



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

**ESTUDO DA EVOLUÇÃO DAS CABECEIRAS DE DRENAGEM
COMO SUBSÍDIO PARA O ENTENDIMENTO DA MORFODINÂMICA DE
DIVISOR DE DRENAGEM DAS BACIAS HIDROGRÁFICAS DOS RIOS MOXOTÓ
E CAPIÁ – AL/PE.**

Jonas Herisson Santos de Melo
Orientador: Prof. Dr. Kleython de Araujo Monteiro

**Maceió
2022**

**ESTUDO DA EVOLUÇÃO DAS CABECEIRAS DE DRENAGEM
COMO SUBSÍDIO PARA O ENTENDIMENTO DA MORFODINÂMICA DE
DIVISOR DE DRENAGEM DAS BACIAS HIDROGRÁFICAS DOS RIOS MOXOTÓ
E CAPIÁ – AL/PE.**

JONAS HERISSON SANTOS DE MELO
Discente

ORIENTADOR: PROF. DR. KLEYTHON DE ARAUJO MONTEIRO
Orientador

Dissertação de mestrado submetida ao Programa de Pós-graduação em Geografia – Área de Concentração, organização do espaço geográfico, Linha de pesquisa em Dinâmica Socioambiental e Geoprocessamento como requisito para obtenção do título de Mestre em Geografia.

Orientador: Prof. Dr. Kleython de Araújo 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

M528e Melo, Jonas Herisson Santos de.

Estudo da evolução das cabeceiras de drenagem como subsídio para o entendimento da morfodinâmica de divisor de drenagem das bacias hidrográficas dos rios Moxotó e Capiá - AL/PE / Jonas Herisson Santos de Melo. – 2022.

67 f. : il. color.

Orientador: Kleython de Araujo Monteiro.

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

Bibliografia: f. 63-67.

1. Geomorfologia estrutural. 2. Migração de divisor (Drenagem). 3. Morfometria. I. Título.

CDU: 911.2:551.4(813.4/.5)



SERVIÇO PÚBLICO FEDERAL

UNIVERSIDADE FEDERAL DE ALAGOAS

INSTITUTO DE GEOGRAFIA, DESENVOLVIMENTO E MEIO AMBIENTE

PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOGRAFIA – MESTRADO

ATA DE DEFESA DE DISSERTAÇÃO FINAL

Em sessão pública, no dia **23** de **fevereiro** de **2022**, às 14h, deu-se início à Defesa de DISSERTAÇÃO FINAL DO PROGRAMA DE MESTRADO EM GEOGRAFIA, com área de concentração em Organização do Espaço Geográfico, do aluno JONAS HERISSON SANTOS DE MELO, orientando do Prof. Dr. Kleython de Araujo Monteiro, intitulada: **“ANÁLISE DA EVOLUÇÃO DAS CABECEIRAS DE DRENAGEM COMO SUBSÍDIO PARA O ENTENDIMENTO DA MORFODINÂMICA DE DIVISOR DE DRENAGEM DAS BACIAS HIDROGRÁFICAS DOS RIOS MOXOTÓ E CAPIÁ - AL/PE”**, como requisito para a obtenção do título de MESTRE. A banca examinadora foi constituída pelos seguintes docentes: Prof. Dr. Kleython de Araujo Monteiro (PPGG/UFAL), presidente da banca, Prof. Dr. Melchior Carlos do Nascimento (PPGG/UFAL), membro titular interno, e como convidado externo o Prof. Dr. André de Oliveira Souza (UFOB). A defesa constituiu de uma apresentação oral de 40(quarenta) minutos, seguida de inquirições para cada um dos examinadores e das respostas, e foi assistida pelas pessoas que se fizeram presentes. Ao final, a Banca Examinadora reuniu-se reservadamente e decidiu em atribuir ao conteúdo do trabalho e à defesa a menção: **_APROVADO_** com base no art. 63 do Regimento Interno do Curso. Nada mais havendo a tratar, deu-se por encerrada a defesa, sendo a presente ata assinada pelos componentes da Banca Examinadora.

Pareceres da Banca Examinadora conforme art. 63 e seus parágrafos do Regimento Do Programa De Pós-Graduação Em Geografia.

Parecer 1:

_O estudo possui as condições necessárias para a aprovação do discente. Na medida do possível, analisar juntamente com o orientador a possibilidade de implementar as alterações sugeridas à versão final da dissertação. Por fim, favorável à aprovação do discente, considero que o mesmo está apto a obter o grau de mestre em Geografia. _____

Documento assinado digitalmente

gov.br

Melchior Carlos do Nascimento

Data: 03/03/2022 11:14:36-0300

Verifique em <https://verificador.iti.br>

Assinatura: _____



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

Parecer 2:

Com base no conteúdo apresentado na dissertação, considera-se o candidato APROVADO mediante aos ajustes indicado ao longo de sua arguição. Dentre esses, ressalta-se a importância de modificações no título da dissertação, como mencionado ao longo da defesa, com o objetivo de melhor adequar-se ao conteúdo apresentado. _____

Documento assinado digitalmente
gov.br ANDRE DE OLIVEIRA SOUZA
Data: 03/03/2022 11:34:59-0300
Verifique em <https://verificador.iti.br>

Assinatura: _____

Documento assinado digitalmente
gov.br KLEYTHON DE ARAUJO MONTEIRO
Data: 28/02/2022 18:20:15-0300
Verifique em <https://verificador.iti.br>

Maceió, 23 de fevereiro de 2022

Prof. Dr. Kleython de Araujo Monteiro – Presidente

Documento assinado digitalmente
gov.br Melchior Carlos do Nascimento
Data: 03/03/2022 11:12:15-0300
Verifique em <https://verificador.iti.br>

Prof. Dr. Melchior Carlos do Nascimento – Titular Interno

Documento assinado digitalmente
gov.br ANDRE DE OLIVEIRA SOUZA
Data: 03/03/2022 11:33:10-0300
Verifique em <https://verificador.iti.br>

Prof. Dr. André de Oliveira Souza – Titular Externo

EPÍGRAFE

“Há mais de um caminho para o topo da montanha.”

- Miyamoto Musashi

DEDICATÓRIA

Aos meus pais.

AGRADECIMENTOS

Dedico esse trabalho aos meus pais por todo apoio e amor incondicional. Sem vocês nada seria possível, obrigado.

A minha mãe Rosangela em especial por todos os conselhos que me fizeram nunca desistir. Ao meu pai Djailson principalmente por me apoiar mesmo em momentos difíceis e me deu oportunidade de adentrar na pós graduação e concluí-la.

Ao meu orientador Kleython de Araújo Monteiro por todos os conselhos, lições, paciência, confiança e conhecimento que me foi dado. Obrigado por além de ser um professor incrível, ser um grande exemplo como ser humano.

A família que a UFAL me deu, Núcleo de Estudos do Quaternário do Nordeste do Brasil (NEQUAT), Laís Gois, João da Hora, Jardel Estevam, Genisson Panta, Alan Santos, Yan Vasconcelos, Kallyne Teixeira, Gabriel Alves, Álvaro Santos, Mayara Marinho e Julia Vieira obrigado por todas as risadas, conselhos e companheirismo.

Em especial ao meu amigo Genisson Panta pelas nossas empreitadas no MATLAB.

A banca examinadora, Professores André Souza e Melchior Nascimento por aceitar o convite para participar.

Jonas Melo

RESUMO

Os divisores de drenagem são importantes limites de organização para as paisagens, as dinâmicas pertencentes a estes elementos têm uma relação intrínseca com as cabeceiras de drenagem e o avanço dessas sobre os divisores. Essas dinâmicas estão associadas a diversas variáveis, como a distribuição de substratos rochosos de diferentes resistências e as variações climáticas, que são importantes elementos para compreensão das dinâmicas pertencentes aos objetos de estudo do presente trabalho. Assim sendo, o estudo em questão teve como objetivo análise morfométrica, em bases geomorfológicas, de divisor de drenagem localizado entre duas bacias hidrográficas localizada nos estados de Alagoas e Pernambuco (Bacias do rio Moxotó e Capiá), bem como das cabeceiras de drenagem que se conectam com o divisor. Para tanto, uma série de parâmetros e índices de natureza quantitativa foram aplicados ora ao divisor, ora às cabeceiras de drenagem, de maneira a possibilitar a análise morfométrica. Sendo iniciada a partir da hierarquização de rede drenagem de acordo com Strahler (1952), servindo para delimitar as áreas de bacias de 2^a ordem. A partir do uso do conjunto de funções do *Topotoolbox* e do *Topographic analysis kit* no ambiente do *Matlab*, foram calculados outros índices aplicados diretamente a rede de drenagem, como os índices de valor de χ e Ksn ; a análise das bacias se deu ainda com a elaboração de curvas hipsométricas e aplicação de fator de assimetria de bacias de drenagem. A análise estrutural, se deu com a extração de lineamentos de relevo para a área analisada para quatro ângulos de iluminação (45°, 90°, 315° e 360°) de maneira a caracterizar a direção das principais estruturas atuantes na organização do relevo, de forma a influenciar as dinâmicas pertencentes as relações cabeceiras-divisor. Por fim, foram calculados o índice de assimetria de divisor (IAD), e sua direção preferencial de migração. Dentre os resultados obtidos foi possível estabelecer relações entre as dinâmicas de migração e avanço de cabeceiras de drenagem com as principais estruturas atuantes na área.

Palavras-Chave: Geomorfologia estrutural, migração de divisor de drenagem, análise morfométrica.

ABSTRACT

The drainage dividers are important limits of organization for landscapes; the dynamics belonging to these elements have an intrinsic relationship with the drainage headwaters and their advance over the dividers. These dynamics are associated with several variables, such as the distribution of rocky substrates of different strengths and the climatic variations, they are important elements for understanding the dynamics belonging to the objects of study of this work. Thus, this work aims at a morphometric analysis on a geomorphological basis, the drainage divisor, located between two hydrographic basins located in the states of Alagoas and Pernambuco (Moxotó and Capiá River basins), as well as the drainage headwaters that connect with the divisor. For this, a series of parameters and indexes of quantitative nature were applied either to the divider, or to the drainage headwaters, in order to enable the morphometric analysis. This began with the drainage network hierarchization according to Strahler (1952), serving to delimit the 2nd order basin areas. Using the *Topotoolbox* function set and the *Topographic analysis kit* in the *Matlab* environment, other indexes directly applied to the drainage network were calculated, such as the χ and Ksn value indexes; the analysis of the drainage basins also included the elaboration of hypsometric curves and the application of the drainage basin asymmetry factor. The structural analysis was done by extracting the relief lineaments for the analyzed area for four illumination angles (45°, 90°, 315° and 360°) in order to characterize the direction of the main structures acting in the relief organization, in order to influence the dynamics belonging to the headwater-divider relations. Finally, the divider asymmetry index (DAI), and its preferential migration direction were calculated. In this way it was possible to establish relationships between the dynamics of migration and headland advance with the main structures operating in the area.

Keywords: structural geomorphology, drainage divide migration, morphometric analysis.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1. Ilustração conceitual de feedbacks positivos e negativos concorrentes na migração de divisor.	14
Figura 2. Grove Karl Gilbert.	18
Figura 3. William Morris Davis.	20
Figura 4. John T. Hack.	22
Figura 5. Representação gráfica da resposta de um sistema geomórfico sujeito a perturbações.	24
Figura 6. Lei dos Declives Desiguais.	26
Figura 7. Movimentação de divisores e a área de drenagem.	27
Figura 8. Ciclo geográfico de Davis.	28
Figura 9. Rearranjo da drenagem com visão em planta das capturas de drenagem.	30
Figura 10. Modelo de evolução de margens passivas por capturas fluviais.	32
Figura 11. Localização da área de estudo.	34
Figura 12. Contexto geomorfológico da área de estudo.	36
Figura 13. Geologia da área de estudo.	37
Figura 14. Diferentes propostas de Hierarquização de drenagem.	42
Figura 15. Mapas conceituais de migração de divisores. Mapas conceituais de divisores que se movem para a esquerda a partir de quatro diferentes parâmetros (elevação, χ , gradiente e desnível altimétrico).	43
Figura 16. Mapa de assimetria de divisor de drenagem.	46
Figura 17. Hierarquização de canais em sub bacias.	48
Figura 18. Índice de valor de χ	49
Figura 19. Índice de declividade normalizada (K_{sn}).	51
Figura 20. Elevação média de divisor e índice de declividade normalizada (K_{sn}).	52
Figura 21. Curvas hipsométricas e mapa de valor de integral hipsométrica.	53
Figura 22. Mapa de fator de assimetria de bacia.	54
Figura 23. Lineamentos de relevo da área de estudo.	56
Figura 24. Diagramas de roseta dos azimutes de 45°, 90°, 315° e 360°	57
Figura 25. Índice de Assimetria de Divisor (IAD).	59
Figura 26. Direção preferencial de migração de divisor de drenagem.	60

LISTA DE TABELA

Tabela 1. FABH das sub bacias dos flancos das BHRC e BHRM.....	55
---	----

SUMÁRIO

1. INTRODUÇÃO	11
2. OBJETIVO GERAL	12
2.1. Objetivos Específicos.....	12
3. REVISÃO DE LITERATURA	13
3.1. Abordagem Sistêmica em Geomorfologia	13
3.2. As diferentes visões de equilíbrio em geomorfologia	17
3.2.1. A noção de equilíbrio de Grove Karl Gilbert	18
3.2.2. A noção de equilíbrio de William Morris Davis	19
3.2.3. A noção de equilíbrio de John T. Hack	21
3.3. Desequilíbrio e não equilíbrio	23
3.4. Métricas de Gilbert.....	25
3.5. Margens Passivas	27
3.5.1. Processos de rearranjo de drenagem em margens passivas.....	28
3.5.2. Processos de rearranjo da drenagem	29
3.5.3. As capturas fluviais e sua importância para a evolução da paisagem em margens passivas 30	
4. MATERIAIS E METODOS	34
4.1. Caracterização da área de estudo	34
4.1.1. Contexto Geomorfológico.....	34
4.1.2. Contexto Geológico.....	36
4.1.3. Contexto Climático	37
4.2. DENSIVOLVIMENTO METODOLÓGICO	40
4.2.1. Materiais Utilizados	40
4.2.2. Morfometria de Canal	40
4.2.3. Análise Estrutural.....	44
4.2.4. Quantificação de assimetria de divisor de drenagem	45
4.2.5. Morfometria de bacia	46
5. RESULTADOS	48
5.1. Morfometria de canais.....	48
5.2. Morfometria de bacia	52
5.3. Análise estrutural.....	55
5.4. Quantificação de assimetria de divisor de drenagem	58
6. CONSIDERAÇÕES FINAIS	61
REFERÊNCIAS	63

1. INTRODUÇÃO

Os divisores de drenagem são compreendidos como limites fundamentais para organização dentro das paisagens (WHIPPLE et al., 2017; WILLETT et al., 2014), tais elementos possuem características dinâmicas, estando ligados de forma direta com as redes de drenagem, sobretudo com os canais de menor ordem que constituem as cabeceiras de drenagem.

Tais elementos e suas dinâmicas possuem um elevado grau de importância sobre a organização da paisagem, tendo em vista como os processos de migração de divisores de drenagem estão ligados com reorganização de canais fluviais, sobretudo através de processos de capturas fluviais por recuo de cabeceiras.

Fazendo uso das métricas estabelecidas por Gilbert (1877), sobretudo com sua “lei das declividades desiguais”, é possível analisar as dinâmicas pertencentes aos divisores e cabeceiras, quando se observa um contraste nas taxas de erosão transversal das cabeceiras sobre o divisor, onde o mesmo seria forçado a se mover em direção ao lado com declives e taxas de erosão mais baixas.

Dentro desta perspectiva ressalta-se a importância de uma abordagem sistêmica, tendo em vista que tais elementos de análise do presente trabalho podem ser compreendidos tanto como elementos de um sistema, bem como um sistema, que ao passar por mudanças através das dinâmicas pertencem aos mesmos, levam as mudanças ao sistema como um todo.

Estas mudanças podem ser compreendidas em diferentes óticas, sobretudo quando são levantados questionamentos acerca de conceitos como: equilíbrio, desequilíbrio e não-equilíbrio. Tais conceitos há muito são discutidos, já que os sistemas não são elementos estáticos, estando sempre em movimento, possuindo dinâmicas próprias. Dentro desta perspectiva também busca-se compreender como estes conceitos podem ser abordados em escala de subsistema, levando em consideração a importância dos subsistemas e de que maneira suas inter-relações, possuem seu grau de importância dentro da paisagem, merecendo mais atenção (HIGH, 1987; DE BOER, 1992).

Desta maneira buscou-se, através da utilização de diversos índices morfométricos, quantificar as relações entre o avanço das cabeceiras de drenagem e os processos de migração de divisor de drenagem, bem como estabelecer relações destes processos com fatores que controlam a erosão, como características geológicas locais e regionais, e incluem: variações litológicas, atividade ou não de falhas, fraturas e processos tectônicos (DEWEY *et al.* 1993; JULIEN, 2010)

A identificação e análise geomorfológica de divisores de drenagem pode ajudar a determinar o que os controla, sendo seu padrão geomórfico um indicador de sua estabilidade. O presente trabalho visa investigar, por meio de análises morfométricas, a estabilidade e a possível migração do divisor de drenagem, buscando responder se há indícios de migração do divisor ou não, e qual seria a direção desta migração.

2. OBJETIVO GERAL

A partir da aplicação de índices morfométricos, o objetivo principal do presente estudo foi avaliar o avanço das cabeceiras de drenagem sobre o divisor das Bacias Hidrográficas do rio Moxotó (BHRM) e do rio Capiá (BHRC). Sobretudo partindo das hipóteses de que os índices ligados aos divisores de drenagem possam ser utilizados em áreas com as características presentes no nordeste meridional, além do aspecto supra citado, outra hipótese que se leva em consideração é um possível movimento do divisor, e que elementos influenciam esse possível movimento. O presente trabalho visa também, contribuir para o conhecimento utilizando técnicas recentes de análise geomorfológica.

2.1. OBJETIVOS ESPECÍFICOS

Morfometria de canais

- Hierarquizar a rede de drenagem;
- Aplicar Índice de Valor de χ ;
- Aplicar Índice de declividade normalizada (K_{sn});

Morfometria de bacia

- Elaborar curvas hipsométricas das bacias;
- Aplicar o índice de fator de assimetria de bacias hidrográficas

Análise estrutural

- Extração feições lineares de relevo;

Quantificação de assimetria de divisor de drenagem

- Aplicar índice de assimetria de divisor (IAD)
- Inferir direção preferencial de migração do divisor analisado.

3. REVISÃO DE LITERATURA

Tendo em vista em como os diversos elementos contidos em uma paisagem se desenvolvem através de uma combinação fatores complexos que atuam de forma caótica, em diferentes escalas de espaço e tempo, é possível afirmar que a ciência geomorfológica, desde seus primórdios busca compreender, como a interações dos diversos elementos e dinâmicas que resultam nas paisagens atuais. De forma a correlacionar elementos como clima, substrato rochoso e suas diferentes dinâmicas, através de diversas técnicas clássicas, mas também novas técnicas ou técnicas que passaram por reformulações, visando compreender as dinâmicas que levaram ao contexto das paisagens atuais, bem como por vezes tentar estabelecer previsões sobre as dinâmicas pertencentes as mesmas.

3.1. Abordagem Sistêmica em Geomorfologia

Partido do pressuposto que a geomorfologia busca compreender as dinâmicas presentes nas paisagens e nos elementos que as constituem, faz-se necessária uma análise sistêmica destes elementos, tendo em vista que estão interligados, formando assim um sistema. A definição de sistema, pode ser compreendida como um conjunto de elementos que se relacionam entre si, possuindo um certo grau de organização, buscando atingir um objetivo ou uma finalidade, como por exemplo, um determinado sistema trabalha, de forma a buscar o equilíbrio entre forças (BERTALANFFY, 1932).

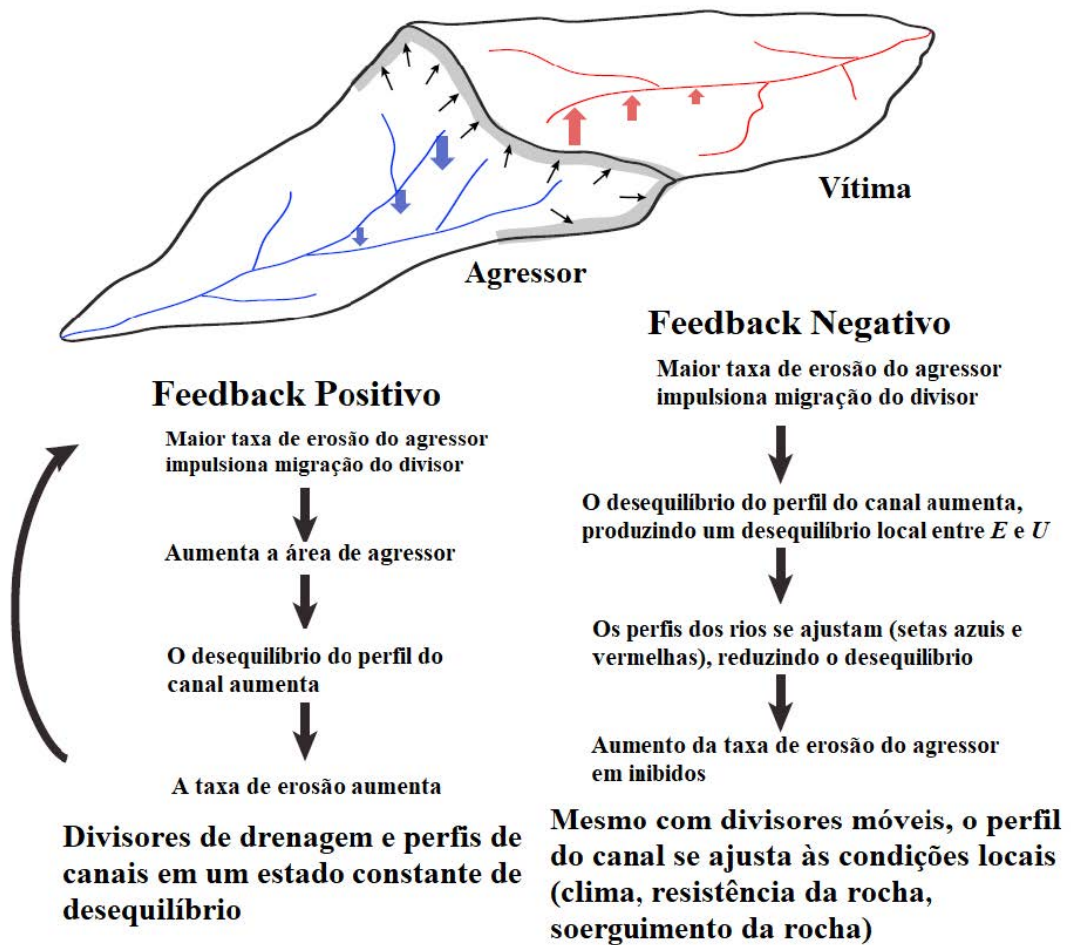
Os sistemas são abordados em diversos ramos da ciência, como por exemplo na Termodinâmica e na Biologia, utilizado por Ludwing von Bertalanffy, em sua Teoria Geral dos Sistemas (TGS) em 1932. O uso desta teoria na ciência ecológica, foi protagonizado por Tansley em 1937, criando o conceito de ecossistema que posteriormente influenciou a geografia física no Geral com Sotchava (1937) Bertrand (1971) e Tricart (1977).

