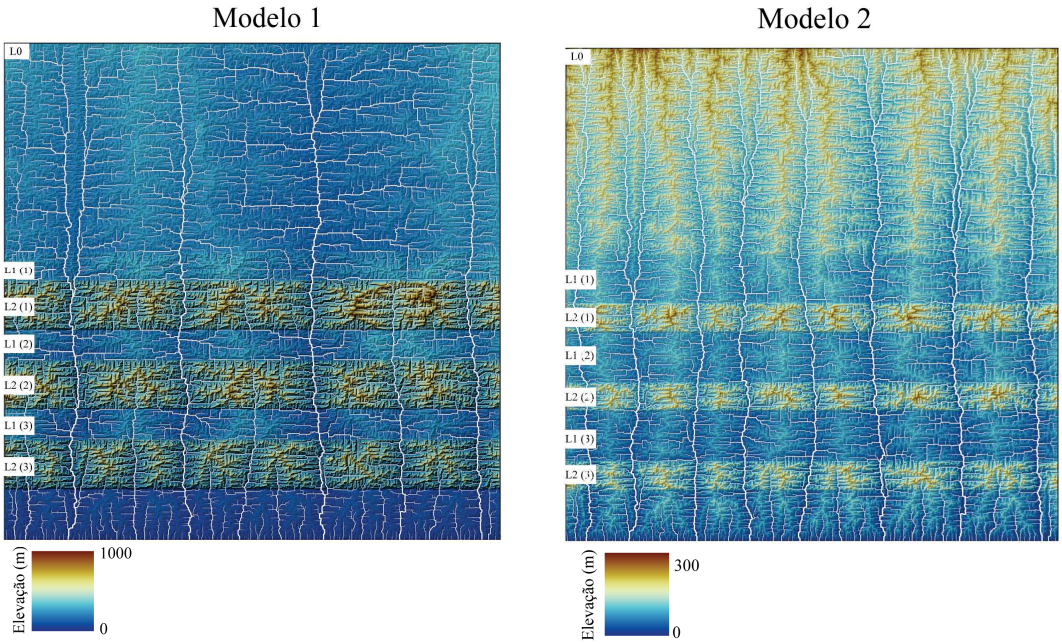

Figura 6.1 - Modelos digitais de elevação gerados dos Modelos 1 e 2 obtidos pela modelagem numérica. Fonte: Compilação do Autor.

6.1 ÍNDICE DE DECLIVIDADE (KSN)

Foi realizado o cálculo de k_{sn} referente aos dois modelos numéricos gerados, separados no gráfico de acordo com as configurações de litologias descritas na seção 3.2. No Modelo 1 (Figura 6.2) é possível observar que a faixa de litologia mais espessa, que é a de menor taxa de erosão (L2), é onde estão localizados os maiores valores de índice de declividade que se distribuem de forma homogênea por toda a extensão. Já na faixa menos espessa, com menor resistência à erosão (L1), os valores de k_{sn} são menores que L2 alternando entre intervalos de médio a alto. Enquanto isso, no Modelo 2 onde L1 é mais espessa, a mesma envolve os menores valores de k_{sn} ao longo de todo a área. Ao passo que L2, menos espessa neste caso, mantém os maiores valores de k_{sn}, porém menores que aqueles observados no Modelo 1. L0 nos dois casos serve como controle, apresentando valores médios a baixos. Esta distribuição é esperada com base na equação de *stream power* apresentada na Seção 3.2.

Observou-se que em ambos os modelos, os rios de ordem superior, ou seja, que cruzam toda a paisagem apresentam variações nos valores de k_{sn} intimamente ligada às variações litológicas. Esta variação é maior no modelo 1 (Figura 6.2), no qual o gráfico mostra que L2 está próximo de k_{sn}=100 m, enquanto no modelo 2 está por volta de k_{sn} = 40 m.