Os sistemas possuem determinadas características que facilitam a compreensão das dinâmicas que ocorrem em seu interior, estas características são denominadas *input* (entrada) e *output* (saída), sendo respectivamente tudo aquilo que o sistema recebe, e que é processado, passando por transformações no interior do sistema, onde posteriormente são encaminhadas para fora do sistema, encontrando a saída.

Além do input e output, os sistemas também possuem o fator de feedback ou retroalimentação, que pode compreendido como a reintrodução de uma saída sob forma de informação. Os processos de feedback são conhecidos como: feedback negativo e feedback positivo, que podem ser compreendidos, por exemplo, como a perda de área de uma bacia de

drenagem vítima (feedback negativo), em contrapartida o ganho de área da bacia agressora (feedback positivo), que ocorre em processos de capturas fluviais e consequentemente

Figura 1. Ilustração conceitual de feedbacks positivos e negativos concorrentes na migração de divisor. processos de migração de divisor (Figura 4).



Fonte: Adaptado de Whipple *et al.* (2019).

Os sistemas podem ser classificados através de critérios funcionais e de complexidade estrutural, onde torna-se importante destacar as distinções entre os sistemas isolados e não-isolados, segundo o critério funcional, como proposto por Foster, Rappaport e Trucco apud (CHRISTOFOLETTI, 1979, p. 14):

- **Sistemas Isolados:** São aqueles que, a partir das condições iniciais, a priori, não sofrem mais nenhuma perda e nem recebem energia ou matéria do ambiente que o circunda;

- Sistemas não isolados: São aqueles que, mantem relações com os demais sistemas do universo, são subdivididos em:
 - Fechados: Quando há permuta de energia (recebimento e perda), mas não de matéria com meio externo;
 - Abertos: São aqueles onde ocorrem permutas contínuas de matérias, energia e informação com ambiente. Sistemas abertos tendem, a passar por adaptações, pois podem e necessitam se adaptar as mudanças ocorridas em seus ambientes, de maneira a procurar garantir a sua própria existência.

Na visão de Christofolletti (1980) sobre o conceito de sistema, destacam-se alguns aspectos que possuem grande relevância, nos estudos dos sistemas, são eles: matéria, energia e estrutura.

A matéria corresponde ao material que vai ser mobilizado através do sistema;

A energia corresponde às forças que fazem o sistema funcionar, gerando a capacidade de realizar trabalhos. Acerca da energia, deve-se fazer distinção entre as energias potencial e cinética; onde a energia potencial é representada pela força inicial que leva ao funcionamento do sistema, já a energia cinética é aquela que possibilita o movimento do sistema, é constituída pela soma entre a energia potencial e a energia cinética;

A estrutura do sistema é constituída pelos elementos e suas relações, expressando-se através do arranjo de seus componentes.

Ainda se tratando da estrutura de um sistema, de acordo com Christofolletti (1980), existem três características principais que devem ser analisadas:

- **Tamanho:** é determinado pelo número de variáveis que o sistema. Quando o sistema é composto por variáveis que estão completamente interrelacionadas, isto é, cada uma se relaciona com todas as outras, a sua complexidade e tamanho que são expressos através do espaço-fase ou números de variáveis. Se houver duas variáveis, o sistema será de espaço-fase bidimensional; se houver três variáveis. Será de espaço tridimensional; se houver **n** variáveis, o sistema será de **n** espaço-fase.
- **Correlação:** a correlação entre as variáveis em um sistema expressa o modo pelo qual elas se relacionam. A sua análise é feita por intermédio das linhas de regressão, da correlação simples (quando se relacionam a variáveis) e da correlação canônica (quando se relacionam conjuntos de variáveis). Na correlação a força é analisada pelo valor da intensidade enquanto o sinal, positivo ou negativo indica a direção na qual ocorre o relacionamento.

- **Causalidade:** a direção da causalidade mostra qual é a variável independente, a variável que controla, e a dependente, aquela que é controlada, de modo que a última só sofre modificações se a primeira se alterar. A direção entre tais variáveis haja várias regras lógicas para se analisar o problema da causalidade.

No caso da hierarquia dos sistemas, assumindo que seu princípio básico é a conectividade, é possível compreender um sistema como um conjunto de elementos com um conjunto de ligações entre esses elementos que contém um conjunto de ligações entre o sistema e seu ambiente, desta forma cada sistema é composto por subsistemas, e todos constituem um sistema maior, onde cada um deles é autônomo e ao mesmo tempo aberto e integrado ao meio, ou seja, existe uma inter-relação direta com o meio.

Desta forma, é natural que tais inter-relações entre sistemas e subsistemas estejam inseridas em uma estrutura hierárquica, onde os subsistemas são regressivamente ranqueados como menores ou menos complexos, logo, um subsistema se torna estrutura de sistema que é uma parte de um supra sistema superior, por exemplo.

Christofolletti (1980), postulou uma classificação a respeito dos sistemas, onde o conjunto maior onde se encontra inserido um sistema particular que está sendo analisado é denominado de sistema universo, correspondendo ao conjunto de todos os fenômenos e eventos onde, através de suas mudanças e dinamismo, apresentam repercussões no sistema particular analisado, e também dos fenômenos e eventos que sofrem alterações e mudanças por causa do comportamento do referido sistema particular.

Desta forma, dentro do sistema universo, para fins de classificação, é importante lembrar que a saída de um sistema é a entrada de outro, levando ao conceito de reaproveitamento; neste sentido Christofolletti estabelece uma ordem classificatória dentro do universo, na qual considera os primeiros sistemas antecedentes ou controlantes e os seguintes como sistemas subsequentes ou controlados. Contudo, seria errôneo considerar um encadeamento linear, sequencial, entre os sistemas antecedentes, o sistema que é analisado e os sistemas subsequentes; tendo em vista que o mecanismo de retroalimentação (feedback) permite que os sistemas subsequentes voltem a exercer influência sobre os antecedentes, numa perfeita interação entre todo o sistema universo (CHRISTOFOLLETTI, 1980; LOPES et al., 2015).

Tendo em vista o dinamismo apresentado pelos sistemas, através das modificações contínuas sendo caracterizada pelas transferências de matéria e energia, apresentam condições que permitem analisar condições que se assemelham ao conceito de equilíbrio. Contudo devido a características supracitadas, postula-se que o estado de equilíbrio é quase impossível de ser

alcançada em qualquer sistema natural, uma vez que todos eles estão submetidos às transformações ambientais em diferentes escalas espaciais e temporais.

Christofoletti (1980), afirma que qualquer alteração na permuta de energia com o meio ambiente coloca o sistema diante de três possibilidades: o nível de energia do sistema irá se elevar no período seguinte; o nível de energia permanecerá constante; o nível de energia diminuirá. Acresça-se que, conforme as propriedades individuais dos subsistemas, uma mesma influência externa poderá ocasionar consequências diferentes.

No que diz respeito ao equilíbrio, na próxima seção abordaremos de forma mais aprofundada os diferentes conceitos que estão relacionados com o equilíbrio, bem como o seu histórico dentro dos estudos geomorfológicos.

3.2. As diferentes visões de equilíbrio em geomorfologia

O conceito de equilíbrio em geomorfologia tem sido o alvo de diversas reinterpretações, a abordagem tradicional desse conceito oferece a hipótese de que, após determinado período de tempo, o sistema geomorfológico tende a alcançar um estado de equilíbrio dinamicamente estável (GILBERT, 1877; HACK, 1960; AHNERT, 1987; PHILLIPS, 1992^a; BERTOLINI, 2019). Hack (1960; 1975) afirma que o estado de equilíbrio dinâmico é mantido pelo ajuste mútuo entre os processos de agradação e degradação do relevo, caracterizado pelo balanço dos fluxos de matéria e energia que entram e saem do sistema, podendo ser compreendido como o balanço entre os processos morfogenéticos e as condições características do meio como, por exemplo, a resistência litológica.

O dinamismo intrínseco dos sistemas abertos como o relevo, não foi apresentado por Hack, pois já aparecia nos escritos de Gilbert (1877) e também na geomorfologia francesa, através do termo equilíbrio móvel (BERTOLINI, 2019).

Thorn e Welford (1994) levantam críticas à disseminação do conceito de equilíbrio dinâmico de Hack (1960) na Geomorfologia, os autores afirmam que Hack misturou um conceito de origem geomorfológica e baseado na dinâmica como foi desenvolvido por Gilbert (1877) com o conceito de equilíbrio da Termodinâmica (THORN e WELFORD, 1994). Outro problema apontado por Thorn e Welford (1994) é a equivalência que Hack (1975) postulou sobre os termos equilíbrio dinâmico e *steady state*, onde posteriormente também entrelaçou estes termos ao conceito de quase-equilíbrio. A principal crítica destes autores ao equilíbrio dinâmico de Hack é a sua utilização como “princípio regulador”, utilizado a priori na interpretação do modelado e independente da escala (THORN e WELFORD, 1994).

Howard (1988) ressalta que outras abordagens afirmam que o equilíbrio é uma

propriedade relevante somente para relações específicas entre os componentes de um sistema, não sendo aplicável para o sistema como um todo.

A utilização do termo equilíbrio como metáfora (ou princípio regulador) que está inserido em muitos conceitos e ideias geomorfológicas, mais do que um estado concreto ou conjunto de processos, é defendida por Bracken e Wainwright (2006). Os autores ainda afirmam que “o equilíbrio não é algo que possa ser medido ou mensurado, contudo, esta dificuldade não significa que a condição de equilíbrio necessariamente não exista” (BRACKEN e WAINWRIGHT, 2006).

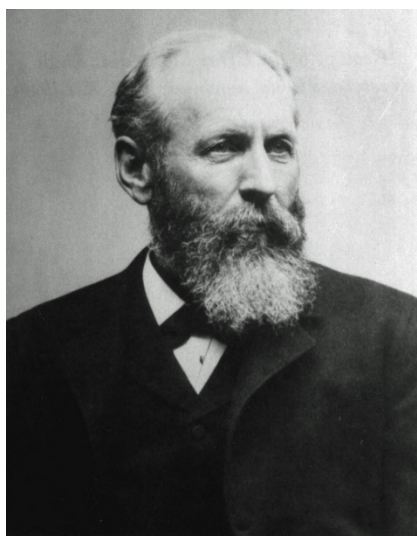
Existem diversas terminologias para caracterizar o estado de equilíbrio geomorfológico como equilíbrio meta-estável, dinâmico, quase-equilíbrio, *steady state*, ressaltando Bertolini (2019) que a existência destas múltiplas terminologias reflete um desenvolvimento teórico-conceitual significativo e muitas vezes confuso acerca do tema.

3.2.1. A noção de equilíbrio de Grove Karl Gilbert

Vinculada aos aspectos do trabalho fluvial nas paisagens continentais, a noção de equilíbrio de Gilbert (Figura 2) aplica-se como uma noção de igualdade de forças que se anulam ou, uma igualdade ou equilíbrio de ação. A tendência a igualdade de ação é o que esse autor chama de equilíbrio dinâmico (GILBERT, 1877, p. 123).

“... a capacidade de corrasão é, por toda parte, proporcional à resistência até que haja um equilíbrio de ação. Em geral, nós podemos dizer que um rio tende a equalizar seu trabalho em todas as partes do seu curso” (GILBERT, 1877, p.113).

Figura 2. Grove Karl Gilbert.



Fonte: USGS.gov.

Essa ideia de equilíbrio está ligada com a postulação de que “taxas iguais de degradação

em todas as partes de uma vertente, tendem a se anular”, condição que Gilbert aplica à caracterização de uma topografia madura. Dentro desta condição, a evolução das vertentes manteria um perfil constante (GILBERT, 1909).

Tomando como exemplo bacias fluviais contidas em áreas de resistência litológica igual e que tenham alcançado uma condição de equilíbrio, Gilbert (1877) destaca que os afluentes de menor porte, possuem como característica declividades mais acentuadas do que os afluentes de maior, e tendo como princípio de que a erosão é mais rápida onde a resistência litológica é menor, afirma que,

“As variações topográficas decorrentes das diferenças de resistências oferecidas ao trabalho erosivo progridem até que um equilíbrio seja alcançado através da lei das declividades. Quando a razão da ação erosiva – entendida como algo dependente da declividade – se torna igual à razão das resistências – oriundas da natureza litológica – haverá uma igualdade de ação” (Gilbert, 1877, p.116).

Se tratando da estabilidade de divisores de drenagem, Gilbert associa essa condição ao fato de que ao longo dessas linhas de drenagem a água da chuva não possui efeito de transporte, permanecendo assim como as porções altimetricamente mais elevadas (GILBERT, 1877), porém, opostas a essa tendência estão aquelas que levam à instabilidade dos divisores, trata-se de mecanismos de transformação do relevo relacionados ao sistema de drenagem e denominados pelo autor como *ponding*, *planation* e *alluviation* (GILBERT, 1877; BERTOLINI, 2019).

Os mecanismos supracitados, estão relacionados, respectivamente, aos processos de soerguimento e/ou rebaixamento de porções da superfície, à movimentação lateral dos canais e à construção de cones aluviais e deltas.

Acerca do conceito de equilíbrio de Gilbert, Thorn e Welford (1994) afirmam que,

Os dois aspectos mais importantes da contribuição de Gilbert foram o estabelecimento de retroalimentação negativa e a utilização da massa como medida. Sob esse ponto de vista, equilíbrio dinâmico é um conceito unicamente geomorfológico fundado na dinâmica; e não pode ser equacionado como os conceitos da termodinâmica (Thorn & Welford, 1994, p.685).

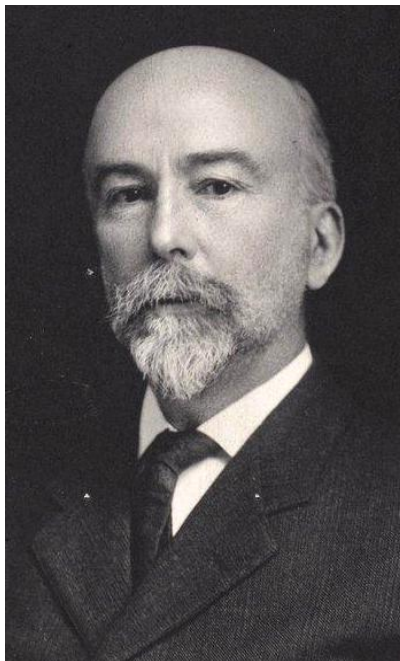
3.2.2. A noção de equilíbrio de William Morris Davis

William Morris Davis (Figura 3) sistematizou o estudo do relevo terrestre através de três termos, sendo eles estrutura, processos e tempo, denominado de Ciclo Geográfico. Muitos autores destacaram a inserção do tempo na organização de processos responsáveis pela modelação do relevo, como uma grande novidade que teve grande importância para o desenvolvimento da Geomorfologia (Baulig, 1950; Klein, 1985; Giusti, 2004).

Como destacou Davis (1899) “o processo não pode completar seu trabalho instantaneamente, e o conjunto de mudanças a partir de uma forma inicial é, portanto, uma

função do tempo”.

Figura 3.William Morris Davis.



Fonte: USGS.gov.

A elaboração das formas não é uma função exclusiva do tempo, pois a estrutura geológica e a altitude, possuem papéis fundamentais na evolução do modelado. Davis destaca a importância que as mudanças de níveis da base exercem sobre as taxas de mudanças na paisagem, destacando que “as forças destrutivas não podem, ao longo do tempo, erodir as paisagens continentais abaixo do último nível de base de sua ação”, neste caso o nível do mar (DAVIS, 1899).

Suas considerações acerca das mudanças no desenvolvimento e evolução das paisagens continentais está estreitamente associada a uma visão cíclica na qual o equilíbrio ou a condição *grade* é alcançado na fase de senilidade da paisagem.

De acordo com Davis (1954) o termo *grade* deve ser empregado para a condição de balanço entre erosão e deposição de um rio maduro ou senil, afirmando que, “quando a condição de *grade* é atingida, a alteração da declividade só acontece com a mudança na relação entre volume e carga; e mudanças desse tipo são lenta” (DAVIS, 1899, p. 489).

Ressalta-se que um rio em equilíbrio (*graded river*) não mantém uma declividade constante e que as declividades podem variar significativamente em dois sistemas fluviais vizinhos considerando-se tal condição, desta forma a litologia é um fator que faz com que declividades diferentes se estabeleçam no processo de alcance do equilíbrio por um curso fluvial (DAVIS, 1954; BERTOLINI, 2019).

Davis (1899) afirma que um rio pode alcançar a condição *graded*, através de formas: por incisão (degradação) e por sedimentação (agração). No primeiro caso o *grade* é primeiramente atingido no baixo curso fluvial ao médio e alto curso. A presença de rochas de maior ou menor resistência condicionam o processo. No segundo caso, se um rio for incompetente para transportar a carga que chega até ele, não conseguirá aprofundar seu leito, mas, ao contrário irá preenche-lo (agração). Desta forma um rio desse tipo deposita a parte mais grossa da sua carga formando um alargamento da sua várzea e aumentando seu declive até ganhar velocidade suficiente para prosseguir com seu trabalho.

Assumindo que em porções de rochas menos resistentes um rio alcançará o estado de *grade* em um tempo diferente do seu segmento em rochas mais resistentes, Davis (1899; 1954) afirma que a condição de *grade* não é atingida de uma só vez, como um todo, se estendendo a partir da foz em direção às cabeceiras. Se tratando de bacias hidrográficas, os rios que possuem maior amplitude são os que primeiramente alcançam a condição *graded*, seguidos pelos rios menores o mais rápido possível.

Além dos canais fluviais, Davis associou a ideia de *grade* aos mantos de intemperismo, o autor afirma que assim como os canais fluviais, um manto de intemperismo na condição *graded* seria “aquele no qual a habilidade das forças de transporte em realizar o seu trabalho que elas têm a fazer” (DAVIS, 1899, p. 495).

Da mesma maneira que ocorre com os cursos fluviais, a condição *graded* nas vertentes é alcançada gradativamente da base em direção ao topo e do baixo vale para o alto vale, fazendo parte deste processo, a influência da resistência do substrato rochoso que manifesta dentro do alcance da condição de *grade* pelas vertentes, à exceção dos morros testemunhos e esporões que conseguem permanecer fora de alcance (BERTOLINI, 2019).

A ideia de equilíbrio de Davis é a de um balanço de forças, com tendência crescente à medida que o ciclo avança e é plenamente manifestado na fase senil de relevo. Ele ocorre mediante o alcance do equilíbrio (ou *graded*) dos cursos fluviais e do manto de intemperismo (vertentes) como um todo na paisagem.

3.2.3. A noção de equilíbrio de John T. Hack

O desenvolvimento do equilíbrio dinâmico de Hack (Figura 4), levou em consideração as características da rede de drenagem, da estrutura geológica e da topografia, em conjunto com as ideias de Gilbert (1877). Hack, sustenta que o equilíbrio de uma paisagem é resultante de um estado de balanço entre forças que se opõem de maneira que elas operam sob taxas iguais e seus efeitos se cancelam de forma mútua, gerando desta maneira, um estado estável (*steady state*),

onde a energia está constantemente entrando (*input*) e saindo do sistema (*output*) (HACK, 1960; 1965; 1975; 1982).

Figura 4. John T. Hack.



Fonte: The Geological Society of America.

Para exemplificar essa dinâmica, Hack afirma que “quando a topografia se encontra em equilíbrio e a energia erosiva é a mesma, todos os elementos da topografia são erodidos à mesma taxa” (HACK, 1960, p.80).

Ainda exemplificando o funcionamento do conceito pressuposto por Hack, Bertolini (2019), acrescenta que,

Quando o sistema geomorfológico atinge o estado de equilíbrio dinâmico há um ajustamento das formas ou geometria do relevo com a entrada e saída de energia e matéria do sistema. Assim, cada vertente e cada canal em um sistema erosivo encontra-se ajustados a todos os demais canais e vertentes. Vale ressaltar que, embora Hack diga que taxas iguais de erosão caracterizam um sistema geomorfológico em estado de equilíbrio, ele reconhece também que a energia erosiva muda espacial e temporalmente e que o relevo, desenvolve-se segundo essas mudanças. Taxas iguais de erosão não significam que as formas permaneçam imutáveis. Só não haverá mudança se as taxas de soerguimento e erosão permanecerem constantes em uma área onde as rochas expostas à superfície sejam similares (BERTOLINI, 2019, p. 9).

Destaca-se ainda o aspecto referente a abordagem do tempo no modelo de Hack, que se difere da noção de Davis, Hack não analisava o desenvolvimento do relevo através de ciclos onde uma determinada sequência de formas corresponderia a determinada idade do relevo, como proposto por Davis.

Hack (1960) afirma que “as formas e processos estão num estado estável de balanço (*steady state*) e podem ser consideradas como independentes do tempo”.

Em suma, pode-se afirmar que a concepção do conceito de equilíbrio dinâmico de Hack, é a de um balanço de forças entre os processos de erosão, soerguimento e resistência das rochas.

3.3. Desequilíbrio e não equilíbrio

Em geomorfologia, o inverso do equilíbrio é o não-equilíbrio, e não o desequilíbrio, Renwick (1992) faz a distinção da seguinte maneira:

As paisagens em desequilíbrio são aquelas que tendem ao equilíbrio, mas não tiveram tempo suficiente para atingir tal condição... [mas] muitas formas de terra não parecem tender para o equilíbrio, mesmo com períodos relativamente longos de estabilidade ambiental. Essas formas de terra sem equilíbrio sofrem variações substanciais e às vezes repentinas de produção ou de forma a ponto de ser difícil ou impossível identificar uma condição média ou característica limitada. (RENEWICK, 1992).

Dentro da proposta supracitada, o equilíbrio pode ser visto como ausência de tendência durante um período considerado, já o desequilíbrio aponta uma possível tendência e o não-equilíbrio indica uma tendência certa.

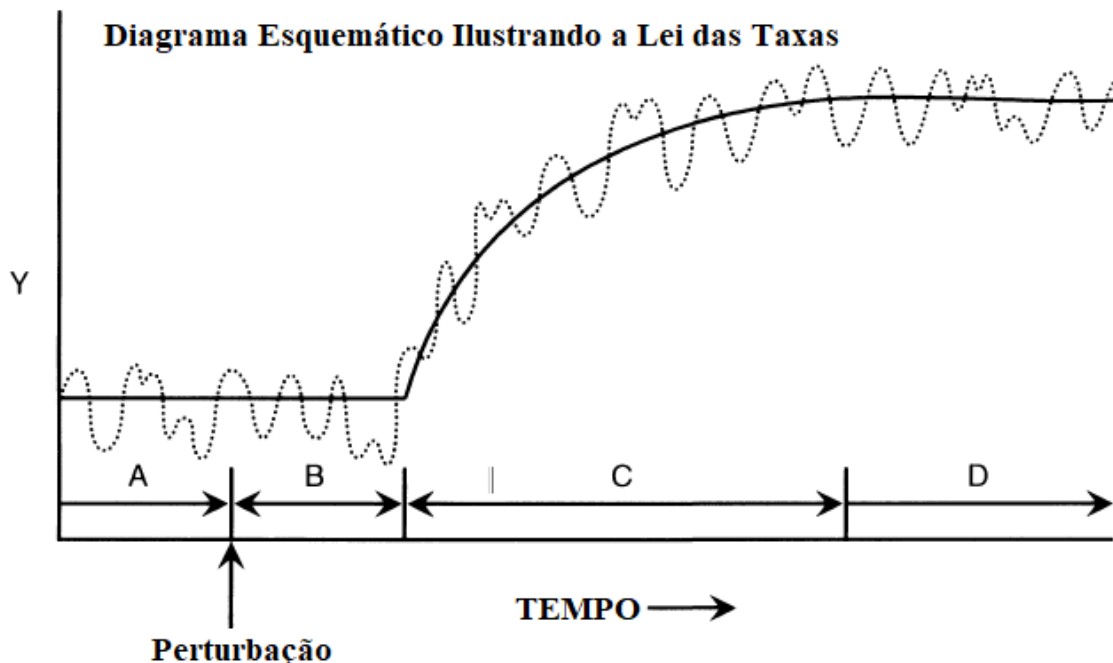
De forma mais detalhada, o não-equilíbrio pode ser distinguido do equilíbrio por sua exibição de uma tendência positiva (ou seja, feedback positivo), ou nenhuma tendência, ou falha em atingir algum limite “consensual” específico de variabilidade sobre o equilíbrio. Já a distinção entre equilíbrio e desequilíbrio parecem se basear na presença de nenhuma tendência na primeira, mas de uma tendência decrescente na segunda. O único padrão a priori disponível para identificar o desequilíbrio parece ser a lei de taxas. Implicitamente, isto significa que uma tendência de desequilíbrio deve se aproximar de zero durante o período de tempo de interesse, desta forma sendo distinguida de qualquer outra tendência, assim o desequilíbrio só poderia ser identificado em suas fases de declínio quando próximo ao equilíbrio (THORN e WELFORD, 1994).

Em termos práticos, Thorn e Welford (1994) afirmam que pode ser extremamente difícil, se não impossível, distinguir entre as variabilidades consensuais atribuídas ao equilíbrio, por um lado, e desequilíbrio-equilíbrio próximo, por outro. Idealmente, deveria ser possível distinguir entre equilíbrio e desequilíbrio o tempo todo; porém, é difícil imaginar como isto poderia ser feito quando um sistema (forma de terra/paisagem) em desequilíbrio estivesse no segmento íngreme da curva da lei de taxas (Figura 5). Conseqüentemente, parece que o desequilíbrio só pode ser discernível de nenhum desequilíbrio no momento em que ele se torna indiscernível de equilíbrio.

A escala vai ser um dos principais elementos para se analisar paisagens, dentro de perspectivas de equilíbrio e dos conceitos que o cercam, o principal questionamento que surge depende da densidade dos pontos de dados em relação ao período de tempo de interesse, outra forma de se observar tal questionamento é considerando a curva da lei de taxas (GRAF, 1977)

(Figura 8). À medida que a escala de tempo é expandida, o intervalo entre um número constante de pontos de dados torna-se visualmente comprimido, tendo assim a forma de curva de relaxamento da lei das taxas¹.

Figura 5. Representação gráfica da resposta de um sistema geomórfico sujeito a perturbações.



Fonte: Thorn e Welford (1994).

Outro elemento que auxilia na análise é o padrão espacial de comportamento no interior de um sistema que é sujeito a uma perturbação externa, como o conceito de resposta complexa de Schumm (1973, 1977), apontado por Thorn e Welford (1994). Com relação a abordagem de Schumm, onde descreve o comportamento interno não se trata de um domínio do equilíbrio, como aponta (LAYDEN, 1987).

Para Thorn e Welford (1994) o conceito de equilíbrio é um conceito que se aplica a escala de sistema, tratando-se da interação entre um sistema e o ambiente circundante, dependendo da escala e limitado pela capacidade do investigador de lidar com um número restrito de variáveis de forma simultânea.

Para High (1987) e de Boer (1992) o conceito de equilíbrio não aborda o impacto de sua

¹ A linha sólida indica a condição média e a linha tracejada representa os valores reais. Um parâmetro do sistema, Y (alguma característica dimensional ou espacial do sistema, tal como comprimento ou largura), está num estado estável durante o período A. Após a perturbação, novas condições são internalizadas pelo sistema durante o período B. Durante o tempo de relaxamento, período C, o sistema ajusta-se às novas condições. A lei de taxas fornece um modelo para a mudança do sistema durante este período. Um novo estado estacionário é estabelecido durante o período D, resultando em novas características dimensionais como significadas por um novo valor médio para Y.

presença ou ausência dentro de um subsistema nos outros níveis de um sistema hierarquicamente aninhado, onde estas inter-relações hierárquicas merecem mais atenção.

Dito isto, tais noções como o desequilíbrio, não-equilíbrio e equilíbrio, dentro de uma análise de subsistemas se torna um fator importante para a compreensão da paisagem, tendo em vista que se trata de um sistema, onde os elementos se conectam e passam a influenciar uns aos outros, desta forma trazendo tal discussão para o objeto de estudo do presente trabalho. Cabe destacar e levantar questionamentos de como estas noções aplicadas a divisores e cabeceiras de drenagem podem conferir conhecimentos que possam ser utilizadas para compreender as dinâmicas do sistema, onde está contido o subsistema que estão contidas as relações cabeceiras-divisor, de maneira que seja possível, se aprofundar dentro dos conceitos discutidos nesta secção.

3.4. Métricas de Gilbert

Como citado na secção anterior, Gilbert foi responsável pela concepção da teoria do equilíbrio dinâmico, em seu clássico trabalho sobre a geologia das Montanhas Henry, também apresentou as três leis da erosão ressaltando a importância da erosão para a dinâmica dos sistemas. As três leis da erosão são:

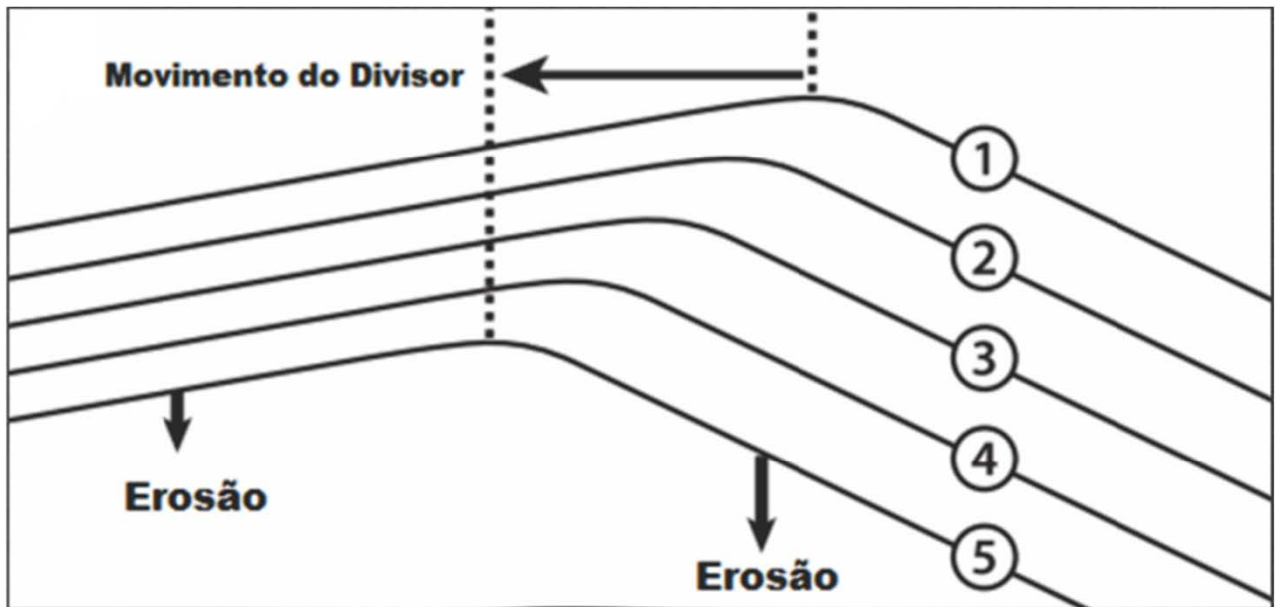
A lei da declividade estabelece uma relação entre declividade x erosão, onde quanto mais íngreme a encosta ou quando mais acentuada a declividade, maior é a erosão;

A lei da estrutura está associada aos planos de fraqueza do substrato rochoso, que pode ser representado por uma fratura ou falha, locais de maior atuação dos processos erosivos;

A lei dos divisores aborda a tendência de o perfil longitudinal de um rio ser côncavo para cima quanto mais próxima da cabeceira local em que a encosta é mais íngreme (Figura 9) (HACK, 1960; SILVA, 1991).

O processo de migração de divisores de drenagem está diretamente relacionado à tais leis, sobretudo com a “Lei da Declividade” ou “Lei dos Declives Desiguais” tem seu mecanismo ilustrado por Forte e Whipple (2018) na Figura 6.

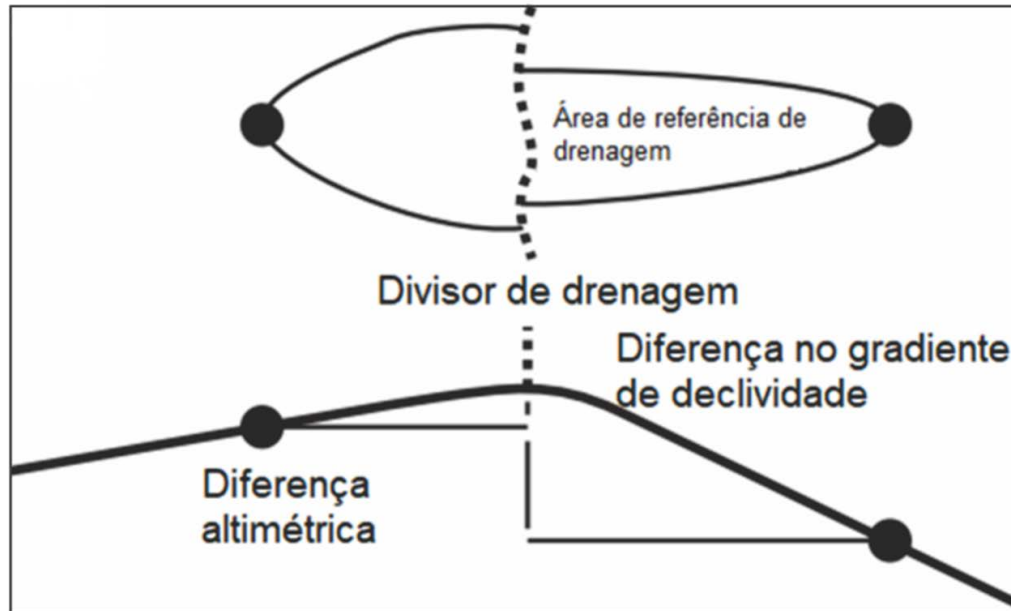
Figura 6. Lei dos Declives Desiguais. Proposta por Gilbert em 1877, exemplifica a movimentação de um divisor de drenagem hipotético em cinco estágios temporais, começando ao 1 e terminando ao 5, com o divisor sendo topograficamente rebaixado enquanto se move para a esquerda.



Fonte: Modificado de Forte e Whipple (2018).

A proposição consiste na hipótese de que divisores de drenagem se moverão quando as taxas de erosão não forem iguais dos dois lados do divisor. Essa diferença seria causada majoritariamente pelas diferenças topográficas em ambos os lados dos divisores: quanto maior a declividade em determinado lado, maior a sua taxa de erosão, causando uma movimentação para o lado oposto ao de maior declive. Além da Lei dos Declives Desiguais, Gilbert idealizou parâmetros para avaliar a mobilidade dos divisores: desnível altimétrico através do divisor, gradiente de declividade do canal, e a área do canal a montante. Estes parâmetros estão interligados de forma sistêmica, já que, se um lado do divisor possui um gradiente de declividade mais acentuado, o desnível altimétrico será maior e a área do canal a montante será menor, por uma questão geométrica (Figura 7).

Figura 7. Movimentação de divisores e a área de drenagem. Modelo de movimentação de divisores de drenagem e a necessidade de se utilizar uma área de drenagem de referência.



Fonte: Modificado de Forte e Whipple (2018).

Sem dados de taxas de erosão se faz necessária a quantificação de parâmetros morfométricos que se correlacionam com as taxas de erosão para inferir a estabilidade ou o movimento de um divisor de drenagens. Recentemente, estes critérios foram retomados em Whipple *et al.* (2017) seguidos de outros estudos revisitando as ideias precursoras e aplicando-as a métodos matemáticos para quantificação da estabilidade dos divisores de drenagem (FORTE e WHIPPLE, 2018; SU *et al.* 2020; HE *et al.* 2021; DIERCKS *et al.* 2021; CUBAS, 2021). Análises e modelagens recentes de soerguimento e incisão de drenagens comumente assumem que a área de drenagem não muda ao longo do tempo geológico, fazendo-se necessário o estudo de exemplos reais para informar melhor estes modelos (SCHERLER e SCHWANGHART, 2020). Os métodos para a avaliação dos movimentos do divisor serão apresentados na sessão destinada a metodologia.

3.5. Margens Passivas

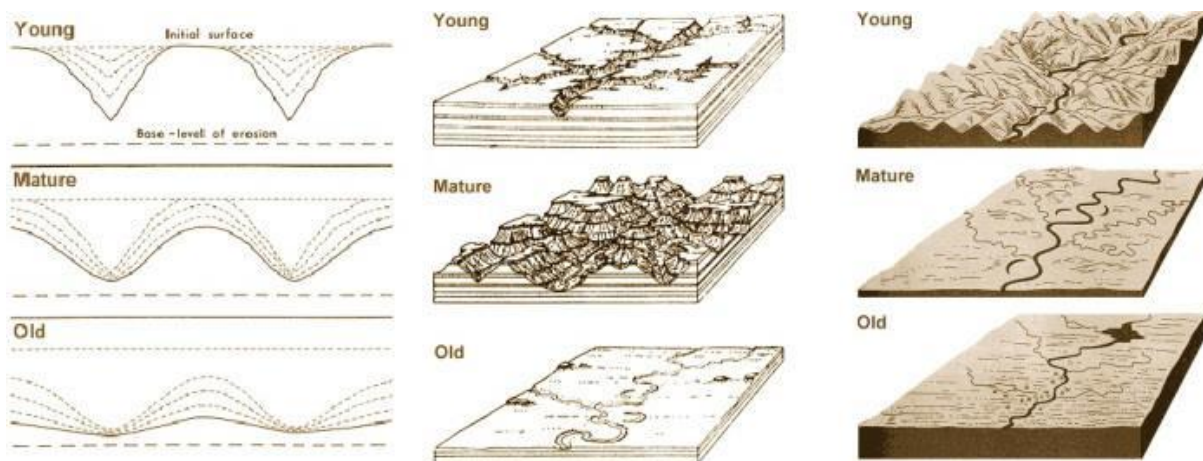
As margens continentais passivas, também denominadas de margens rifteadas ou do tipo Atlântico, representam cerca de 50% das zonas limítrofes entre crosta oceânica e continental da Terra, totalizando 105.000 km em comprimento agregado (BRADLEY, 2008; BLENKINSOP; MOORE, 2013). Com relação à sua gênese, os principais mecanismos envolvidos nos processos de rifteamento e separação de continentes já estão bem estabelecidos, estando as principais lacunas contemporâneas centradas em sua evolução pós-rifte.

Com os avanços recentes nos campos da Geologia e da Geofísica, alavancados pela moderna teoria da Tectônica Global, a ideia de estabilidade tectônica em margens passivas vem sendo cada vez mais questionada, sendo sua “passividade” tratada como relativa nas pesquisas mais recentes. Na Geomorfologia esteve-se a partir das últimas décadas do século XX um crescimento dos estudos que buscam traduzir os reflexos dos novos conhecimentos da tectônica pós-rifte na atual compartimentação morfoestrutural e evolução morfotectônica desses ambientes (GILCHRIST; SUMMERFIELD, 1994; SALGADO et al., 2013; OLIVEIRA, 2019).

3.5.1. Processos de rearranjo de drenagem em margens passivas

Davis (1889) foi um dos responsáveis pela sistematização e a apresentação a comunidade geomorfológica de diversos conceitos de evolução e rearranjo de drenagem, onde posteriormente resultaria em seu Ciclo Geográfico.

Figura 8. Ciclo geográfico de Davis.



Fonte: Davis (1909).

Morisawa (1989) destacou que mesmo com a popularidade dos conceitos de ciclos de erosão e peneplanação, em comparação a outras concepções modernas de drenagem, reversão de drenagem, migração de divisores, controle estrutural de canais etc.; ainda representam pontos de debate de considerável peso nos estudos geomorfológicos contemporâneos.

Oliveira (2019) aponta que a respeito dos processos de rearranjo fluvial em margens passivas, diversos estudos destacam a complexidade da evolução da drenagem nesses ambientes (PRINCE; SPOTILA; HENIKA, 2010; 2011; WILLET *et al.*, 2014; LAVARNI *et al.*, 2016; SANTOS, 2017; SORDI *et al.*, 2018), onde nem sempre se comporta de maneira esperada para regiões de estabilidade tectônica. Contudo é necessário maior detalhamento sobre os possíveis controles morfo (neo) tectônicos em sua atual configuração.

Os controles estruturais, também denominados como tectônicos passivos, são responsáveis pelo condicionamento geral dos padrões de canais. Estes são herdades de ciclos de reorganização tectônica anteriores, sendo mais sutis e difíceis de identificar, uma vez que os processos erosivos posteriores podem já ter obliterado as evidências de estruturas pré-existentes (SUMMERFIELD, 1991). Em margens passivas, a influência das heranças tectonoestruturais é o principal elemento responsável pela atual configuração dos sistemas fluviais.

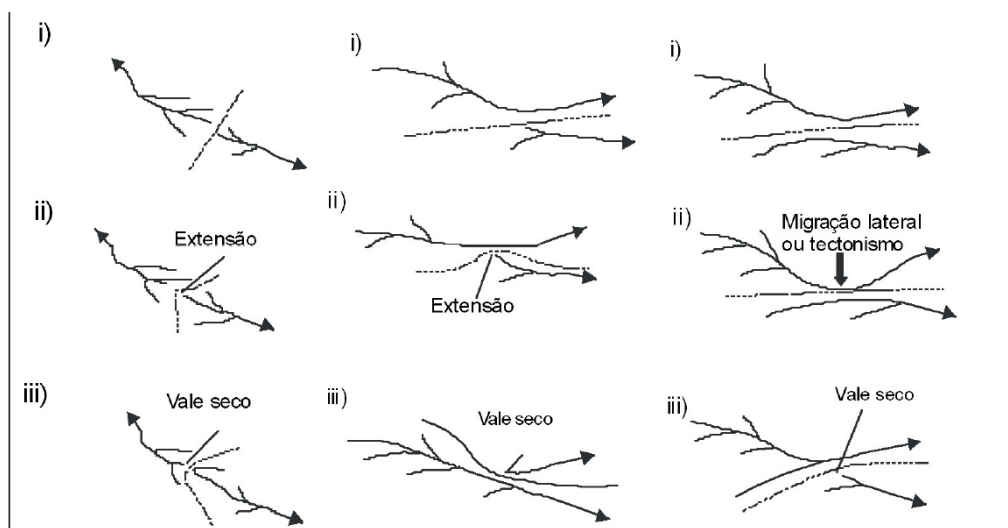
Já os controles tectônicos ativos (falhamento e inclinação do terreno), os quais envolvem a resposta da drenagem à tectônica em curso ou recente, são mais evidentes em margens ativas. Contudo, mesmo em ambientes de relativa quiescência, os efeitos de deformações cenozoicas podem se fazer presentes (SUMMERFIELD, 1991), se apresentando na paisagem como anomalias nos padrões de canal e na geometria das bacias hidrográficas.

3.5.2. Processos de rearranjo da drenagem

É consenso que os sistemas geomórficos tendem a buscar o equilíbrio, tendo em vista as perturbações que podem ser de ordem litoestrutural, tectônica e/ ou climática. Se tratando dos sistemas fluviais, a busca por condições de ajuste (rearranjo da drenagem) influencia diretamente no balanço sedimentar e distribuição da biota, bem como na evolução da paisagem (BISHOP, 1995).

Entende-se por rearranjo de drenagem os processos relacionados a transferência de uma parte ou do todo de um sistema fluvial bem estabelecido para outro (BISHOP, 1995). De acordo com o sistema classificatório de Bishop (1995) para canais de leito rochoso, os processos de rearranjo fluvial podem ser de três tipos: captura fluvial *strictu sensu*, desvio e decapitação.

Figura 9. Rearranjo da drenagem com visão em planta das capturas de drenagem. A linha tracejada é o divisor da drenagem. (a) extensão de cabeceiras de drenagem alinhadas, (b) extensão da cabeceira de uma bacia de menor extensão em direção a bacia adjacente, levando a captura de parte dos canais de drenagem da bacia adjacente e (c) invasão lateral por migração de uma curvatura de um canal ou por tectonismo para uma bacia de drenagem adjacente.



Fonte: Modificado de Bishop (1995).

3.5.3. As capturas fluviais e sua importância para a evolução da paisagem em margens passivas

A erosão remontante ou regressiva é o principal mecanismo responsável pela ocorrência de capturas fluviais, sendo o aumento progressivo do gradiente de declividade regional (STRUTH, BABAULT, TEIXEL, 2015; OLIVERIA, 2019) e o conseqüente rebaixamento do nível de base de condições fundamentais para a ocorrência dos processos de captura. As taxas erosivas nas cabeceiras também podem ser acentuadas pelo processo de solapamento por água subterrânea, o qual promove um contato pré-captura entre os canais envolvidos (PEDERSON, 2001; OLIVEIRA, 2019).