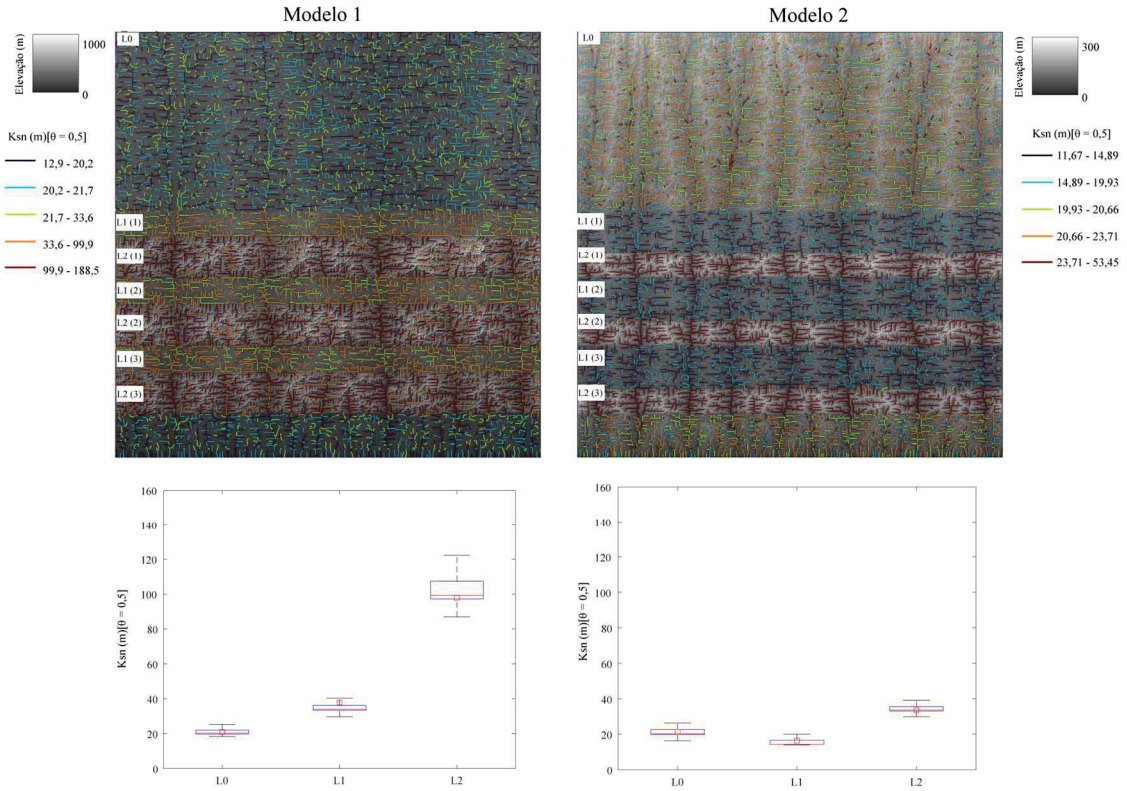

Figura 6.2 - Na parte superior da figura têm-se os modelos gerados com a elevação representada em escalas de cinza, sendo as partes mais brancas de maior topografia. Sobre os modelos estão os valores de k_{sn} calculados para as respectivas drenagens e coloridos com roxo sendo menor valor, indo até o verde com valores médios e vermelho escuro marcando elevados índices de declividade. Na parte inferior estão os gráficos de valores de k_{sn} referentes às faixas de litologias. Fonte: Compilação do Autor.

6.2 ORIENTAÇÃO DAS DRENAGENS

Foram realizados histogramas com base no cálculo de comprimentos de drenagem acumulado em intervalos de direções de 15º, de 0º (E-W) a 180º (W-E) (Figura 3.1) para os dois modelos numéricos. Realizou-se também a separação de acordo com a ordem dos rios, utilizando o Método de Stahler para classificação dos rios. A área mínima de drenagem utilizada para extração dos canais dos MDE foi de 10^5 km^2. Devido a natureza fixa da direção das litologias no sentido Leste-Oeste e do modelo ser limitado quanto à orientação dos rios pelos pixels serem retangulares, não foram realizadas rosetas de orientação das litologias e todos os canais juntos (independente da ordem).

No Modelo 1 (Figura 6.3) para todas as faixas a ordem 1 e 2 estão com canais que se desenvolvem em todas as direções. O que acaba se alterando na terceira ordem, na qual em L1(2) e L1(3) observa-se maior preferência dos rios no sentido N-S e W-E, semelhante ao que ocorre em L2(2) e L2(3), porém, vale ressaltar que há menos comprimentos acumulados na direção N-S em L2 do que em L1, quando se passa da ordem 2 para a ordem 3. Enquanto que, nas rosetas de L1(2) e L1(3) há soma de comprimentos acumulados chegando a valores maiores de $2x10^4$ metros na direção N-S, em L2(2) e L2(3) o eixo máximo é próximo de 15000 metros acumulados. O que pode estar relacionado a dificuldade dos rios em se desenvolverem em litologias mais resistentes.

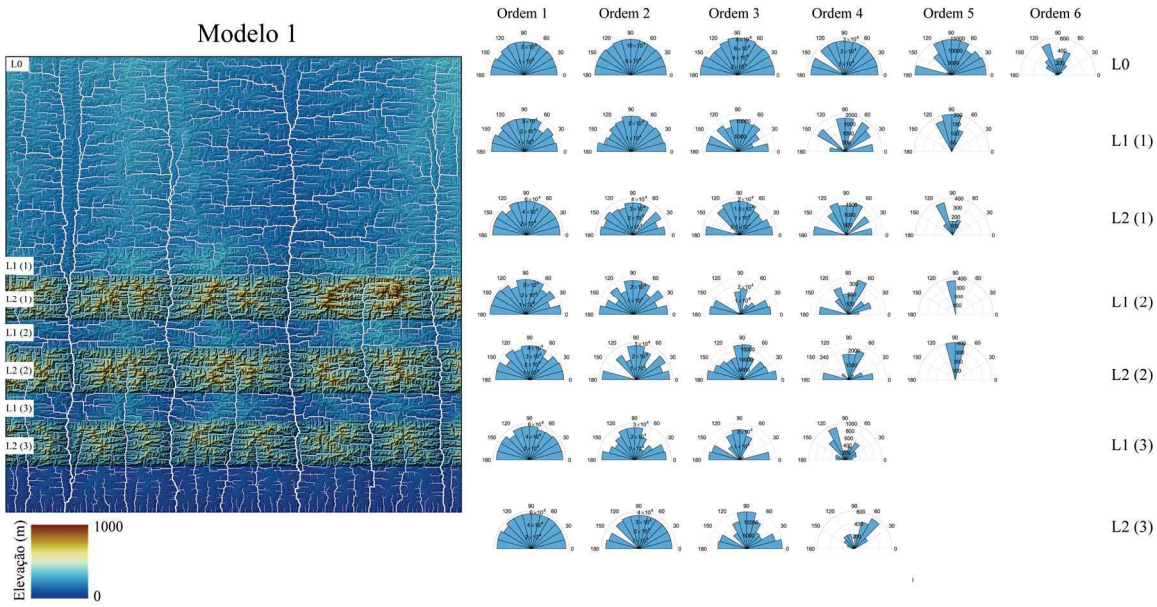

Figura 6.3 - (A) Modelo digital de elevação do Modelo 1, com a elevação crescendo dos tons de azul para marrom a mais de 1000 m. As faixas litológicas alvo do estudo estão demarcadas sendo L1 – menos resistente e L2- mais resistente. A espessura dos canais em branco é proporcional à ordem dos mesmos (B) Diagramas de rosetas de comprimentos de drenagem acumulados em cada direção, separados de acordo com a ordem do canal. Fonte: Compilação do Autor.

Seguindo para a ordem 4, foi constatada direção preferencial NW-SE em L1(3) e NE-SW em L2(3), e de N-S e W-E em L1(2), L2(2). Porém com menos comprimentos em L2 do que em L1, apesar da segunda ser menos espessa. Poucos comprimentos foram englobados na quinta ordem em grande parte das rosetas, mantendo grande parte uma direção preferencial N-S. Por fim, a única porção onde se encontram rios até sexta ordem é a região L0, que permaneceu com a mesma litologia do modelo de equilíbrio. Neste caso, a orientação dos rios de sexta ordem em L0 é preferencial entre 100 e 120° e 60 e 70°, indicando a direção geral de fluxo do modelo e sem controle litológico.

O Modelo 2 (Figura 6.4) de modo semelhante ao Modelo 1 apresenta canais para todas as direções nas ordens 1 e 2, em todas as faixas de estudo. Na terceira ordem não foram observadas direções preferenciais diagnósticas.

Já na ordem 4, L2 que é menos espesso neste caso, apresenta rios com tendência próxima a 120º, em todas as três faixas. Nota-se que não há rios nesta ordem que seguem a orientação da litologia, ou seja, devido a falta de capacidade para erosão, eles tendem a não se formar nestes casos. Já, os rios de maior ordem aparecem na litologia mais resistente de modo ortogonal por estarem cruzando a mesma. O que está atrelado a maior capacidade erosiva dos mesmos.