Dentre as evidências morfológicas diagnósticas do processo de captura fluvial, têm-se os cotovelos de captura (*elbows*), padrão de drenagem ortogonal ou afluentes farpados (*barbed drainage*), canais decapitados, canais desajustados (*underfit stream*), baixos divisores e vales secos (*wind gaps*) como possível sedimentação aluvial preservada (SUMMERFIELD, 1991; BISHOP, 1995; PEDERSON, 2001; HACKNEY; CARLING, 2011). *Knickzones*, que correspondem as zonas de ruptura de patamar, podem estar presentes, geralmente associadas a controles estruturais e/ou tectônicas, nos trechos limítrofes entre as drenagens em fase de rearranjo e os sistemas fluviais relictuais (PRINCE; SPOTILA; HENKA, 2010; 2011; ANTÓN et al., 2014).

Prince, Spotila e Henika (2011) destacam a formação de terraços escalonados em virtude do rebaixamento do nível de base nas bacias capturadas. Planícies aluviais pouco desenvolvidas também podem ser esperadas nos ambientes de captura (CHREM et al., 2013; OLIVERIA, 2019).

A ocorrência de capturas pode estar sujeita ou não a controles estruturais (SUMMERFIELD, 1991). Contudo, outros mecanismos desencadeadores de alterações nos gradientes de inclinação do terreno e nível de base se fazem necessários para sua deflagração. No contexto das margens passivas, flutuações climáticas vêm sendo apontadas como o principal indutor de processos de rearranjo de drenagem (PEDERSPON, 2001; SANTOS, 2017; OLIVEIRA, 2019). As perturbações na rede fluvial ocorriam basicamente nas fases de transição de uma condição climática para outra (VANDERBERGHE, 1995).

É consenso que os períodos de transição climática, sejam estes de climas mais úmidos para mais secos ou vice-versa, são seguidos por uma aceleração das taxas de erosão em virtude da alteração do regime de descarga fluvial e/ ou devido a redução da cobertura vegetal (MIKESELL; WEISSMANN; KARACHEWSKI, 2010; OLIVEIRA, 2019). De forma sintética, os atrasos relacionados ao desaparecimento de uma cobertura vegetal para dar lugar à outra mais adaptada às novas condições criam um curto intervalo de tempo onde a dissecação da paisagem se acentua (VANDERBERGHE, 1995). Consequentemente, tem-se um aumento da incisão fluvial nos setores de maior gradiente de declividade, sobretudo nos trechos de cabeceiras intensificando-se os processos de reajuste de canais.

Contudo, para as margens passivas elevadas, a sua própria configuração geomorfológica pode favorecer a ocorrência de capturas fluviais, como aponta Oliveira (2019). Levando-se em consideração a atuação em escala regional de mecanismos tectônicos, flexurais, isostáticos e termiais sustentando as topografias em altas cotas após rifteamento (BLEANKISOP; MOORE, 2013; OLIVEIRA, 2019), a rede de drenagem nesses ambientes está em um estágio constante de desajuste com o nível de base geral. Dessa forma, há sempre energia potencial disponível que pode ser convertida em energia cinética, deflagrando capturas fluviais e outros processos de rearranjo dos sistemas hidrográficos (PRINCE; SPOTILA; HENIKA, 2011; OLIVIERA, 2019).

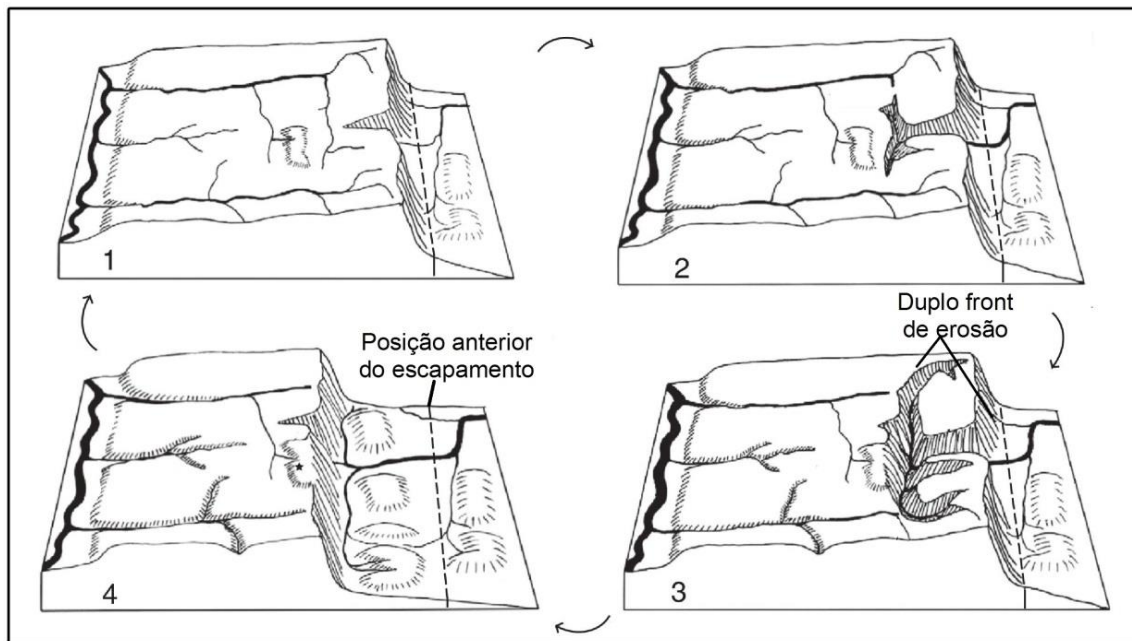
Após o processo de captura, a bacia de drenagem capturada passa a erodir conforme o novo nível de base local rebaixado, o que resulta no encaixamento dos vales e, por conseguinte, no rebaixamento de vertentes e formação de terraços (PRINCE; SPOTILA, HENIKA, 2011; CHEREM et al. 2013; OLIVEIRA, 2019). Tem-se início então uma fase de aceleração na

morfodinâmica de recuo de escarpamento (PRINCE; SPOTILA, HENIKA, 2010), num processo de retroalimentação onde o avanço do divisor gera a captura fluvial, por sua vez, leva ao aumento das taxas de erosão remontante e a um maior avanço da linha divisória da drenagem (OLIVEIRA, 2019).

Após a deflagração, os processos de rearranjo de drenagem passam a ser influenciados diretamente pelo arcabouço litoestrutural. Isso ocorre devido ao fato de que a capacidade erosiva de um canal é condicionada pela resistência do substrato rochoso sobre o qual ele drena, do espaçamento das juntas de fraqueza, da densidade de falhas e fraturas e da configuração dos planos de acamamento (WHIPPLE, HANCOCK; ANDERSON, 2000; OLIVEIRA, 2019). A litologia e a estrutura também exercem controles significativos sobre as taxas de infiltração, e de escoamento superficial (*runoff*), influenciando assim no modo como se dá a incisão (TWIDALE, 2004; OLIVEIRA, 2019).

O modelo de Prince, Spotila e Henika (2010; 2011) tem sua aplicação na margem passiva brasileira a partir dos estudos desenvolvidos por Salgado et al. (2012); Sordi, Salgado e Paisani (2015) e Sordi et al. (2018). Salgado et al. (2012), tendo como área de estudo o divisor entre as bacias dos rios Doce e Paraná, defende um sistema de divisores regionais a partir de um duplo *front* de erosão remontante, como aponta Oliveira (2019).

Figura 10. Modelo de evolução de margens passivas por capturas fluviais.



Fonte: Prince, Spotila e Henika (2010).

O primeiro *front* seria a escarpa posteriormente dita que corresponde ao degrau geomorfológico entre os planaltos escalonados nas quais as bacias analisadas se inserem. A

evolução nesse setor se daria, sobretudo, por recuo lateral das escarpas (*backwearing*) e as taxas de denudação são mais elevadas devido a condicionantes morfológicos (gradiente de declividade) (SALGADO et al., 2012).

Os processos de incisão fluvial e rebaixamento vertical das vertentes (*downwearing*) seriam os predominantes no segundo *front*, onde o recuo do escarpamento permitiria à drenagem do planalto inferior iniciar uma onda de avanço da erosão remontante em direção aos canais do planalto superior (SALGADO et al., 2012). O resultado disso seria uma zona onde as capturas fluviais passariam a controlar a migração lateral do divisor entre as bacias escalonadas.

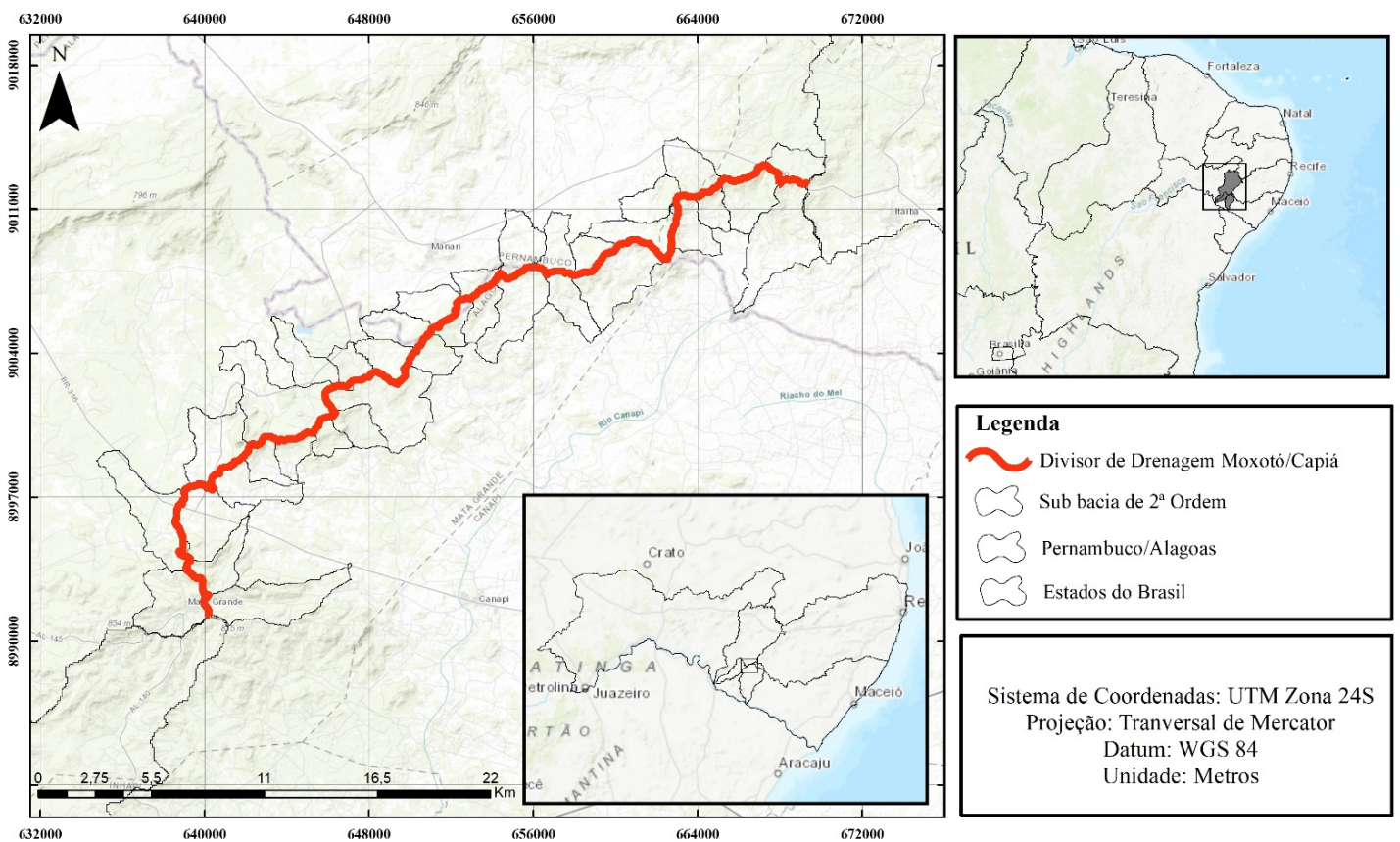
À medida que as drenagens avançam através do grande escarpamento vão consumindo as bacias interiores, este escarpamento deixa de ser o divisor hidrográfico e desta forma surge uma área de captura, conforme apresentado por Sordi, Salgado e Paisani (2015) e Sordi et al., (2018) para o tríplice divisor das bacias dos rios Itajaí-Açu, Uruguai e Paraná, no Planalto das Araucárias. Como destaca Oliveira (2019), os autores também mostram a persistência pós-consolidação dos processos de rearranjo fluvial, marcados por uma considerável variabilidade espacial e temporal nas taxas de denudação quaternárias, além de um acentuado controle litoestrutural.

4. MATERIAIS E METODOS

4.1. Caracterização da área de estudo

A área analisada compreende o divisor de drenagem, localizado entre o alto curso da bacia hidrográfica do rio Capiá (BHRC) e o médio curso da bacia hidrográfica do rio Moxotó (BHRM), o divisor em questão está posicionado sentido Sudoeste-Nordeste (SW-NE/NE-SW), possuindo cotas altimétricas que variam entre 467 e 796 metros. Estando inserida parcialmente no compartimento dos maciços remobilizados Pernambuco-Alagoas do Planalto da Borborema, compreende ainda um setor entre a depressão sertaneja e o planalto sedimentar do Recôncavo Tucano-Jatobá.

Figura 11. Localização da área de estudo.



Elaboração: Melo (2021).

4.1.1. Contexto Geomorfológico

As bacias que têm suas áreas divididas pelo divisor de drenagem analisado, têm nascentes no Planalto da Borborema, no estado de Pernambuco e desaguam, em diferentes cotas altimétricas, no Rio São Francisco, em Alagoas, após drenarem porções variadas do Planalto cristalino da Borborema, Planalto Sedimentar do Jatobá e das depressões circundantes.

No Planalto da Borborema, o relevo é dissecado e demonstra acentuadas evidências de controle estrutural da drenagem, sendo o Lineamento Pernambuco, de *trend* E-W, a principal zona de cisalhamento condicionando a morfologia regional. Lineamentos NE-SW se ramificam a partir desta, condicionando secundariamente o padrão de canais e de dissecção. Os principais afluentes que drenam a partir da cimeira convergem para depressões intraplanálticas marcadas por pedimentos dissecados e diversas feições residuais com morfologia de cristas.

O Planalto sedimentar do Jatobá se apresenta como um conjunto de hemigrábens e *horsts* exibindo dissecção nos setores de encaixamento da drenagem e cimeiras conservadas nos altos estruturais, os quais correspondem aos vales e divisores, respectivamente, em escala local. Relevos sedimentares residuais, como mesas e pináculos, marcam o entorno erodido do planalto.

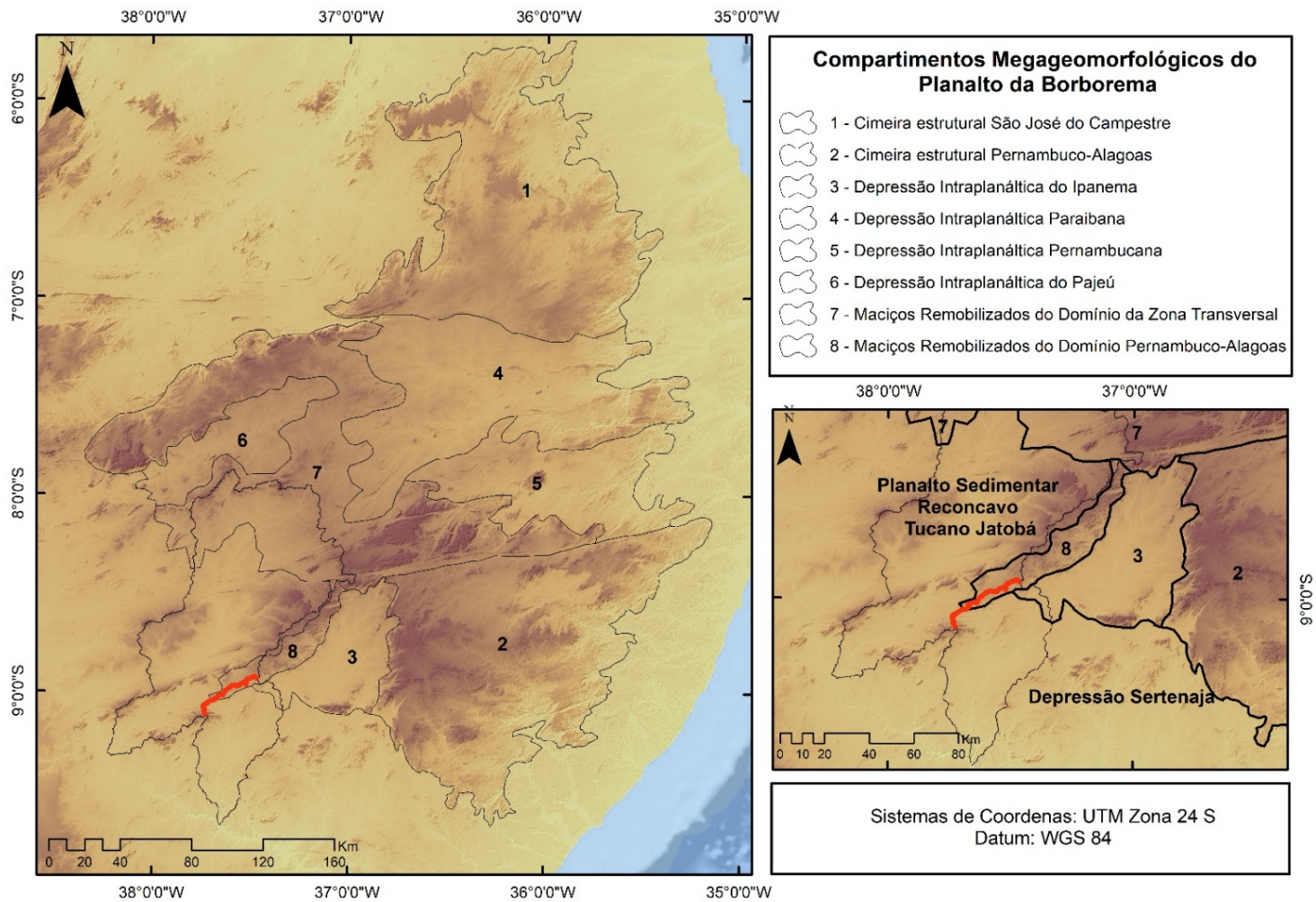
Pedimentos ocorrem a oeste, formando depressões tanto no embasamento cristalino como nos litotipos sedimentares cretáceos da bacia do Jatobá. O grau de dissecção nestes macrocompartimentos é menor em relação aos setores planálticos. Relevos residuais estão presentes nesses dois setores.

O compartimento dos **Maçãos Remobilizados Pernambuco-alagoas** trata-se de uma estreita faixa de relevo escarpado que bordeja o limite leste do Planalto Sedimentar Recôncavo Tucano Jatobá, em continuidade com a superfície cimeira deste compartimento. É estruturada em rochas metamórficas com intensa presença de plútons brasileiros estabelecidos em um alinhamento NNE-SSW. A linha de plútons que define o compartimento, assim como sua encaixante metassedimentar é limitada a leste por uma falha, no contato com a Depressão Intraplanáltica do Ipanema (CORRÊA et al. 2010).

Contudo é importante ressaltar que este setor do planalto Borborema é cercado por depressões, como por exemplo a depressão do Ipanema que também faz parte do grupo dos compartimentos da Megageomorfologia da Borborema (CORRÊA et al. 2010), como também a presença da depressão sertaneja ao sudoeste do planalto.

A Depressão Sertaneja é marcada, essencialmente pela baixura e extensa planura dos vastos pedimentos que são pontuados por *inselbergs* encaixados, plútons de idade neoproterozóica, formando em alguns casos brejos de altitude, enclaves hidrológicos, pedológico e fitogeográfico onde predominam as matas e os Argissolos. Nos entornos predominam os Neossolos, Planossolos Háplicos e Luvisolos (CAVALCANTI, 2010).

Figura 12. Contexto geomorfológico da área de estudo.



Fonte: Organizado pelo autor, modificado de Corrêa et al. 2010.

4.1.2. Contexto Geológico

A geologia conta com porções da folha Aracaju (SC-24), em mapeamento realizado na escala de 1:1.000.000 (CPRM, 2004). A área se desenvolve em litologias que datam do paleoproterozóico ao cenozóico, destacando-se que sobre a área do divisor de drenagem, estendem-se litologias datadas do paleoproterozoico ao neoproterozoico.

A área ocupada por rochas granulares e/ou material inconsolidado se limita a alguns pontos da área total, com exceção da BHRM onde rochas sedimentares mesozóicas e materiais do cenozoico ocupam a porção central da Bacia, no caso dos últimos, constituindo basicamente depósitos colúvio-eluviais e aluvionares.

Datadas do Paleozoico predominam os arenitos da Formação Tacaratu, também na BHRM (CPRM, 2004).

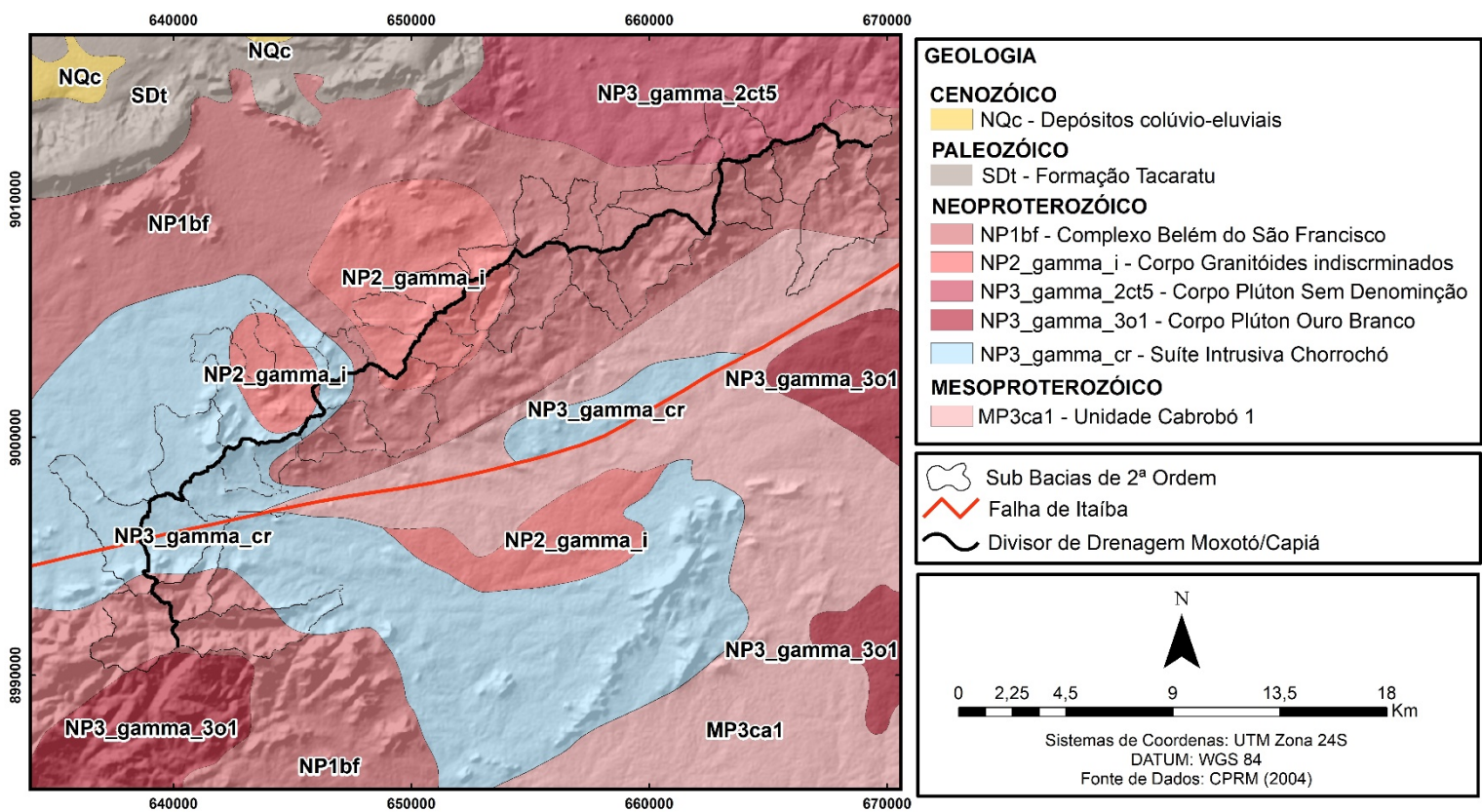
As rochas neoproterozóicas ígneas e metamórficas são as mais abundantes no geral, e

em particular, metagranitóides, granitos, sienitos, dioritos, ortognaisses, quartzitos, paragnatitos e paragnaisses (CPRM, 2004).

As rochas de idade mesoproterozóica predominantes são do Complexo Cabrobó: biotitas, granitoides indiscriminado e micaxistos. Ocupam porções da BHRC (CPRM, 2004).

As rochas presentes abrangem as unidades: Belém do São Francisco, Chorochó, Granitóides indiscriminados e Plúton Sem Denominação Ainda contando com a presença da Falha de Itaíba, que corta sumariamente o alto curso da BRHC e o divisor a sudoeste.

Figura 13. Geologia da área de estudo.



Fonte: CPRM (2004), elaborado pelo autor (2021).

4.1.3. Contexto Climático

O setor analisado no presente estudo, encontra-se inserido no contexto do semiárido nordestino. Como aponta Oliveira (2019), a região possui uma pluviometria que está associada a temperaturas médias elevadas, em torno de 26°C, contribuindo para a ocorrência de taxas elevadas de evapotranspiração potencial e déficit hídrico ao longo da maior parte do ano.

Ressalta-se que tal núcleo de semiaridez está situado em um setor de subsidência das células de circulação de Hadley e Walker, trazendo como resultado o aquecimento do ar na

região por aquecimento adiabático, por consequência na redução da umidade relativa, como postulado por Molion e Bernardo (2002), Reboita et al. (2016) e Oliveira (2019).

Desta maneira, os mecanismos de convecção locais não possuem força suficiente, não conseguindo elevar o ar até as altitudes onde este atingiria a saturação e precipitaria (OLIVEIRA, 2019 apud REBOITA et al., 2006).

Oliveira (2019) e Reboita et al. (2016) apontam para a subsidência favorecida pela Borborema, tendo em vista que sua face a sotavento se acopla aos ramos subsidentes das células de circulação geral, efeito este mais forte no inverno do hemisfério Sul. Desta maneira, existe uma complexa interação de fatores em meso e micro escalas, que proporcionam os baixos totais pluviométricos no semiárido nordestino durante o inverno austral e sua variabilidade intra-anual, porém as principais causas dizem respeito a dinâmica das células de Hadley e Walker.

Com relação aos sistemas atmosféricos em macroescala produtores de precipitação na região semiárida, a Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) é o principal deles (OLIVEIRA, 2019). Tal sistema trata-se de uma banda de nuvens convectivas posicionada em latitudes equatoriais decorrente da convergência entre os ventos alísios de NE e de SE (MELO; CAVALCANTI; SOUZA, 2009).

A migração do sistema supracitado para a sul no verão e outono do Hemisfério Sul resulta nas condições propícias para ocorrência de períodos chuvosos (secos) na porção norte do Nordeste Brasileiro. A variabilidade desta migração resulta numa significativa irregularidade no que diz respeito aos totais pluviométricos no semiárido nordestino.

A ZCIT é condicionada por padrões de teleconexão climática, como o El Niño – Oscilação Sul (ENOS) e o dipolo de temperatura da superfície do mar no Oceano Atlântico Tropical como apontado por Moura e Shukla (1981), Reboita e Santos (2014), Morengo, Torres e Alves (2017). O ENOS corresponde ao ciclo intranual de redistribuição de calor no Oceano Pacífico Equatorial, o qual causa perturbações na circulação zonal a célula de Walker e na convecção tropical (MCPHADEN, 2002; REBOITA; SANTOS, 2014; OLIVEIRA, 2019).

A variabilidade do semiárido nordestino é afetada de forma perspectiva pelo ENOS, sendo os anos de maior estiagem geralmente associados à sua fase positiva (El Niño – aumento da temperatura da superfície do mar no Pacífico Equatorial) enquanto os anos mais chuvosos se relacionam a sua fase negativa (La Niña – redução de temperatura da superfície do mar no Pacífico Equatorial) (RODRIGUES, 2011; RODRIGUES e MCPHADEN, 2014; OLIVERA, 2019).

A ZCIT tem sua máxima atuação sobre o semiárido nordestino no trimestre que

corresponde aos meses de fevereiro-março-abril, época em que a temperatura da superfície do mar no Atlântico Norte e alísios de SE estão enfraquecidos em relação aos alísios de NE (MOLION e BERNARDO, 2020; POLZIN; HASTENRATH, 2014).

Outros sistemas também podem atuar em conjunto coma ZCIT, fortalecendo os seus efeitos. Em meso escala, pode-se ter atuação de Vórtices Ciclônicos de Altos Níveis (VCANs), os quais promovem convecção e precipitação em sua periferia e uma área de alta pressão e estiagem em seu centro. Este tem sua formação sobre o Atlântico, geralmente entre novembro e março (com maior frequência entre os meses de janeiro e fevereiro), avançando para leste produzindo chuvas em algumas localidades do semiárido e tempo seco em outras (FERREIRA; RAMIREZ; GAN, 2009; OLIVEIRA, 2019).

Se tratando da localidade do setor analisado de forma mais específica, estando muito próxima ao planalto sedimentar tucano-jatobá e inserido no setor dos maciços remobilizados Pernambuco-Alagoas, Cavalcanti e Corrêa (2014) e Oliveira (2019) apontam que nos setores de Cimeira do Planalto da Borborema e ao Planalto Sedimentar Tucano-Jatobá à medida que se vai para Sul, aumentam as cotas altimétricas e os totais pluviométricos, bem como diminuem as temperaturas de um componente orográfico produzindo um sistema de circulação local do tipo vale-montanha.

4.2. DENSIVOLVIMENTO METODOLÓGICO

4.2.1. Materiais Utilizados

Utilizou-se a imagem do Modelo Digital de Elevação utilizada como base foi adquirida a partir do Copernicus DEM, baseado nos dados de satélite de radar adquiridos durante a Missão TanDEM-X, obtida através da base *OpenTopography*, fornecendo acesso ao DSM global de 30m (GLO-30).

4.2.2. Morfometria de Canal

Hierarquização de rede de drenagem

A hierarquização fluvial é entendida como a classificação de um rio ou canal. Esta parametrização permite, entre diversas possibilidades analíticas, a realização de análises morfométricas, de modo a tornar mais objetiva a aplicação de outros índices. Segundo Christofolletti (1974, p. 85) “A hierarquia fluvial consiste no processo de se estabelecer a classificação de determinado curso de água (ou área drenada que lhe pertence) no conjunto total da bacia hidrográfica na qual se encontra”.

Horton (1945) propôs um sistema de classificação de canais fluviais no qual os canais sem afluentes são considerados de 1ª ordem e geram canais de ordem imediatamente superior, 2ª ordem, ao confluírem com canais de ordem igual a sua, e assim sucessivamente. Não obstante, cada canal de determinada ordem maior que 1 pode receber canais de ordem imediatamente inferiores sem alterar a sua tipologia. Além destes critérios iniciais, o sistema hortoniano conta com uma especificidade no que se refere ao canal principal, o qual deve ser formado por ordem constante desde a nascente até a desembocadura, o que exige mensurações repetidas à medida que surgem confluências com ordens iguais no curso principal, a fim de determinar qual dos segmentos é o canal principal e qual é o afluente (Figura 14).

Embora as determinações de Horton tenham sido pioneiras e seguidas por muitos pesquisadores (CHRISTOFOLETTI, 1974), outras proposições contam com maior utilização em geomorfologia como a classificação de Strahler (1952), em parte por otimizar a determinação do ordenamento do canal principal.

No mesmo sentido, diferentes metodologias foram propostas para classificar os segmentos fluviais, na tentativa de reduzir subjetividades e melhor adequar a prática às condições reais do terreno. De maneira geral, coexistem duas modificações significativas à proposta inicial de Horton (1945). Sendo elas as de Scheidegger (1965) e Strahler (1952), as quais eliminaram a necessidade de ordem constante no canal principal (Figura 14).

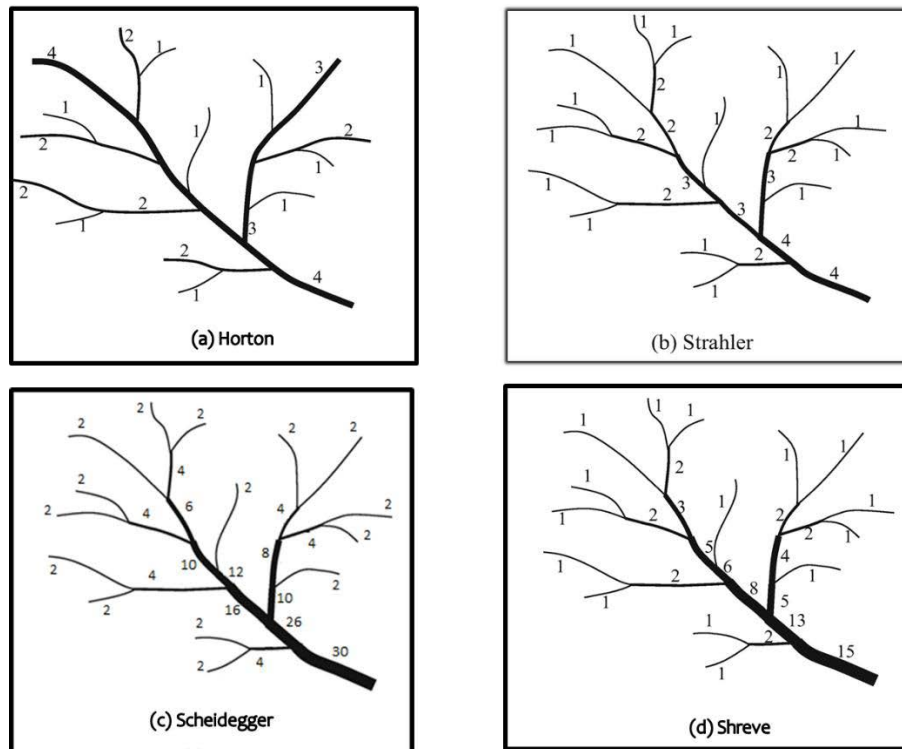
A principal proposta apresentada com modificações foi a de Strahler (1952). No sistema apresentado, o canal principal não necessita manter constante o número de ordem da nascente a última confluência, mas apresenta as mesmas regras no que se refere à determinação dos canais de 1ª ordem e geração de canais de ordem superior. Os canais de 1ª ordem são aqueles sem afluentes, representando os menores segmentos da rede de drenagem. A confluência de dois canais de 1ª ordem dá início a um canal de 2ª ordem, o qual recebe canais de ordem inferior, sem alterar a própria, e assim, sucessivamente. De maneira geral, a confluência de dois canais de ordem igual dá início a um segmento de ordem maior, o qual recebe afluentes de qualquer ordem inferior à sua e que, ao confluir com segmento de ordem igual, gera um novo segmento de ordem imediatamente superior. As maiores modificações foram estabelecidas no sistema de Scheidgger (1965).

Na proposta de Scheidgger (1965) são analisados os ligamentos fluviais, ou trechos entre confluências. Os trechos são ordenados considerando a confluência de todos os segmentos fluviais a montante, representando, portanto, o total de segmentos iniciais, que na ordenação de Scheidgger equivalem a dois. Assim, a confluência de 2 segmentos iniciais gera canais de 4ª ordem, a confluência de dois canais de 4ª constitui um trecho de 8ª ordem, havendo assim uma somatória total dos canais. Todos os segmentos são considerados, levando em consideração que o canal principal é resultado do número total de afluentes iniciais (Figura 14).

Outra importante proposta é a de Shreve (1966; 1967), cujo as considerações de Scheidgger (1965) são mantidas, havendo modificações na classificação da ordem dos canais iniciais que são entendidos como de 1ª ordem e, de forma semelhante, são avaliados os segmentos representando sua magnitude, ou magnitude da bacia drenada (Figura 14).

Os mapas de hierarquização para cada rede de drenagem foram gerados automaticamente em ambiente GIS a partir de modelos digitais de elevação e direção de fluxo, utilizando como parâmetro a ordenação proposta por Strahler (1952).

Figura 14. Diferentes propostas de Hierarquização de drenagem.



Índice de Valores χ

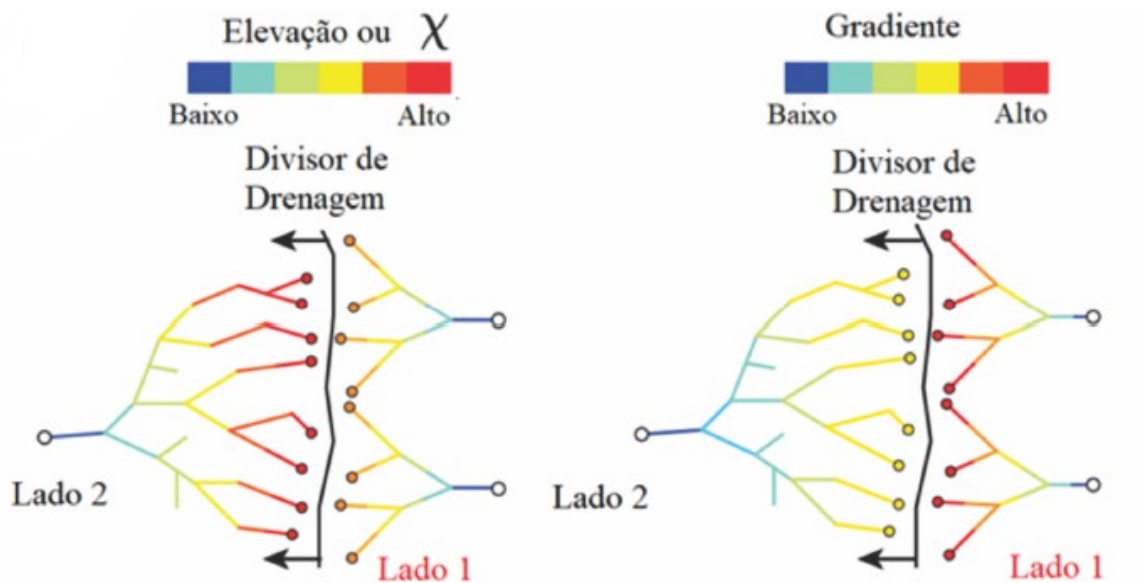
Soille et al. (2003) analisaram uma rede de divisores, observando sua geometria plana e topografia, a partir MDE, e verificaram que podem existir padrões específicos de número e comprimento de segmentos de divisores, quando aplicada análise estatística sobre estes valores em diferentes ordens. Para tanto, as análises topográficas são realizadas com base em métricas que são determinadas para todo o MDE, e que são posteriormente associadas, ou mapeadas, para dividir as bordas e segmentos inteiros de divisores. Como métricas topográficas para análise de divisores, Schwanghart e Scherler (2020), incluíram elevação (z), relevo de encosta (HR) e distância horizontal de fluxo até a rede de drenagem (FD). Também incluíram os cálculos de valores χ em ambos os lados de um divisor, utilizando uma área de referência A_0 de 1m^2 , uma concavidade de referência θ_{ref} de 0,45 e definindo o número de base de x_b de 0 na borda domínio do modelo (Perron e Royden, 2013):

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

O índice de valores de χ foi reinterpretado por Willet et al. (2014) para inferir desequilíbrios geométricos de bacias de drenagem baseado unicamente nas distâncias e áreas

de drenagem. Valores semelhantes de χ em lados opostos de divisores revelariam equilíbrio topológico e o contraste, desequilíbrio, com o divisor migrando na direção de maior χ (o lado de baixo χ consome o lado de maior χ , semelhante aos contrastes de elevação).

Figura 15. Mapas conceituais de migração de divisores. Mapas conceituais de divisores que se movem para a esquerda a partir de quatro diferentes parâmetros (elevação, χ , gradiente e desnível altimétrico).



Fonte: Modificado de Forte & Whipple (2018).

Índice de declividade normalizada (KSN)

A declividade de um canal de drenagem normalizada pela área de drenagem à montante de um θ de referência que é mostrada pela métrica k_{sn} e foi somada às métricas de Gilbert como indicadora de contrastes erosivos em lados opostos de divisores de drenagem como apontam Whipple e Tucker (1999) e Snyder et al. (2000).

Tal parâmetro é uma métrica da declividade do canal corrigida pelas diferenças nas áreas de drenagem, e sua representação pode ser calculada através da seguinte equação:

$$k_{sn} = SA^{\theta_{ref}}$$

onde S é o gradiente local do canal, definido como positivo e com sentido à jusante, A como a área de drenagem que se encontra à montante do ponto de medida, e θ_{ref} como um índice de concavidade do canal (adimensional). Estudos teóricos e empíricos demonstram que há relação intrínseca entre o k_{sn} e a taxa de erosão do canal E de determinada região (KIRBY e

WHIPPLE, 2012). Essa relação pode ser expressa pela equação:

$$E = ak_{sn}^f$$

Onde o valor de α é dependente dos fatores de erodibilidade das rochas e do clima da região, e f depende da interação do limiar da erosão e a variabilidade do escoamento da drenagem.

Conforme dito anteriormente, o divisor migra na direção da menor taxa de erosão, de forma geral, isto requer que um lado possua menor declividade e nível de base mais elevado, e outro lado com maior declividade mais acentuada e nível de base rebaixado.

4.2.3. Análise Estrutural

Extração de feições lineares de relevo

Os lineamentos podem ser compreendidos como feições espaciais, tais como cristas, bordas de áreas elevadas, alinhamentos de contatos geológicos, ravinas ou vales, e fraturas ou zonas de falhas visíveis (CORRÊA e FONSÊCA, 2010).

O conceito de lineamentos comumente utilizado, é o proposto por Etchebehere, Saad e Fulfaro (2007), onde são definidos como “feições lineares topográficas ou tonais observáveis nas imagens fotográficas, que podem representar descontinuidades estruturais”. Esses traços foram anotados de forma que pudessem ser evitadas interferências de extensões ou continuidades no terreno, limitando-se, mais fielmente possível, ao aspecto factual observado nas imagens de sensores remotos, conforme é reconhecido por diversos autores (LIU, 1984; RICCOMINI E CRÓSTA, 1988; TAYLOR, 1988; CORRÊA e FONSÊCA, 2010).

Os lineamentos de relevo serão extraídos a partir de metodologia proposta por Chiessi (2004) na qual os lineamentos são mapeados a partir de modelos de relevo sombreado. Estes serão elaborados a partir de MDEs. A metodologia permite a análise dos lineamentos em diferentes ângulos de iluminação, sendo trabalhados os azimutes de 45°, 90°, 315° e 360°. De maneira a validar a extração dos lineamentos e como subproduto do sombreamento do MDE, serão confeccionadas em ambiente digital mapas de direções de encosta para cada bacia, os quais serão confrontados com a direção preferencial dos lineamentos. A direção será determinada a partir da confecção de diagramas de rosetas, os quais agrupam os lineamentos de acordo com suas direções, desta forma, serão destacados os direcionamentos preferenciais (*trends*) do relevo, os diagramas serão confeccionados separadamente para cada azimute.

4.2.4. Quantificação de assimetria de divisor de drenagem

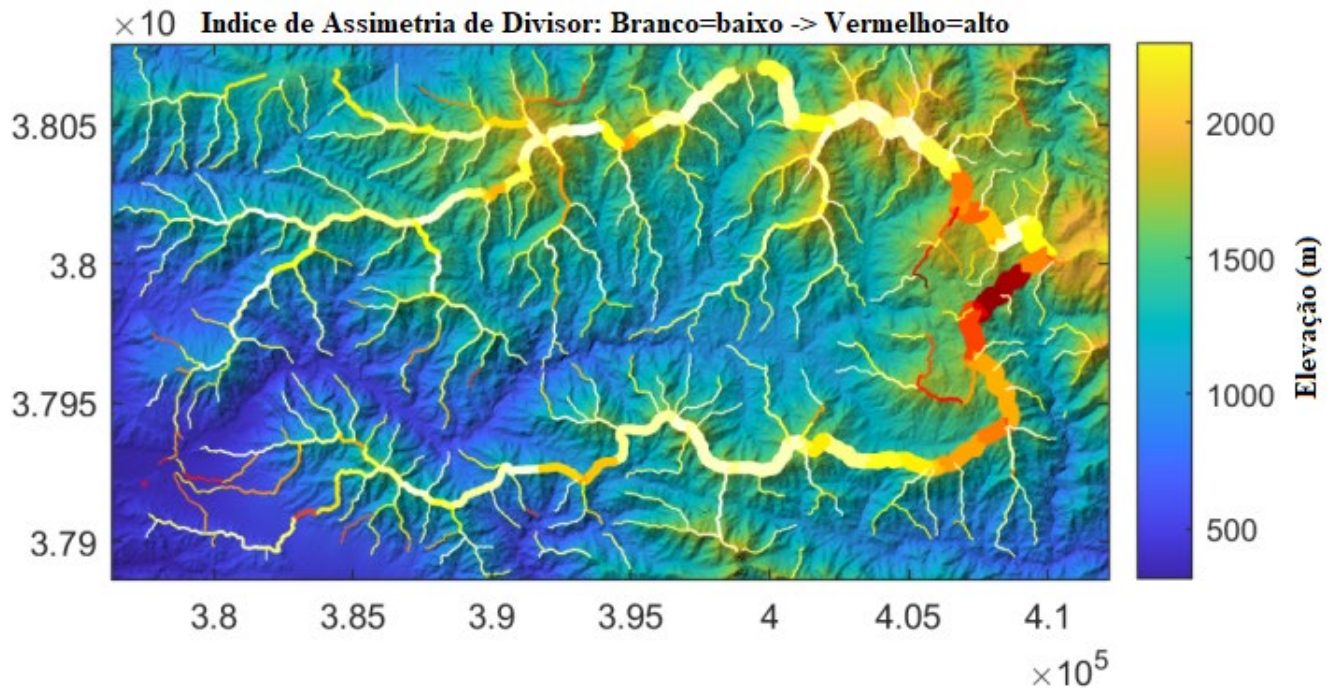
O mapa de assimetria dos divisores apresenta as chamadas *across-divide differences*, ou diferenças através do divisor, de modo a sugerir uma possível mobilidade. Estas diferenças também possuem como base as Métricas de Gilbert e estão correlacionadas geometricamente com os mapas anteriormente descritos. Essas diferenças são quantificadas por meio do Índice de Assimetria do Divisor (IAD).