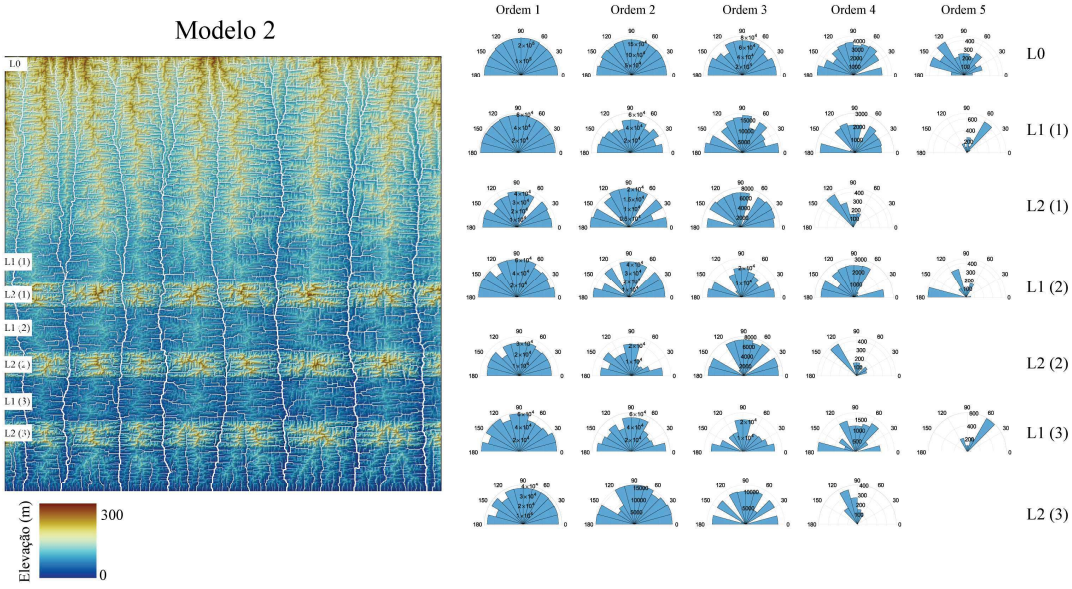

Figura 6.4 - (A) Modelo digital de elevação do Modelo 2, com a elevação crescendo dos tons de azul para marrom a mais de 300 m. As faixas litológicas alvo do estudo estão demarcadas sendo L1 – menos resistente e L2- mais resistente. A espessura dos canais em branco é proporcional à ordem dos mesmos (B) Diagramas de rosetas de comprimentos de drenagem acumulados em cada direção, separados de acordo com a ordem do canal. Fonte: Compilação do Autor.

Enquanto a litologia L1 apresenta canais nesta mesma ordem com preferência para a maioria das direções, o que está de acordo com sua maior espessura, possuindo maior área para disposição dos canais. Este comportamento é muito semelhante ao observado no Modelo 1 com os rios de maior ordem com tendência a serem dispostos ortogonalmente à litologia mais resistente. Chegando a quinta ordem há apenas alguns poucos canais em L1(1) e L1(3) com direção entre 45º a 60º e em L1(2) de 165º a 180º. Com drenagens em diversas orientações em L0.

Portanto, com relação a ordem dos canais e orientação, houve certa semelhança entre os dois modelos. Reforçando a menor densidade de drenagem na litologia de menor taxa de erosão, chegando apenas a rios de ordem 4. Um destaque importante é como há formação de canais correndo entre o contato das faixas com diferentes erosões, observado, principalmente no Modelo 1 (Figura 6.3).

6.3 RELAÇÕES COM A PAISAGEM REAL

Traçando-se um paralelo entre a paisagem real e os modelos numéricos gerados, destacam-se alguns pontos observados nos dois casos que podem servir como base para discussão. Primeiramente, o Grupo Trombetas e a Formação Jatapu, de maiores k_{sn} dentre as unidades observadas, foram os únicos que apresentaram direções de acúmulo de comprimento das drenagens equivalentes à orientação das litologias. Sendo que, todos os demais apresentaram uma tendência de os rios estarem orientados ortogonalmente à unidade. O Grupo Trombetas, devido à sua espessura em mapa e a elevada resistência à erosão pode ser comparada com a litologia L2 do modelo 1, que apresenta um elevado valor de k_{sn} e um padrão de orientação dos rios concordante com a litologia até a ordem 3.

A Formação Oriximiná possui um valor de k_{sn} elevado com relação às unidades adjacentes, tornando-a um ponto de destaque, que pode ser observado pelo alto gradiente local da mesma (Figura 4.1). Esta apresenta pouca drenagem desenvolvida sobre ela, o que pode ser atrelado à sua baixa expressão na superfície, não permitindo a evolução de canais de maior ordem. É importante destacar que a mesma parece atuar como uma barreira para alguns rios. Seu comportamento é semelhante à litologia L2 do Modelo 2, que tem canais desenvolvidos até a ordem 4, porém poucos, indicando uma dificuldade das drenagens em evoluírem sobre essa litologia.

Esta dificuldade fica evidente quando comparados L1 do Modelo 1 com L2 do Modelo 2, visto que, ambas foram configuradas com a mesma espessura. L1 apresenta mais comprimentos de drenagem acumulados na maioria das ordem, enquanto que L2 tem menos comprimentos acumulados e não consegue alcançar a ordem 5.

Outro ponto traçado como resultado na paisagem real e que ocorre de forma semelhante nos modelos é o caminho preferencial de algumas drenagens entre os contatos das rochas mais resistentes com as menos resistentes. No Modelo 1 há presença de canais sobre o contato entre L2 e L1, que saem de L2 e encontram um caminho mais fácil nesta região de contato. Isto ocorre também no canal marcado como P1.1 da Figura 5.4, onde após tentar cruzar a Formação Oriximiná o rio desvia seu curso preferindo pelo contato do Grupo Trombetas com as rochas abaixo menos resistentes, logo após passar pela falha extensional mapeada (Figura 5.1). De forma equivalente, porém em menor ocorrência isto ocorre com L2 no Modelo 2, e na Formação Oriximiná como destacado em P4 na Figura 5.