O Índice de Assimetria de Divisor (IAD), tem como finalidade calcular as diferenças através do divisor, de modo a sugerir uma possível mobilidade, estas diferenças possuem com base as métricas de Gilbert. As variáveis utilizadas para apontar as diferenças do relevo de encosta (*HR*) através dos divisores são, ΔX (variável relacionada com diferenças altimétricas) e ΣX (variável relacionada com diferenças areais), variáveis essas inseridas no Índice de Assimetria de Divisor (IAD), como apontam Schwanghart e Scherler (2020), expressada pela seguinte equação:

$$IAD = \left| \frac{\Delta HR}{\Sigma HR} \right|$$

Nestes mapas foram calculadas as métricas de Gilbert. Nos mapas produzidos foram gerados os divisores por meio do *DIVIDEobj*, função desenvolvida por Scherler & Schwanghart (2020), além dos atributos topográficos já descritos. Após a geração dos mapas, foi feita uma descrição detalhada dos componentes de cada área. Então, ocorreu uma análise visual e quantitativa dos valores obtidos em todos os parâmetros anteriormente citados. Essa análise levou em consideração possíveis anomalias de drenagem em pontos próximos aos divisores de drenagem, assim como diferenças em relação a outras áreas.

Figura 16. Mapa de assimetria de divisor de drenagem.



Fonte: Schwanghart e Scherler (2020).

4.2.5. Morfometria de bacia

Curva hipsométrica

A curva ou integral hipsométrica é calculada a partir da relação entre área de drenagem e determinada faixa de variação altimétrica. Os limites superior e inferior representam respectivamente planos paralelos entre a cota máxima e mínima de valores de altimetria.

A curva hipsométrica representa a distribuição do volume rochoso que compõe uma determinada área, podendo ser aplicada para bacias hidrográficas. Assim, a integral hipsométrica pode ser associada a denudação de uma topografia.

Diante do exposto, o uso tradicional das curvas hipsométricas busca relacionar diferentes padrões de curvas com a idades das paisagens dentro de parâmetros cíclicos. De acordo com Monteiro e Corrêa (2020), curvas convexas são classicamente associadas às superfícies jovens do Ciclo Geográfico, ou recentemente soerguidas, formas em “S” associam-se à superfícies maduras, desenvolvidas o suficiente para estabelecer um arcabouço completo do sistema erosivo, e curvas côncavas associam-se à superfícies velhas, caracterizadas por um longo período de estabilidade tectônica e eustática e arrasamento da superfície primitiva. Cabe ressaltar que Monteiro e Corrêa (2020) verificaram que estas associações clássicas não se aplicaram ao conjunto de drenagens atlânticas do Nordeste Oriental do Brasil, havendo maiores relações com aspectos megageomorfológicos e estruturais da região.

Em suma, é necessário se obter os dados altimétricos da área da bacia. Em seguida, produz-se um gráfico cartesiano normalizado plotando no eixo X os dados de área relativa (a/A) e no eixo Y os dados relativos de altitude (h/H). Os valores de **a** correspondem a área entre dois setores consecutivos, enquanto **A** é a área total da bacia. Da mesma forma, **h** representa a altitude entre dois setores consecutivos e **H** a altitude total da bacia. Para cada bacia serão considerados 100 setores distribuídos entre valores de 0 e 1.

Fator de assimetria de bacia hidrográfica

O fator de assimetria de Bacia Hidrográfica (FABH) (HARE; GARDNER, 1985) é um índice que tem como objetivo a identificação de ocorrência de inclinação em uma bacia de drenagem, que ocorreram através de possíveis causas tectônicas (EL HAMDIUNI et al., 2008). O FABH é definido pela seguinte equação:

$$FABH = 100 \left(\frac{Ar}{At} \right)$$

Onde Ar é a área correspondente a margem direita da bacia e At corresponde a área total da mesma. Os valores de FABH próximos ou iguais a 50 sugerem a ausência de atividade tectônica, enquanto que acima deste valor indicam um possível adernamento da margem direita, enquanto valores abaixo deste valor indicam um possível adernamento da margem esquerda (HARE e GARDNER, 1985).

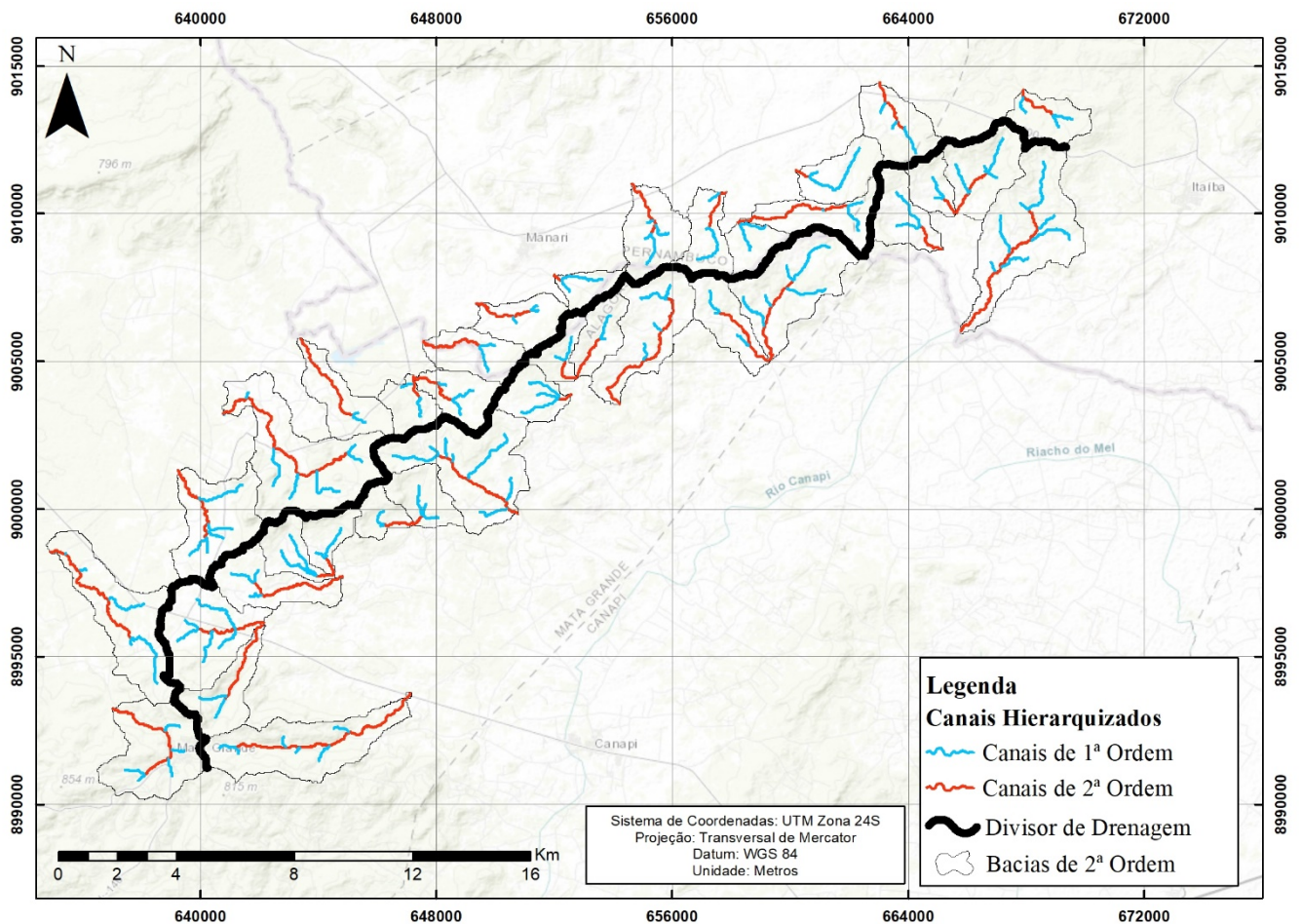
Desta forma, a metodologia utilizada no presente trabalho visa a junção de índices morfométricos utilizados de maneira clássica em análises morfométricas, com índices que são relativamente novos, se tratando de sua aplicação para determinar as dinâmicas observadas em divisores de drenagem, de forma que os resultados possam ser mais concisos, gerando discussões acerca das dinâmicas pertencentes aos objetos de estudo, bem como apresentar métodos atuais para análises desse tipo.

5. RESULTADOS

5.1. Morfometria de canais

A determinação da hierarquia fluvial consiste em um dos primeiros procedimentos a ser realizado ao se estudar bacias de drenagem (CHRISTOFOLETTI, 1974), uma vez que permitem análises pormenorizadas a partir das classes criadas. A hierarquização da rede de drenagem das bacias analisadas de acordo com os parâmetros propostos por Strahler (1952) permitiu agrupar os canais de até segunda ordem das bacias que compõem os setores de cabeceiras do divisor analisado, desta forma foi possível selecionar as 36 sub bacias dos flancos da BHRM e BHRC (Figura 17).

Figura 17. Hierarquização de canais em sub bacias.



Elaboração: Melo (2021).

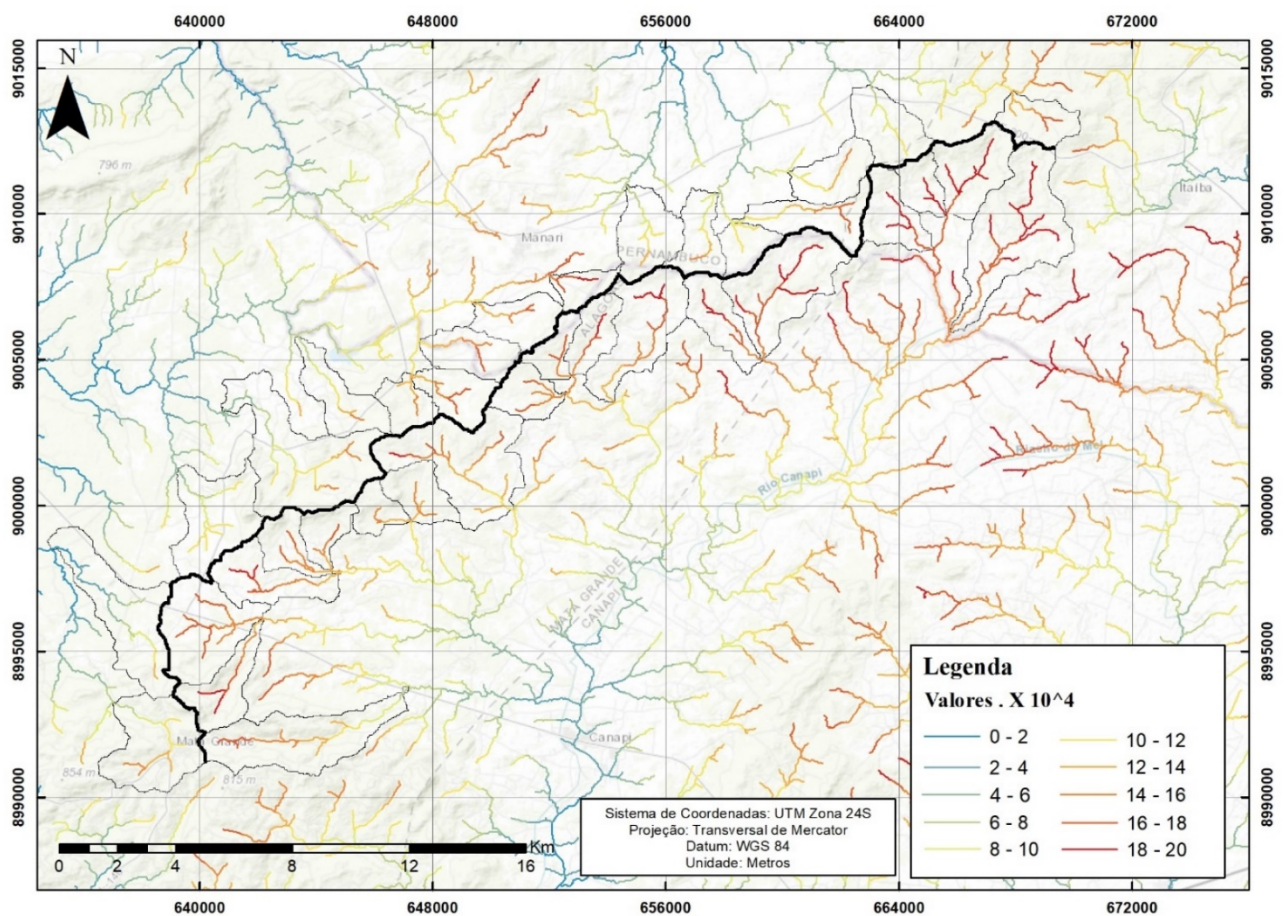
A definição da hierarquia das bacias serviu como base para a aplicação dos índices de valor de χ e o índice de declividade normalizada (Ksn), bem como através deste método foi possível definir as sub bacias de 2ª ordem que circundam o divisor analisado como citado

anteriormente.

O índice de valores de χ , apresenta a dinâmica dos avanços das cabeceiras de drenagem sobre o divisor de drenagem, tal métrica derivada por Royden e Perron (2013), foi reinterpretada por Willet et al. (2014) para inferir desequilíbrios geométricos de bacias de drenagem baseado unicamente nas distâncias e áreas de drenagem. Valores semelhantes de χ em lados opostos de divisores revelariam equilíbrio topológico e o contraste, desequilíbrio, com o divisor migrando na direção de maior χ (o lado de baixo χ consome o lado de maior χ , semelhante aos contrastes de elevação).

Desta forma, com a aplicação do presente índice, as cabeceiras de drenagem analisadas não possuem grandes divergências em seus valores, alterando entre qual dos flancos está avançando sobre o outro (Figura 18), dentro deste cenário, vale ressaltar que os menores valores de χ , estão contidos nas cabeceiras da BHRM desta forma, se tratando exclusivamente do índice de valores de χ , seria possível levantar a hipótese de avanço das cabeceiras da BHRM sobre as pertencentes a BHRC.

Figura 18. Índice de valor de χ .



Elaboração: Melo (2021).

Contudo, Royden e Perron (2013) e Willett *et al.* 2014, os valores de χ ao longo dos canais sofrem influência direta da escolha do nível de base, podendo levar a contrastes espúrios em lados opostos de divisores e uma interpretação errônea da direção de migração do divisor. Desta maneira o uso das métricas de Gilbert são de grande importância para análise de divisores (WHIPPLE *et al.*, 2017).

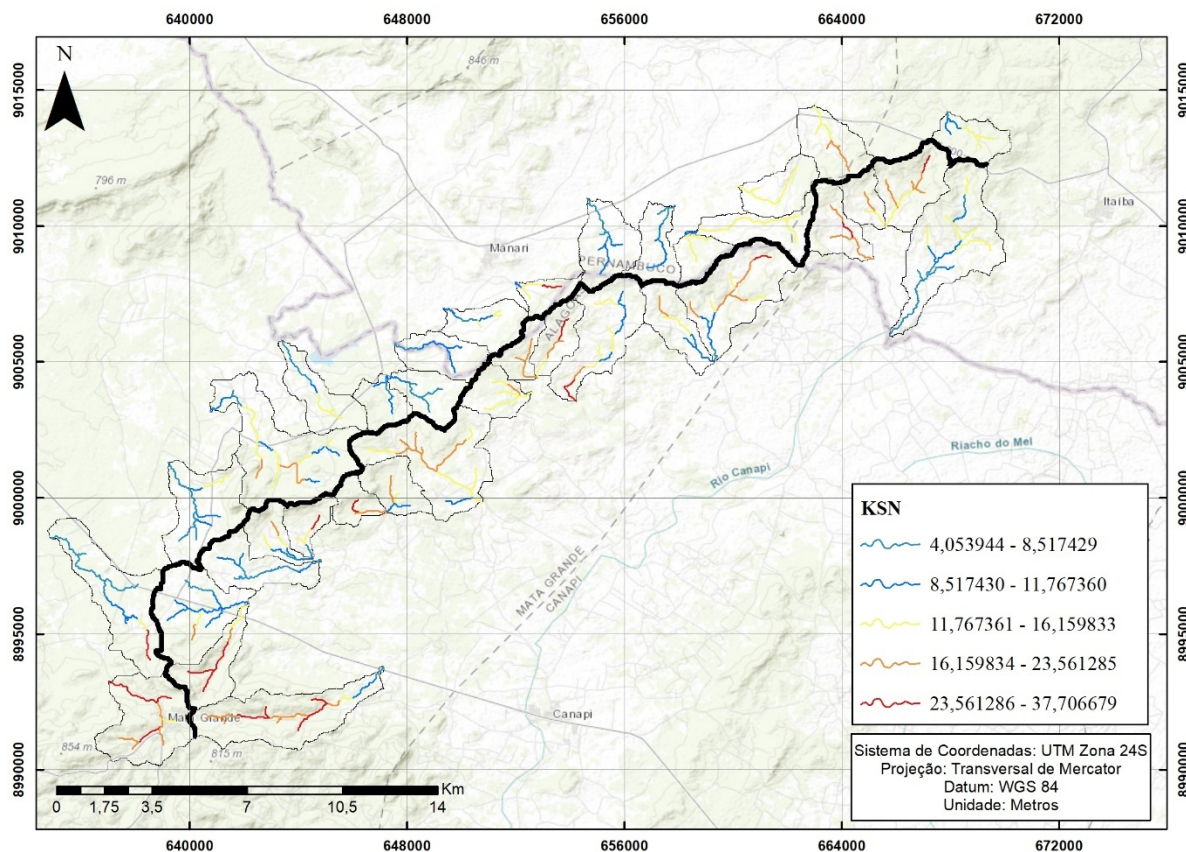
Logo, o uso o índice de valores de χ se torna útil em conjunto com outros índices que auxiliem na compreensão das dinâmicas pertencentes as cabeceiras e divisores de drenagem, como serão abordados nessa seção.

A declividade de um canal de drenagem normalizada pela área de drenagem à montante de um Θ de referência que é mostrada pela métrica Ksn e foi somada às métricas de Gilbert como indicadora de contrastes erosivos em lados opostos de divisores de drenagem como apontam Whipple e Tucker (1999) e Snyder *et al.* (2000).

Conforme dito anteriormente, o divisor migra na direção da menor taxa de erosão, de forma geral, isto requer que um lado possua menor declividade e nível de base mais elevado, e outro lado com maior declividade mais acentuada e nível de base rebaixado.

A aplicação de índice de declividade normalizada (Ksn) apontou que em sua maioria, as taxas de erosão mais elevadas encontram-se nas cabeceiras do flanco da BHRC, indicando assim um avanço destas sobre as cabeceiras do flanco da BHRM (Figura 19).

Figura 19. Índice de declividade normalizada (K_{sn}).

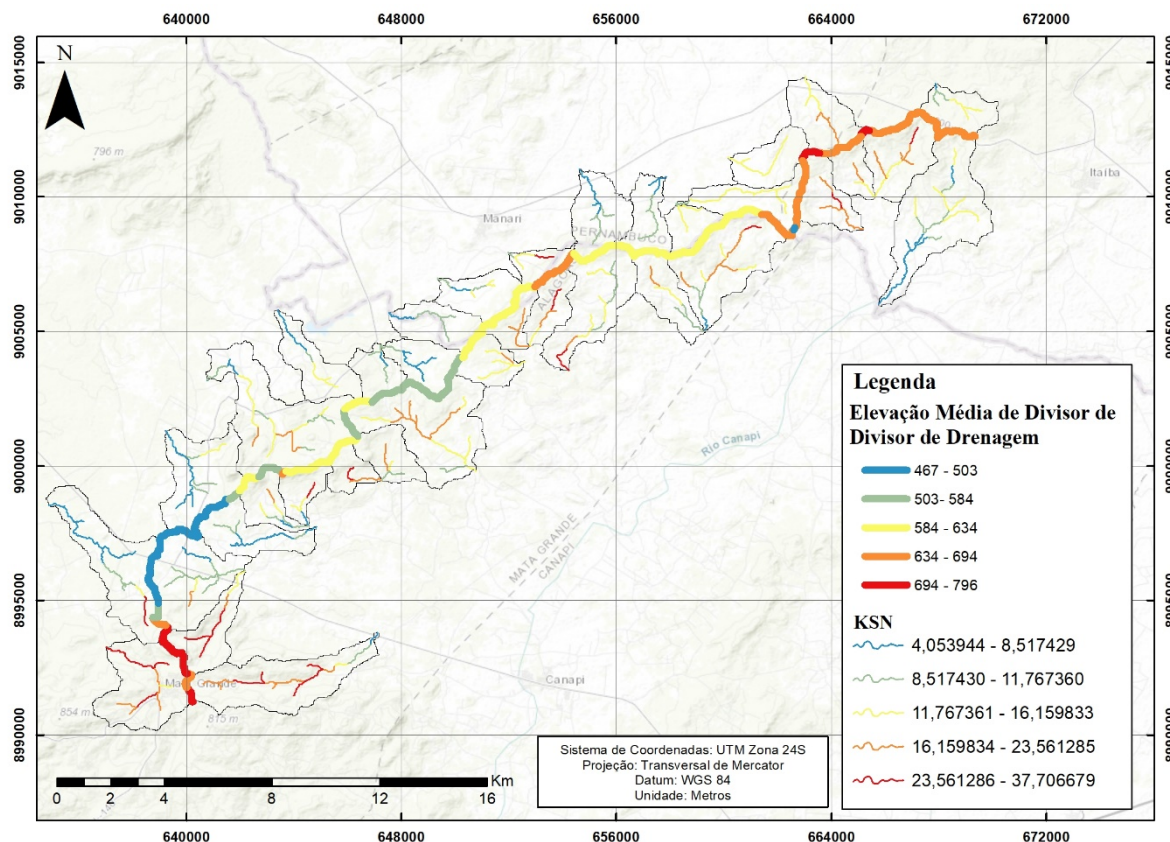


Elaboração: Melo (2021).