CAPITULO 7

DISCUSSÕES

7.1 CONTROLES DE ORIENTAÇÃO DAS DRENAGENS

Os resultados deste estudo mostram que o controle de orientação das drenagens em uma paisagem tectonicamente estável e sem variações climáticas recentes pode ser condicionado pelas próprias litologias que a constitui. Este resultado é consistente com estudos recentes que identificam a influência dos tipos de substrato rochoso no controle topográfico em paisagens do sudeste brasileiro (Marques *et al.* 2021). A influência litológica na orientação da rede de drenagem amplifica as discussões acerca da evolução de paisagem na Amazônia, a qual tem sido estudada, em sua maioria, com foco em neotectonismo associado a lineamentos de escala regional (Forsberg *et al*. 2000; Silva *et al*. 2007; Sarges *et al*. 2011).

É possível estabelecer um paralelo entre os tipos de rocha e a resistência erosivas das mesmas. Sabe-se que tipos de rochas mais resistentes como arenito e/ou quartzitos (Peifer *et al.* 2021), assim como a migração do contatos sub-horizontais entre litologias de diferentes resistências podem levar a mudanças topográficas e da rede de drenagem (Forte *et al.* 2016; Wolpert & Forte 2021). Entretanto, a presença de rochas sedimentares de diferentes resistências erosivas é pouco explorada nos estudos sobre a paisagem da região Amazônica.

Os resultados deste estudo demonstram que determinados trechos de rios podem ser condicionados de acordo com a presença de uma barreira topográfica sustentada por litologias resistentes e isto acaba influenciando a orientação de rios. O comportamento mais comum observado é que os rios desviam suas rotas para fluir sobre cursos onde há menor resistência, como as regiões de contato. O que fica evidente ao oeste da região de estudo, onde não há grandes linhas de falhamento no sentido N-S, não há presença de canais cortando todas as litologias, tal qual ocorre ao leste.

Este estudo demonstra que as variações litológicas podem afetar o padrão da rede de drenagem. Isso é observado nos canais do Grupo Trombetas que apresentam uma configuração próxima de um padrão retangular, que é definido por Howard (1967) como sendo associado a sistema de falhas e juntas. Porém, aqui isto parece se aplicar a um ajuste dos canais de acordo com a orientação da unidade litológica, que apresenta alto índice de ksn e, portanto, alta resistência erosiva e, possivelmente, baixa taxa de erosão. Logo estudos como o de Silva *et al.* (2007) que utilizam lineamentos como representativos de falhas para estudar o controle estrutural destas na orientação dos rios, devem ser feitos com cautela. Já que foi demonstrado como em um cenário sem falhas as orientações dos rios obedecem a padrões litológicos.

Tratando dos modelos realizados, estes mostraram que em um cenário sem a presença de falhas ou fraturas, restrito somente à ação do soerguimento e erosão da paisagem como um todo, há tendência de formação de canais nas regiões de contato entre as rochas de diferentes taxas de erosão. Além disso, elevados valores de k_{sn} podem ser encontrados em substratos mais resistentes, sejam eles mais ou menos espessos, não estando necessariamente associado a movimentação de blocos, o que deve ser levado em conta ao analisar marcadores topográficos.

Sendo assim, os resultados reforçam a necessidade de que, para além do neotectonismo que pode estar envolvido nestes contextos, as formas como as rochas se distribuem ao longo de uma área também deve ser um ponto de atenção ao interpretar os marcadores topográficos tomados para análises. Os modelos numéricos complementam isso, uma vez que, por meio deles foi possível observar como a mudança de espessura de substratos rochosos em uma paisagem, pode alterar toda a complexidade das redes de drenagem, principalmente, quanto à orientação e o desenvolvimento dos canais em diferentes ordens.

7.2 PALEOCANAIS E GEOCRONOLOGIA

Uma vez que as paisagens evoluem ao longo do tempo e a distribuição das litologias não é estática em uma área. A exumação contínua de rochas gera mudanças na sua distribuição espacial ao longo do tempo de acordo com a complexidade do substrato rochoso. Dado que variações litológicas causam mudanças nas orientações de rios, pode-se pensar que a influência litológica na orientação dos canais também pode afetar a interpretação de paleocanais e depósitos sedimentares. Como demonstrado por Forte *et al.* (2016) em diferentes cenários de rochas com resistências litológicas contrastantes haverá a migração do contato entre as mesmas, seja em situações de disposição com estratos horizontais ou contatos de até 35º. Isto faz com que se possa ter uma reconstituição errada da área fonte ao se utilizar dados de paleocorrentes em depósitos sedimentares (e.g. Ribeiro *et al.* 2018).

Estudos como Benyon *et al.* (2016), utilizam zircão dendrítico e cálculos de área de drenagem em paleodrenagens para reconstituição de ambientes. Como a dinâmica de uma região, mesmo que pós-orogênica, pode ser afetada por atributos litológicos, a área calculada pode não refletir o valor correto, uma vez que houve reorganização e captura de canais (aumento/diminuição de área drenada) em determinadas bacias (e.g. Bernard *et al.* 2021). Ou seja, a configuração dos canais pode ter sido influenciada ao longo do tempo por fator que não tectônica ou clima, que por vezes não é considerado.