Cabe também ressaltar, a relação que pode ser estabelecida entre os valores do K_{sn} , com os valores de altimetria média do divisor de drenagem, onde é possível observar que os setores mais elevados possuem valores mais elevados de K_{sn} , como pode ser observado nas extremidades do divisor. Assim como os setores mais baixos, possuem valores de K_{sn} mais baixos (Figura 20).

Tal configuração está atrelada sobretudo à presença da depressão sertaneja, localizada a leste do divisor, onde se estende através de toda a suíte intrusiva Chorrochó, onde está contido o setor do divisor com menor elevação. Assim, estabelece-se a relação direta com os próprios elementos que constituem a equação do índice de declividade normalizada, em setores rebaixados tem-se menor declividade, logo, menores valores de K_{sn} , serão encontrados com a aplicação do índice.

Figura 20. Elevação média de divisor e índice de declividade normalizada (Ksn).



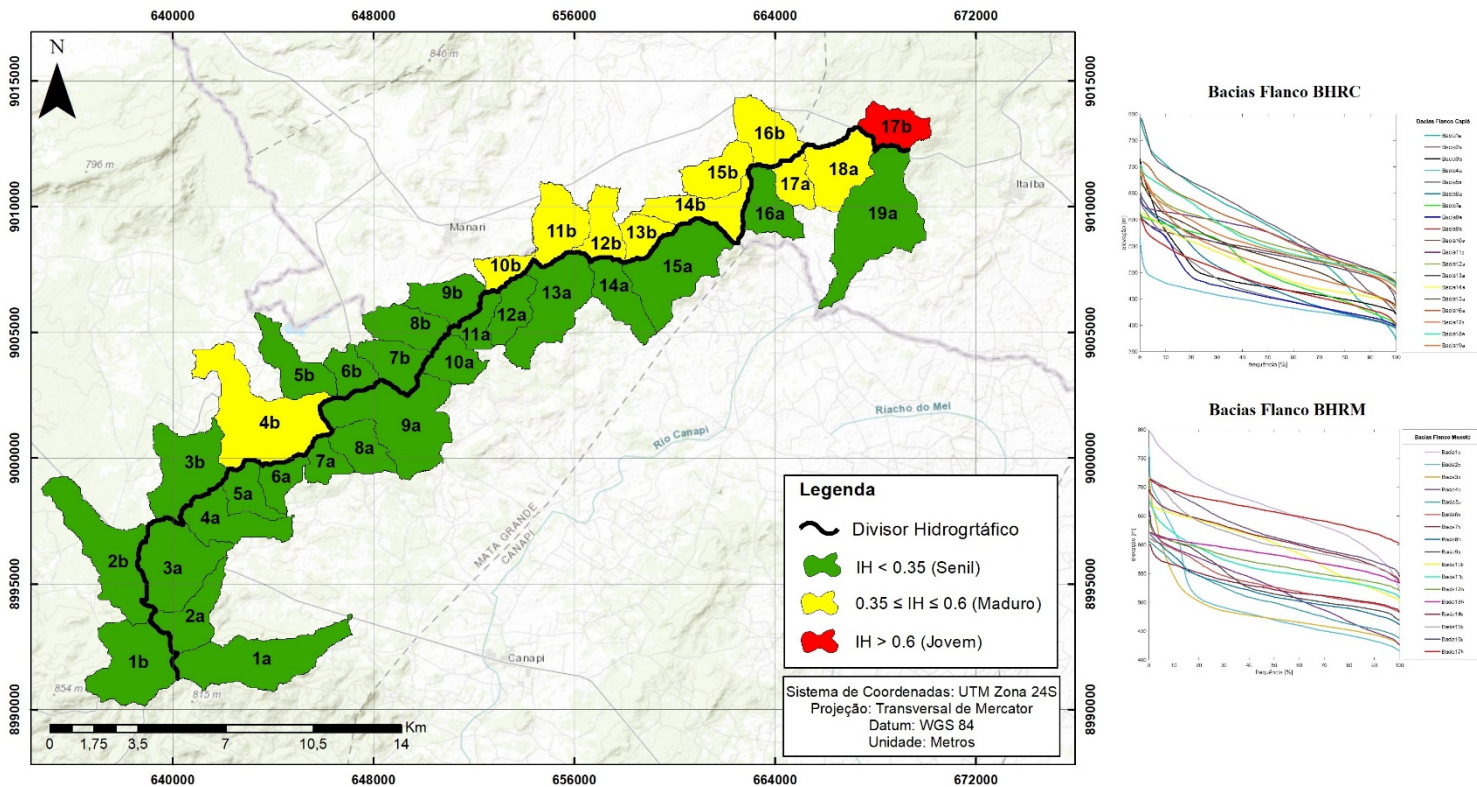
Fonte: Elaborado pelo autor (2021).

5.2. Morfometria de bacia

A análise morfométrica de bacia constituiu-se na elaboração de curvas hipsométricas e o cálculo de suas relativas integrais e a aplicação do fator de assimetria de bacia hidrográfica.

A figura 21 reúne as curvas hipsométricas das 19 sub bacias do flanco da BHRM e das 17 sub bacias do flanco da BHRC, bem como um mapa com as sub bacias classificadas através dos valores das integrais hipsométricas para cada uma das 36 sub bacias, este método é uma relação entre a área e a altitude. As curvas hipsométricas, bem como das integrais, podem ser usadas para relacionar o estágio de denudação de uma superfície, tendo, desta forma, amplo valor explicativo para a geomorfologia, sobretudo quando associada a evolução geológica da área de interesse.

Figura 21. Curvas hipsométricas e mapa de valor de integral hipsométrica.



Fonte: Elaborado pelo autor (2021).

A análise das curvas hipsométricas e dos valores de suas integrais permitiu verificar, de acordo com as interpretações clássicas de Strahler (1954), que em sua grande maioria as sub-bacias encontram-se dentro de um contexto de relevo senil, possuindo um valor menor que 0,35, 10 sub-bacias possuem características de um relevo maduro com valores entre 0,35 e 0,6 e apenas uma com características de relevo jovem com valor superior a 0,6. Em uma espacialização, é possível observar que as bacias pertencentes ao flanco da BHRC têm sua grande maioria então em estágio senil, e mesmo com a quantidade considerável de bacias no mesmo estágio no que diz respeito ao flanco da BHRM, a presença de uma quantidade considerável de bacias em estágio maduro se destaca. Tais configurações podem ser associadas, tanto a geologia, que não possui tanta disparidade em toda a área de estudo, quanto pela ação erosiva que pode ser observada com os valores de K_{sn} .

Outro fator de deve ser levado em consideração é a contribuição atual do entorno da área de estudo, onde a marcante presença da depressão sertaneja, é um indicativo dos processos de denudação que ocorreram na região.

O fator de assimetria de bacia hidrográfica (HARE e GARDNER, 1985) indica, a partir de uma relação entre a área da margem direita e margem esquerda de uma bacia, se ocorreu

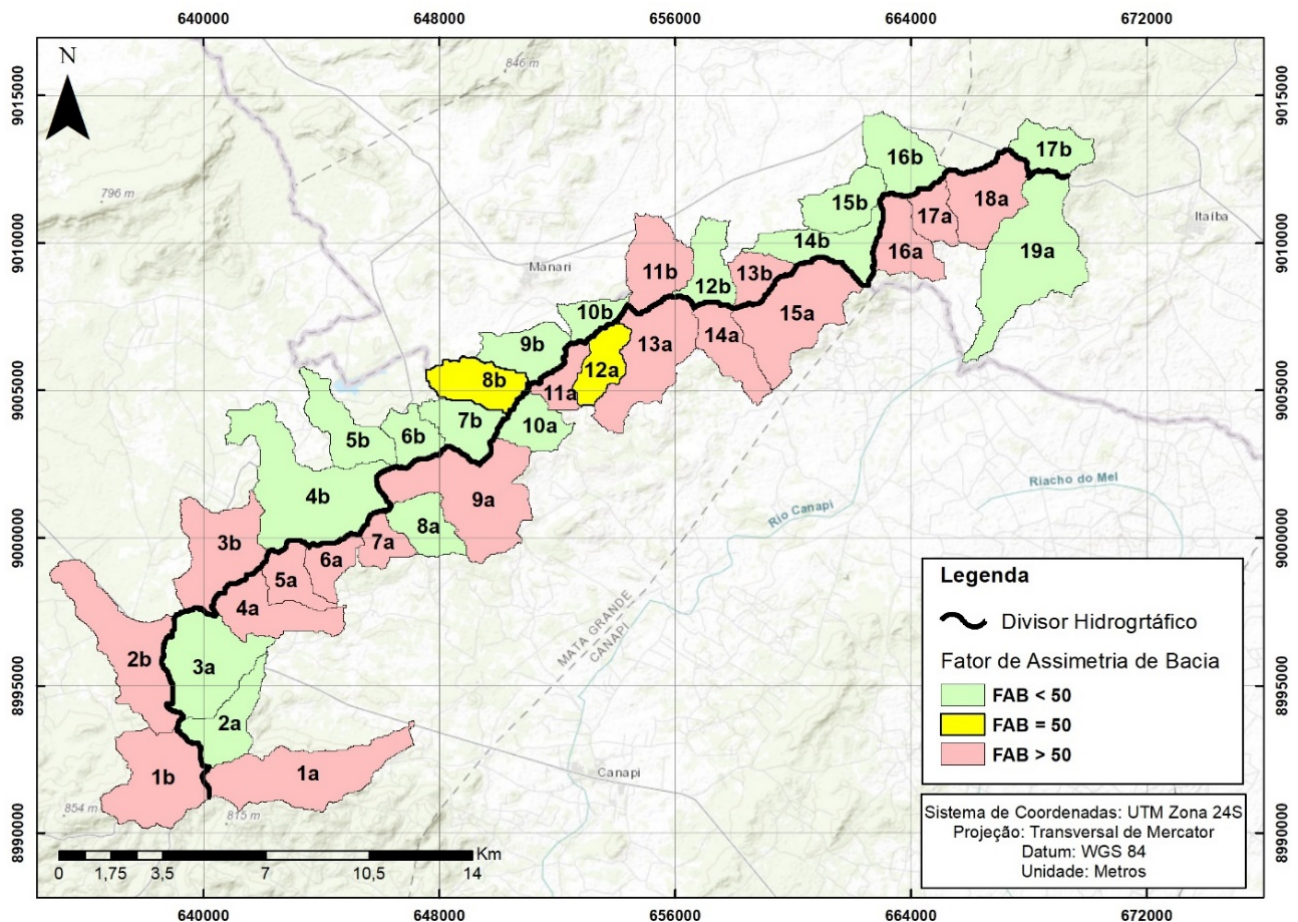
processo de basculamento para uma das direções.

Os valores menores que 50 indicam que deve haver basculamento para a direita, já valores maiores que 50 indicam que pode ter havido basculamento para o lado esquerdo.

Em análise, os flancos das BHRM e BHRC, possuem características que se “espelham” onde em sua maioria as sub bacias do flanco da BHRM possuem a direção do basculamento para a direita e as sub bacia do flanco BHRC possuem direção do basculamento para esquerda, e apenas duas sub bacias localizadas na região central do divisor encontram-se simétricas, com valores iguais a 50 (Figura 22).

Em sua grande maioria os valores encontrados são considerados medianos em relação à atuação tectônica (SANTOS e MORAIS, 2017) (Tabela 1).

Figura 22. Mapa de fator de assimetria de bacia.



Elaboração: Melo (2021).

Tabela 1. FABH das sub bacias dos flancos das BHRC e BHRM.

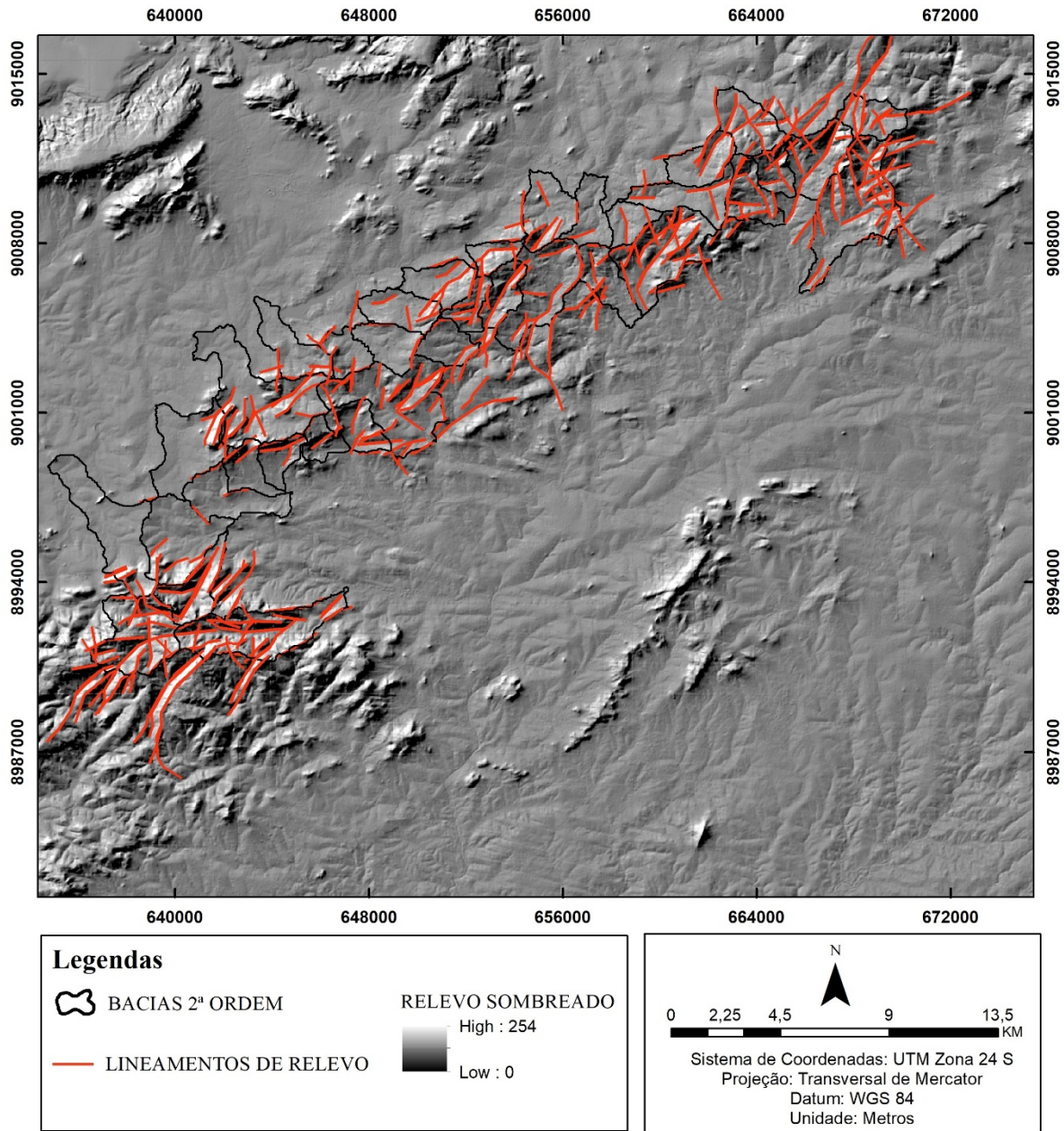
FLANCO - BHRC		FLANCO - BRHM	
SUB BACIAS	FAB	BACIAS	FAB
1a	56,7273	1b	66,9872
2a	49,8099	2b	54,3088
3a	44,3171	3b	72,6284
4a	54,1737	4b	37,7764
5a	72,8339	5b	39,6167
6a	84,5596	6b	45,5128
7a	58,7129	7b	38,0269
8a	38,4524	8b	50,1469
9a	63,8437	9b	21,3204
10a	27,5676	10b	30,7391
11a	77,3981	11b	57,1105
12a	50,8906	12b	41,4511
13a	53,5671	13b	68,3975
14a	60,0486	14b	49,8368
15a	53,8388	15b	45,7827
16a	73,8244	16b	36,5734
17a	56,9221	17b	47,4857
18a	52,6051		
19a	49,0321		

Elaboração: Melo (2021).

5.3. Análise estrutural

Se tratando da análise estrutural, foram extraídos os lineamentos estruturais, para estabelecer os principais conjuntos de direções para a área das bacias de 2ª ordem que circundam o divisor de drenagem, aplicando a metodologia que se constituiu no mapeamento de lineamentos de relevo a partir de modelos de sombreamento *hillshade* (CHIESSI, 2004) em ângulos distintos de iluminação e sombreamento, com a extração dos lineamentos de relevo, foram elaborados diagramas de roseta evidenciando as direções das principais feições estruturais atuantes, os lineamentos de relevo foram mapeados para os azimutes de 45°, 90°, 315° e 316° de acordo com Corrêa e Fonseca (2010).

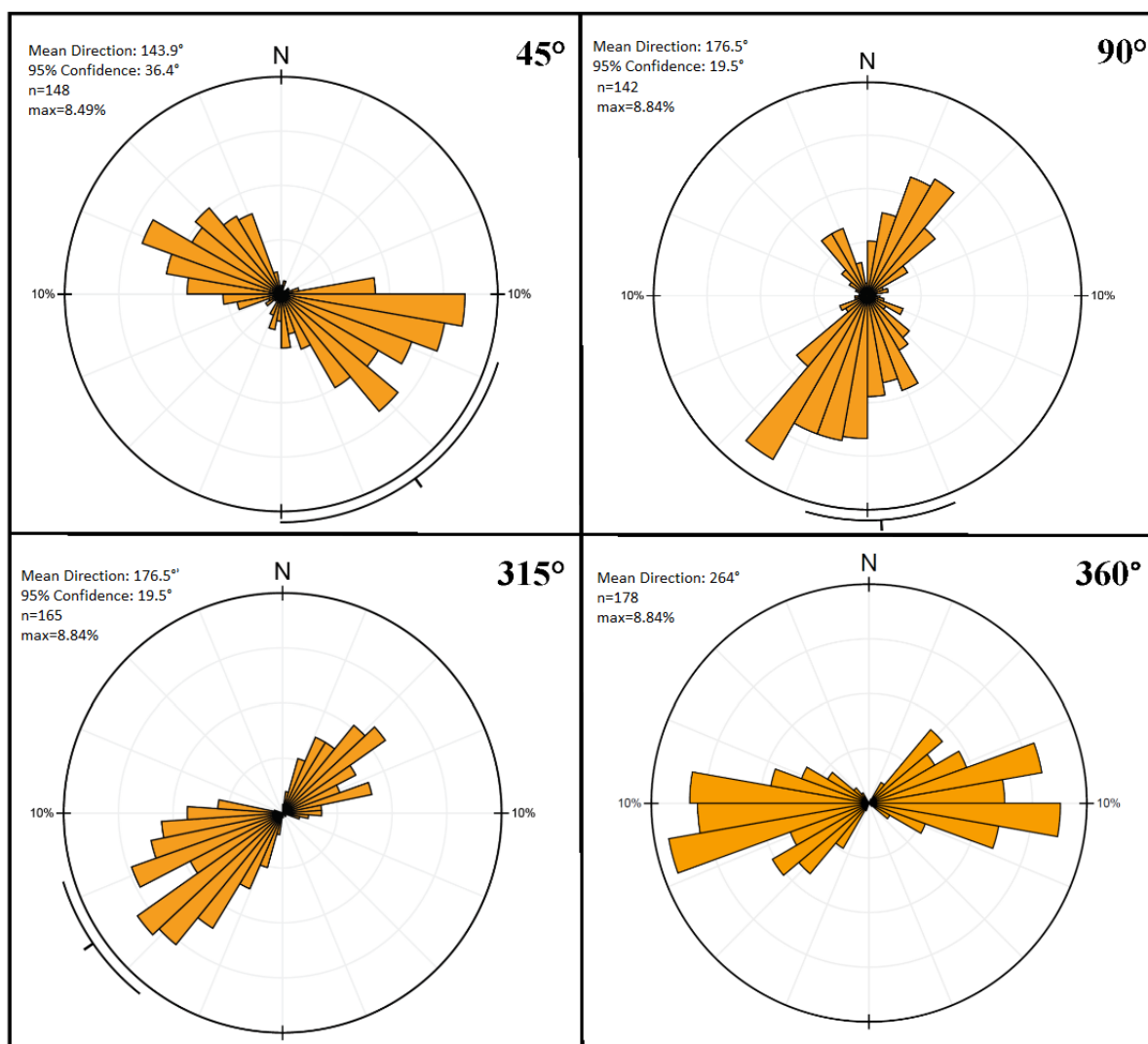
Figura 23. Lineamentos de relevo da área de estudo.



Elaboração: Melo (2021).

Foram mapeados um total de 633 lineamentos de relevo. Sendo 148 lineamentos para o azimute 45°; 142 lineamentos para o azimute 90°; 165 lineamentos para o azimute 315° e 178 lineamentos para o azimute 360°. Onde foram encontradas as seguintes direções preferenciais para cada azimute respectivamente: NW-SE (45°), SW-NE (90°), SW-NE (315°) e SW-NE (360°).

Figura 24. Diagramas de roseta dos azimutes de 45°, 90°, 315° e 360°



Elaboração: Melo (2021).

Os *trends* em sua maioria seguem o padrão que é visto nas estruturas presentes na região, sobre tudo a falha de Itaíba que possui sentido SW-NE.

Os lineamentos de direção de SW-NE são os mais evidentes nas rosetas confeccionadas para os azimutes 90°, 315° e 360°, estando associadas às estruturas (falhas e zonas de cisalhamento) onde pode-se observar a marcante presença da falha de Itaíba, que possui direção semelhante aos lineamentos dos azimutes supracitados, onde a relação entre os lineamentos e a falha de Itaíba se torna aparente.

Já com relação a direção preferencial do azimuth 45°, pode-se observar uma maior concentração de lineamentos, de forma mais densa nas áreas de cabeceira de drenagem, podendo ser associado à uma maior declividade da área e estando relacionado a propriedades de resistência das rochas que permitem ou dificultam o entalhamento da rede de drenagem

(CORRÊA e FONSECA, 2010).