Isto é reafirmado pelos resultados que mostram que as litologias com menor resistência tendem a ter mais canais desenvolvidos, o que pode levar a captura de redes de drenagem das rochas com maior resistência (Gallen 2018). Portanto, estudos que envolvem a identificação de paleocanais e depósitos sedimentares para a identificação de áreas fonte devem levar em consideração a organização e a mudança espacial das litologias na reconstituição da história de uma rede de drenagem.

7.3 ÍNDICE KSN

O índice de declividade dos canais (k_{sn}) apresenta-se como uma métrica importante para as análises envolvendo o uso de modelos digitais de elevação, sejam reais ou simulados numericamente. Por meio dele foi possível estabelecer relação para determinar a resistência relativa entres as unidades analisadas e assim compreender como as drenagens se comportam espacialmente.

Este índice também vem sendo utilizando amplamente por estudos dentro da geomorfologia quantitativa para determinar zonas de soerguimento recente em rios de leito rochoso. Neste sentido, de acordo com os resultados, ao se estudar uma paisagem por meio de marcadores geomorfológicos deve-se atentar também às variações litológicas. O parâmetro k_{sn}, quando alto em porções isoladas da área, pode ser interpretado como um sinal de tectonismo, com movimentação vertical e propagação ao longo dos rios (Whipple *et al*. 2013). Que também está associado a diferentes resistências das rochas, como visto neste trabalho, e reflete a necessidade do canal em elevar seu gradiente no caso de litologias com menor taxa de erosão.

Isto se aplica também a casos de estudos que buscam realizar a reconstrução de paleoperfis longitudinais, mapeando áreas por meio de altos valores de k_{sn} para identificar quebras marcadas por knickpoints (e.g. Hoke *et al.* 2007; Harkins *et al.* 2007). Nestas situações deve-se atentar à possíveis variações litológicas ao longo dos canais, principalmente, regiões de contato de litologias de diferentes resistências. Nas quais o contraste de k_{sn} pode ser confundido com zona marcadora de possível movimento tectônico.

Os estudos que envolvem a Bacia do Amazonas não avaliarem quantificação de soerguimento. Apesar disso, os resultados relacionados ao índice k_{sn} reforçam a atenção que se deve ter ao se analisar paisagens quantitativamente, onde locais com elevado k_{sn} podem ser vistos como zonas indicativas de tectonismo.

CAPÍTULO 8

CONCLUSÕES

A região da calha norte da Bacia do Rio Amazonas apresenta um laboratório natural para estudar os efeitos de uma distribuição litológica estratificada na evolução de paisagens. Neste estudo, a intercalação entre unidades de rocha de diferentes resistências à erosão e a densa rede de drenagem possibilitaram a interpretação de como a litologia influencia a configuração da rede de drenagem.

Observou-se que o controle litológico é evidente em canais de ordem maior que 3 e que o grau de diferença entre as resistências de rochas bem como o seu espaçamento influencia o grau de reorientação da rede de drenagem. Entender como os diferentes substratos afetam os rios deve ser levado em consideração em estudos que envolvem a orientação dos rios, tais como cálculos de taxa de sedimentação com zircões dendríticos, dinâmica de paleocanais, áreas fonte e neotectonismo.

A constatação de que as litologias podem exercer influência sobre o modo como os canais se distribuem espacialmente serve, também, de base para estudos que envolvem biodiversidade relacionada a dinâmica de bacias, e que é explorada em diversas regiões (e.g. Gallen 2018; Albert *et al.* 2020). A captura de canais por determinadas bacias e a forma como estes se reorientam e se desenvolvem até uma determinada ordem pode afetar a evolução de espécies de uma região com o tempo (Val *et al.* 2022).

Portanto, este estudo serve como ponto de partida para discussões acerca do modo como uma paisagem onde não se identifica tectonismo ou mudança climática recente pode desenvolver marcadores topográficos que não sejam atrelados a fatores externos, mas sim às próprias unidades estratigráficas que a compõe. Além disso, este estudo mostra como a modelagem numérica pode ser aliada a estudos de paisagens reais para nortear o entendimento de determinadas feições observadas em uma paisagem real.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Albert J.S., Tagliacollo V.A., Dagosta F. 2020. Diversification of Neotropical Freshwater Fishes. *Annual Review of Ecology, Evolution, and Systematics*, **51**: 27–53.

Albert J.S., Val P., Hoorn C. 2018. The changing course of the amazon river in the neogene: Center stage for neotropical diversification. *Neotropical Ichthyology*, **16**: 1–23.

Anderson R.B., Long S.P., Horton B.K., Thomson S.N., Calle A.Z., Stockli D.F. 2018. Orogenic Wedge Evolution of the Central Andes, Bolivia (21°S): Implications for Cordilleran Cyclicity. *Tectonics*, **37**(10): 3577–3609.

Barnhart K.R., Hutton E.W.H., Tucker G.E., Gasparini N., Istanbulluoglu E., E. J. Hobley D., Lyons N.J., Mouchene M., Siddhartha Nudurupati S., M. Adams J., Bandaragoda C. 2020. Short communication: Landlab v2.0: A software package for Earth surface dynamics. *Earth Surface Dynamics*, **8:** 379–397.

Benyon C., Leier A.L., Leckie D.A., Hubbard S.M., Gehrels G.E. 2016. Sandstone provenance and insights into the paleogeography of the McMurray Formation from detrital zircon geochronology, Athabasca Oil Sands, Canada. *AAPG Bulletin*, **100**: 269–287.

Bernard T., Sinclair H.D., Gailleton B., Fox M. 2021. Formation of Longitudinal River Valleys and the Fixing of Drainage Divides in Response to Exhumation of Crystalline Basement. *Geophysical Research Letters*, **48**: 1–9.

Craw D., Upton P., Burridge C.P., Wallis G.P. Waters, J.M. 2016. Rapid biological speciation driven by tectonic evolution in New Zealand. *Nature Geoscience*, **9**: 140–144.

Cunha P.R.C., Melo J.H., Silva O.B. 2007. Bacia do Amazonas. *Boletim de Geociencias da Petrobras*, **15:** 227–251.

Flint J.J. 1974. Stream gradient as a function of order, magnitude, and discharge. *Water Resources Research*, **10:** 969–973.

Forsberg B.R., Hashimoto Y., Rosenqvist Å., Miranda F.P. 2000. Tectonic fault control of wetland distributions in the Central Amazon revealed by JERS-1 radar imagery. *Quaternary International*, **72**: 61–66.

Forte A.M. & Whipple K.X. 2019. Short communication: The Topographic Analysis Kit (TAK) for TopoToolbox. *Earth Surface Dynamics*, **7:** 87–95.

Forte A.M., Yanites B.J., Whipple K.X. 2016. Complexities of landscape evolution during incision through layered stratigraphy with contrasts in rock strength. *Earth Surface Processes and Landforms*, **41:** 1736–1757.

Furlong K.P. & Govers R. 1999. Ephemeral crustal thickening at a triple junction: The Mendocino crustal conveyor. *Geology*, **27:** 127–130.

Gabet E.J. 2020. Lithological and structural controls on river profiles and networks in the northern Sierra Nevada (California, USA). *Bulletin of the Geological Society of America*, **132**: 655–667.

Gallen S.F. 2018. Lithologic controls on landscape dynamics and aquatic species evolution in post-orogenic mountains. *Earth and Planetary Science Letters*, **493:** 150–160. https://doi.org/10.1016/j.epsl.2018.04.029.

Hack J.T. 1960. Interpretation of erosional topography in humid temperate regions. *Amer. 1nl. Sci.*, **558:** 80–97.

Harkins N., Kirby E., Heimsath A., Robinson R., Reiser U. 2007. Transient fluvial incision in the headwaters of the Yellow River, northeastern Tibet, China. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, **112**: 1–21.

Hobley D.E.J., Adams J.M., Siddhartha Nudurupati S., Hutton E.W.H., Gasparini N., Istanbulluoglu E., Tucker G.E. 2017. Creative computing with Landlab: An open-source toolkit for building, coupling, and exploring two-dimensional numerical models of Earth-surface dynamics. *Earth Surface Dynamics*, **5:** 21–46.

Hoke G.D., Isacks B.L., Jordan T.E., Blanco N., Tomlinson A.J., Ramezani J. 2007. Geomorphic evidence for post-10 Ma uplift of the western flank of the central Andes 18°30′ - 22°S. *Tectonics*, **26**: 1–17.

Hoorn C., Guerrero J., Sarmiento G.A., Lorente M.A. 1995. Andean tectonics as a cause for changing drainage patterns in Miocene northern South America. *Geology*, **23**: 237–240.

Hoorn C., Wesselingh F.P., Ter Steege H., Bermudez M.A., Mora A., Sevink J., Sanmartín I., Sanchez-Meseguer A., Anderson C.L., Figueiredo J.P., Jaramillo C., Riff D., Negri F.R., Hooghiemstra H., Lundberg J., Stadler T., Särkinen T., Antonelli A. 2010. Amazonia through time: Andean uplift, climate change, landscape evolution, and biodiversity. *Science*, **330:** 927–931.

Howard A.D. 1994. A detachment-limited model of drainage basin evolution. *Water Resources Research*, **30:** 2261–2285.

Howard A.D. 1967. Drainage Analysis in Geologic Interpretation: A Summation. *AAPG Bulletin*, **51**: 2246–2259.

João X.S.J., Teixeira S.G., Fonseca D.D.F. 2013. *Geodiversidade do Estado Do Pará*. Belém: CPRM. http://www.cprm.gov.br/publique/media/Geodiversidade_PA.pdf.

Kirby E. & Whipple K.X. 2012. Expression of active tectonics in erosional landscapes. *Journal of Structural Geology*, **44:** 54–75. http://dx.doi.org/10.1016/j.jsg.2012.07.009.

Kobor J.S. & Roering J.J. 2004. Systematic variation of bedrock channel gradients in the central Oregon Coast Range: Implications for rock uplift and shallow landsliding. *Geomorphology*, **62:** 239–256.

Marques K.P.P., Santos M., Peifer D., Silva C.L., Vidal-Torrado P. 2021. Transient and relict landforms in a lithologically heterogeneous post-orogenic landscape in the intertropical belt (Alto Paranaíba region, Brazil). *Geomorphology*, **391**: 107892. https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2021.107892.

Mills H.H. 2003. Inferring erosional resistance of bedrock units in the east Tennessee mountains from digital elevation data. *Geomorphology*, **55:** 263–281.

Peifer D., Alves F.C., Cremon, É.H. 2020. Ferramentas modernas para a extração de métricas de gradientes fluviais a partir de mdes: uma revisão. *Revista Brasileira de Geomorfologia*, **21:** 117–138.

Peifer D., Persano,C., Hurst M.D., Bishop P., Fabel D. 2021. Growing topography due to contrasting rock types in a tectonically dead landscape. *Earth Surface Dynamics*, **9**: 167–181.

Perron J.T. & Royden L. 2013. An integral approach to bedrock river profile analysis. *Earth Surface Processes and Landforms*, **38:** 570–576.

Ribeiro A.C., Riccomini C., Leite J.A.D. 2018. Origin of the largest South American transcontinental water divide. *Scientific Reports*, **8**: 1–9. http://dx.doi.org/10.1038/s41598-018-35554-6.

Sarges R.R., Silva T.M., Riccomini, C. 2011. Caracterização Do Relevo Da Região De Manaus, Amazônia Central. *Revista Brasileira de Geomorfologia*, **12**: 95–104.

Schwanghart W. & Kuhn N.J. 2010. TopoToolbox: A set of Matlab functions for topographic analysis. *Environmental Modelling and Software*, **25:** 770–781. http://dx.doi.org/10.1016/j.envsoft.2009.12.002.

Silva A.J.P., Lopes R.C., Vasconcelo A.M., Bahia R.B.C. 2003. Bacias Sedimentares Paleozóicas e Meso-Cenozóicas Interiores. *Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil*, **581:** 55–85. http://www.scopus.com/inward/record.url?eid=2-s2.0-34250895565&partnerID=40&md5=fbfd1dca380ae8d88ede795a0996f975.

Silva C.L., Morales N., Crósta A.P., Costa S.S., Jiménez-Rueda, J.R. 2007. Analysis of tectonic-controlled fluvial morphology and sedimentary processes of the western Amazon Basin: An approach using satellite images and digital elevation model. *Anais da Academia Brasileira de Ciencias*, **79**: 693–711.

Tucker G.E. & van der Beek, P. 2013. A model for post-orogenic development of a mountain range and its foreland. *Basin Research*, **25:** 241–259.

Vasquez M.L., Sousa C.S., Carvalho, J.M.A. (Orgs) 2008; *Mapa geológico e de Recursos Minerais do Estado do Pará*, escala 1:1.000.000. Programa Geologia do Brasil (PGB), Integração, Atualização e Difusão de Dados da Geologia do Brasil, Mapas Geológicos Estaduais. CPRM - Serviço Geológico do Brasil, Superintendência Regional de Belém.

Val P., Lyons N.J., Gasparini N., Willenbring J.K., Albert J.S. 2022. Landscape Evolution as a Diversification Driver in Freshwater Fishes. *Frontiers in Ecology and Evolution*, **9:** 1–17.

Wanderley Filho J.R., Melo J.H.G., Fonseca V.M.M., Machado D.M.C. 2005. *Bacia do Amazonas Bacia do Amazonas*. Aracaju: PHOENIX.

Watts A.B. 2001. Lithosphere, Isostasy and Flexure of the Lithosphere. *University of Cambridge, Cambridge*: 451.

Whipple K.X., DiBiase R.A., Crosby B.T. 2013. Bedrock Rivers. In *Treatise on Geomorphology*. Elsevier Ltd.: 550–573. http://dx.doi.org/10.1016/B978-0-12-374739-6.00254-2.

Wolpert J.A., Forte A.M. 2021. Response of transient rock uplift and base level knickpoints to erosional efficiency contrasts in bedrock streams. *Earth Surface Processes and Landforms*, **46**: 2092–2109.