5.4. Quantificação de assimetria de divisor de drenagem

Em ambiente virtual os divisores de drenagem são definidos por Scherler e Schwanghart (2020) como linhas que circundam as bacias de drenagem, e quanto mais ramificações o divisor principal maior sua ordem.

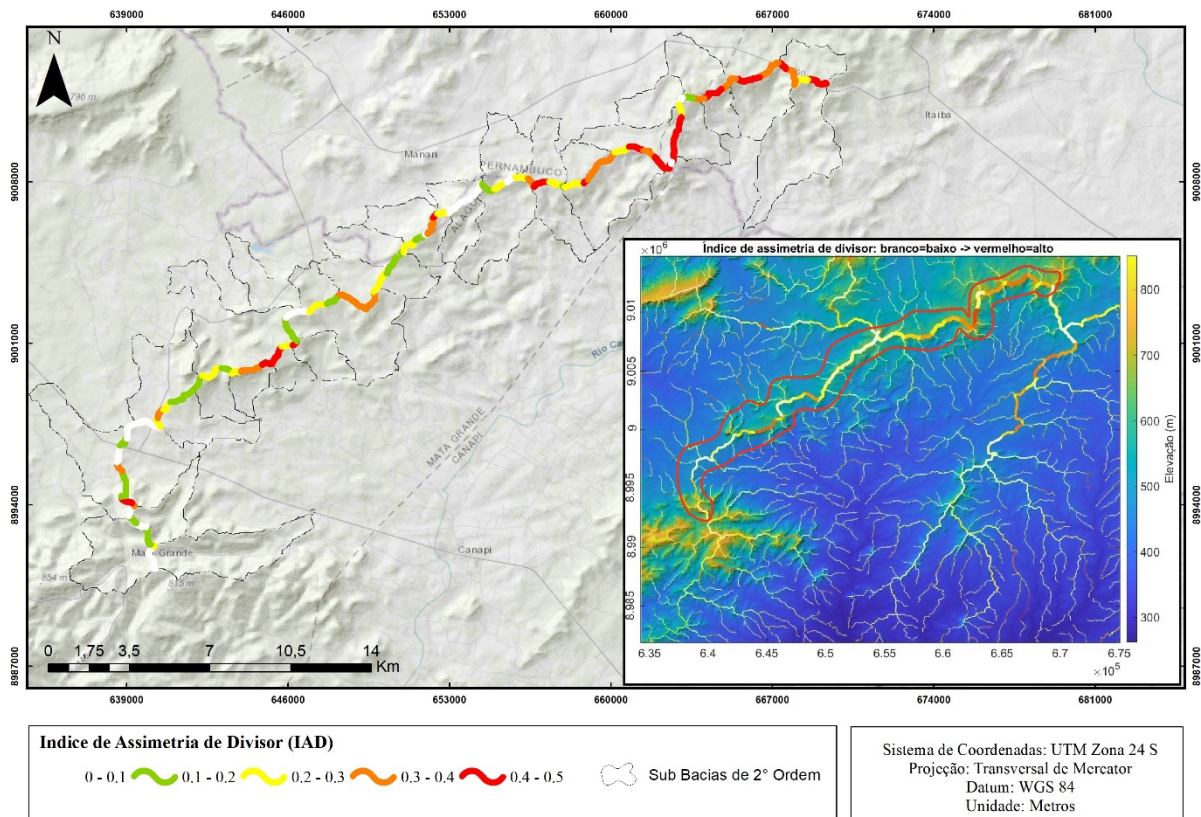
Através destas linhas que circundam as bacias de drenagem, foram quantificadas a assimetria da rede de divisores de drenagem, através da função *across-divide differences* ou diferenças através do divisor, no software MATLAB, a presente função também sugere uma direção preferencial para o seu movimento de migração, as diferenças foram calculadas com base nas métricas de Gilbert, desta forma foi gerado o mapa de assimetria de divisor de drenagem, no próprio MATLAB, contudo os dados foram exportados para o formato *shapefile* para utilização em ambiente GIS, onde o divisor analisado foi selecionado e extraído na rede de divisores.

Os valores do IAD, variam entre 0 e 0,5 como proposto por Scherler e Schwanghart (2020), onde os valores próximos a 0 representam uma assimetria baixa e os valores 0,5 uma assimetria elevada.

Com os dados de IAD exportados, foi possível observar que em grande parte de sua extensão, o divisor apresenta valores de assimetria médios variando entre 0,2 e 0,4; contudo se tratando dos valores mais elevados é possível observar uma maior concentração no setor nordeste do divisor, já os valores mais baixos concentram-se no setor sudoeste do divisor, salvo trechos que se encontram em setores centrais do divisor (Figura 25).

Desta forma, dentro do proposto com aplicação do IAD, é possível afirmar que os valores de assimetria em toda a extensão do divisor, em sua maioria tem-se valores médio-alto, indicando diferentes graus de assimetria do divisor, logo, o divisor em questão é um divisor assimétrico.

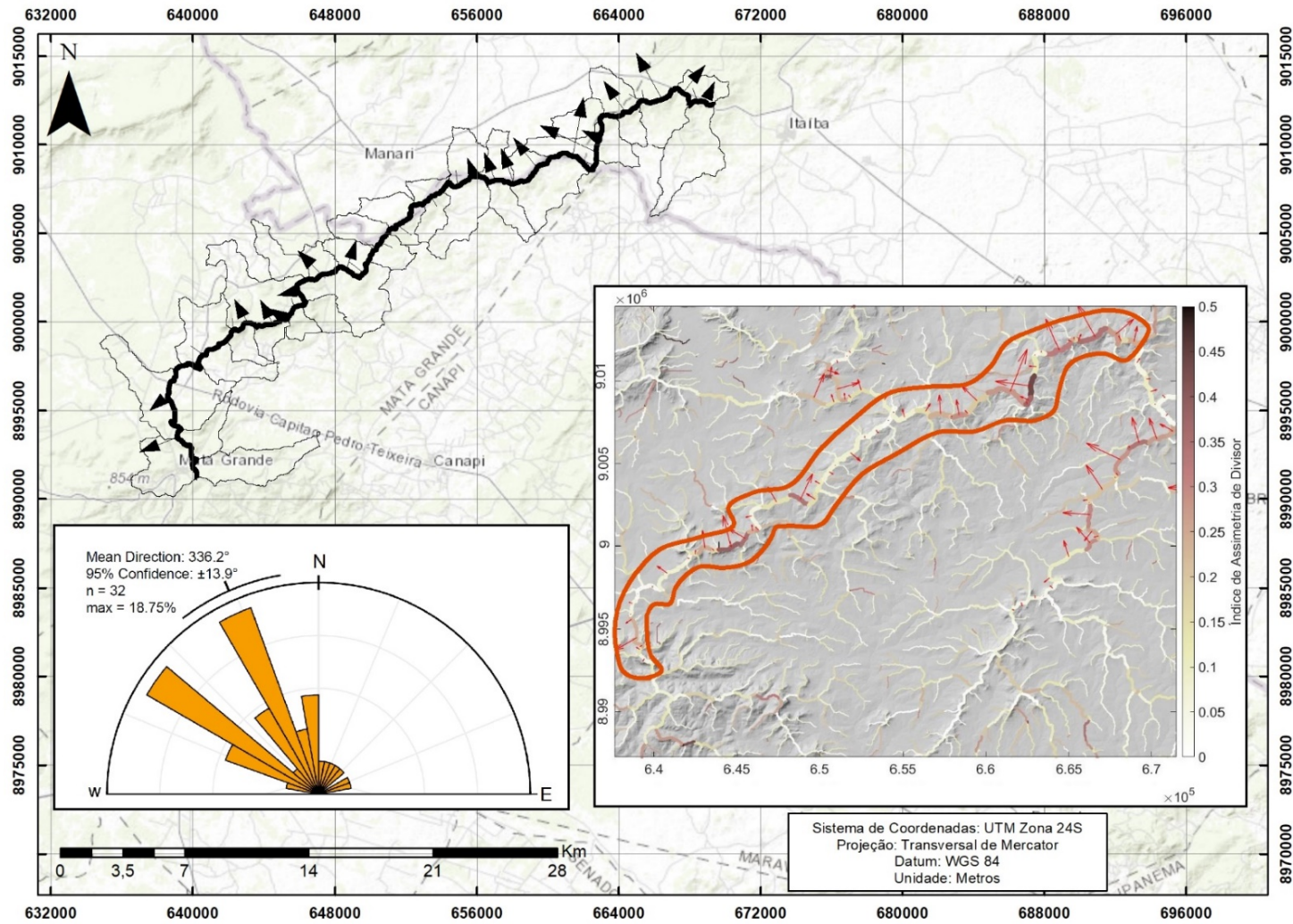
Figura 25. Índice de Assimetria de Divisor (IAD).



Elaboração: Melo (2021).

Outro dado importante que foi obtido com aplicação do IAD, é uma previsão da direção de migração do divisor, onde foi possível observar de acordo com as setas que apontam a direções preferenciais que cada setor tende a migrar, a partir dos azimutes gerados em ambientes *GIS* para setas indicadoras, foi possível gerar um diagrama de roseta para verificar o sentido da direção preferencial do divisor como um todo, onde através do diagrama de roseta, foi possível observar que o divisor tem sua direção de migração preferencial rumo em direção à Noroeste (NW) (Figura 26), dentro deste contexto as cabeceiras da BHRC estão avançando sobre as cabeceiras da BHRM, logo, a BRHM está em processo de perda de áreas para a BRHC.

Figura 26. Direção preferencial de migração de divisor de drenagem.



Elaboração: Melo (2021).

6. CONSIDERAÇÕES FINAIS

Se tratando da análise de canais fluviais, é possível verificar disparidades entre a capacidade erosiva em ambos os flancos do divisor, onde mesmo possuindo substrato rochoso muito semelhante, classificado em rochas metamórficas e ígneas metamórficas, ainda há um destaque para as cabeceiras localizadas no flanco da BHRC, mesmo suas sub bacias possuindo um estágio evolutivo semelhante com aquelas presentes no flanco da BHRM, essa característica compartilhada pode estar ligada ao contexto geral da região onde as mesmas se encontram, com a presença marcante da depressão sertaneja.

O índice de declividade normalizada (Ksn) mostrou-se uma excelente ferramenta para a identificação de taxas erosivas e possíveis avanços de cabeceira, tendo em vista que é um dos principais índices que apontam tal avanço, além de corroborar com os resultados alcançados com o índice de assimetria de divisor (IAD), que identifica setores assimétricos de um divisor, bem como prevê uma direção preferencial de migração para o mesmo. Aponta que o divisor analisado possui características de assimetria, e possui um provável movimento de migração para Noroeste (NW), que corrobora com o avanço das cabeceiras da BHRC sobre o divisor, de forma a agir como um agressor, onde eventualmente assimilará as áreas das cabeceiras pertencentes a BHRM, de forma a ocorrer processos de captura fluvial por recuo de cabeceiras de drenagem.

Outro fator que deve ser levado em consideração acerca do avanço das cabeceiras da BHRC, é o resultado encontrado com a extração de lineamentos de relevo para o azimute 45° , onde ocorre uma maior concentração de lineamentos, de forma mais densa nas áreas de cabeceira de drenagem, indicando por exemplo uma maior declividade. Se tratando da geologia cabe ressaltar também a presença da falha de Itaíba, que está localizada a leste/nordeste do divisor, ressalta-se ainda que o tanto o divisor, quanto a falha possuem a mesma direção preferencial sentido NE-SW/SW-NE, destaca-se também que a falha conta um setor do divisor a noroeste, a presença da falha supracitada pode ser utilizada como uma pista para o avanço das cabeceiras, tendo em vista sua localização.

Por fim, a aplicação dos índices aqui utilizados, tanto para as cabeceiras, quanto para o divisor produziu resultados significativos, no que se trata da aplicação de índices relativamente novos, como por exemplo o IAD, que faz uso das clássicas métricas de Gilbert, onde é possível obter dados que revelam a assimetria do divisor e sua instabilidade, bem como o sentido presencial de seu movimento, traçando relações entre o avanço de cabeceiras de drenagem sobre o divisor de drenagem. Desta forma se tratando o uso da metodologia para estabelecer as

dinâmicas de divisor de drenagem e cabaceiras de drenagem em conjunto com outros índices morfométricos clássicos em análises geomorfológicas, apresentam-se resultados satisfatórios, tendo em vista que os resultados alcançados com a compilação de tais índices, trazem complementos uns aos outros, assim como em outros tipos de análise da paisagem.

Desta forma, cabe ressaltar a importância da integração dos diversos dados gerados através da aplicação de todos os índices, de tal forma que, possam ser traçadas relações mais sólidas, trazendo uma maior compressão no que diz respeito, aos estudos do subsistema divisor-cabaceira de drenagem.

REFERÊNCIAS

- AB'SABER, A. N. (1957) O problema das conexões antigas e da separação da drenagem do Paraíba e do Tietê. *Geomorfologia* 26. São Paulo, Instituto de Geografia da USP, p. 38-49.
- AHNERT, F. (1998) Introduction to Geomorphology. Ed by Arnold, London: 352 p.
- BISHOP, P. (1995) Drainage rearrangement by river capture, beheading and diversion. *Progress in Physical Geography* 19, 4, p. 449-473.
- BRADLEY, D. C. Passive margins through earth history. **Earth-Science Reviews**, v. 91, p. 1-26, 2008.
- BÜDEL, J. **Climatic geomorphology**. Princeton: Princeton University Press, 1982, 443 p.
- CASSETI, V. **Geomorfologia**. [S.l.]: [2005]. Disponível em: <<http://www.funape.org.br/geomorfologia/>>. Acesso em: 20 jun. 2020.
- CASTANHEIRA, M., FREITAS, M., & SARTI, T. Evolução da rede de drenagem controlada por nível de base regional e evidências do processo de captura fluvial no médio vale do rio Paraíba do Sul. In: VI Simpósio Nacional de Geomorfologia/Regional Conference on Geomorphology – Goiânia/GO, 1-10, 2006.
- CAVALCANTI, L. C. S. **Cartografia de Paisagens: fundamentos**. São Paulo: Oficina de textos, 2014. 95 p.
- CAVALCANTI, L. C. S.; CORRÊA, A. C. B.; ARAÚJO FILHO, J. C. Fundamentos para o mapeamento de geossistemas: uma atualização conceitual. **Geografia**, Rio Claro, v. 35, n. 3, p. 539-551, 2010.
- CHIESSI, C. M. **Tectônica Cenozóica do Maciço Alcalino do Passa Quatro (SP-MG-RJ)**. 2004. 117f. Dissertação (Mestrado em Geologia Sedimentar) – Universidade de São Paulo, São Paulo, 2004.
- CHRISTOFOLETTI, A. (1975). Capturas fluviais. Enciclopédia Mirador Internacional. São Paulo, vol. 5, p. 2.049-2.051.
- CHRISTOFOLETTI, A. (1977) Considerações sobre o nível de base, rupturas de declive, capturas fluviais e morfogênese do perfil longitudinal. *Geografia*, 2 (4), p. 81-102.
- CHRISTOFOLETTI, A. La noción de equilibrio en geomorfología fluvial. *Revista de Geografía Norte Grande*, 8, 69-86, 1981.
- CLARK, M. K et al. Surface uplift, tectonics, and erosion of eastern Tibet from large-scale drainage patterns. *Tectonics*, v. 23, p. 1-20, 2004.
- CORRÊA et. al. Megageomorfologia e morfoestrutura do Planalto da Borborema. **Revista do Instituto Geológico**, São Paulo, 31 (1/2), p. 35-52, 2010.
- DAVIS, W. M. (1896) La Seine, la Meuse et la Moselle. *Annales de Géographie*. Paris, Armand

Colin et Cie, Editeurs, Tomo V, p. 25-49.

DAVIS, W.M. 1889. The geographycal cycle. *Geographycal Journal*, v.14, p.481-504.

DAVIS, W.M. Base-level, grade, and peneplain. *Journal of Geology*, v.10, p.77- 111. 1902.

DEMEK J. (ed) **Manual of detailed geomorphological mapping**. Praga, IGU, Comm Geomorph. Surv. Mapping, 1972.

DE BOER, D. H. Hierarchies and Spatial Scale in Process Geomorphology: A Review. *Geomorphology* 4:303-318, 1992.

DEWEY J.F., RYAN P.D., ANDERSEN T.B. Orogenic uplift and collapse, crustal thickness, fabrics and metamorphic phase changes: the role of eclogites. *Geological Society*, London, Special Publications, **76**(1): 325–343, 1993.

ETCHEBEHERE, M. L. C.; SAAD, A. R.; FULFARO, V. J. Análise de bacia aplicada à prospecção de água subterrânea no planalto acidental paulista, SP. **Geociências**, São Paulo: UNESP, v.26, n.3, p.229-247, 2007.

FERREIRA, N. J.; RAMÍREZ, M. V.; GAN, M. A. Vórtices ciclônicos de altos níveis que atuam na vizinhança do Nordeste do Brasil. In: CAVALCANTI, I. F. A.; FERREIRA, N. J.; SILVA, M. G. A. J.; DIAS, M. A. F. S. (Orgs.). **Tempo e Clima no Brasil**. São Paulo: Oficina de Textos, 2009. p. 43-60.

FORTE A.M., WHIPPLE K.X. Criteria and tools for determining drainage divide stability. *Earth and Planetary Science Letters*, **493**:102–117, 2018.

GILBERT, G.K. Geological investigations in the Henry Mountains, Utah. *American Nature*, v.2, p.447p, 1877.

GILBERT, K. G. The convexity of hilltops. *The Journal of Geology*, **17**(4), 344-350, 1909.

GONTIJO, A.H.F. Morfotectônica do Médio Vale do Rio Paraíba do Sul: região da serra da Bocaina, Estados de São Paulo e Rio de Janeiro. Rio Claro, 259p, 1999. (Tese de Doutorado. Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista)

GROHMANN, C.H.; RICCOMINI, C.; STEINER, S.S./ *Revista Geografia Acadêmica* v.2 n.2 (viii.2008) 73-83.

HACK, J. Dynamic Equilibrium and Landscape Evolution. In Melhorn. Ed. *Theories of landform Development*. Boston: Allen and Unwin. p. 87-102, 1965.

HACK, J. Interpretation of erosional topography in humid temperate regions. **Amer. Journal of Science**, v. 1, n. 4, p. 80-97, 1960.

HACK, J. Stream-profile analysis and stream-gradient index. **Journal of Research of the United States Geological Survey**, v. 1, n. 4, p. 421-429, 1973.

HACKNEY, C.; CARLING, P. The occurrence of obtuse junction angles and changes in channel width below tributaries along the Mekong River, south-east Asia. **Earth Surface Processes and Landforms**, v. 36, n. 12, p. 1563–1576, 2011.

HAIGH, M. J. The Holon: Hierarchy Theory and Landscape Research. In *Geomorphological Models-Theoretical and Empirical Aspects*, ed. F. Ahnert, pp. 181-192. *Catena Supplement* 10. 1987.

He C., Yang M.C.J., Turowski J., Rao G., Roda-Boluda D., Yuan X. 2021. Constraining tectonic uplift and advection from the main drainage divide of a mountain belt. *Nature Communications*, **12**:544.

HORTON, R. E. Erosional development of streams and their drainage basins: hydrophysical approach to quantitative morphology. **Geological Society of America Bulletin**, v. 56, p. 275-370, 1945.

HOWARD, A.D. Geomorphological systems-equilibrium and dynamics. *American Journal Science*, v.263, p.302-312, 1965.

LEOPOLD, L.B.; WOLMAN, M.G.; MILLER, J.P. Drainage pattern evolution. *Fluvial Processes in Geomorphology*, Freeman & Company, San Francisco, Cap. 10, p.411-432, 1964.

LOPES et al. Teoria Geral dos Sistema nas ciências naturais. *Natureza online* 13 (1): 1-5, 2015.

McKEOWN, F. A. et. al. Analysis of stream-profile data and inferred tectonic activity, Eastern Ozark Mountains region. **U. S. Geological Survey Bulletin**, n. 1807, p. 1-39, 1988.

MELO, A. B. C.; CAVALCANTI, I. F. A.; SOUZA, P. P. Zona de Convergência Intertropical do Atlântico. In: CAVALCANTI, I. F. A.; FERREIRA, N. J.; SILVA, M. G. A. J.; DIAS, M. A. F. S. (Orgs.). **Tempo e Clima no Brasil**. São Paulo: Oficina de Textos, 2009. p. 26-42.

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

OLIVEIRA, D et al. Anomalias de drenagem no Planalto Atlântico Paulista (Brasil) e evidências de capturas de drenagem. In: CONGRESSO NACIONAL DE GEOMORFOLOGIA, 5, 2010, Porto. Anais, 2010.

OLIVEIRA, G. P. EVOLUÇÃO MORFOESTRUTURAL E MORFOTECTÔNICA PÓS-RIFTE DE DIVISORES DE DRENAGEM EM AMBIENTES DE MARGEM PASSIVA: o caso do Nordeste Oriental brasileiro. Recife, 2019. (Dissertação de Mestrado. Universidade Federal De Pernambuco. Centro De Filosofia E Ciências Humanas Programa De Pós-Graduação Em Geografia)

PAISANI, J. C.; PONTELLI, M. E.; GEREMIA, F. Cabeceiras de drenagem da Bacia do Rio Quatorze – Formação Serra Geral (SW do Paraná): Distribuição espacial, propriedades morfológicas e controle estrutural. **RA'eGA**, Curitiba, n. 12, p. 211-219, 2006.

PERRON, J.; ROYDEN, L. An integral approach to bedrock river profile analysis. **Earth**

Surface Processes and Landforms, v. 38, p. 570-576, 2013.

PRINCE, P. S.; SPOTILA, J. A.; HENIKA, W. S. New physical evidence of the role of stream capture in active retreat of the Blue Ridge escarpment, southern Appalachians. **Geomorphology**, n. 123, n. 3-4, p. 305–319, 2010.

PRINCE, P. S.; SPOTILA, J. A.; HENIKA, W. S. Stream capture as driver of transient landscape evolution in a tectonically quiescent setting. **Geology**, v. 39, p. 823–826, 2011.

REBOITA, M. S.; SANTOS, I. A. Influência de alguns padrões de teleconexão na precipitação no norte e nordeste do Brasil. **Revista Brasileira de Climatologia**, Rio de Janeiro, v. 15, n. 10, p. 28-48, 2014.

REBOITA, M. S.; RODRIGUES, M.; PEREIRA, R. A. A.; FREITAS, C. H.; OLIVEIRA, G. M. Causas da semi-aridez no Sertão Nordestino. **Revista Brasileira de Climatologia**, Rio de Janeiro, v. 19, n. 12, p. 254-277, 2016.

Renwick, W. H. 1992. Equilibrium, Disequilibrium, and Nonequilibrium Landforms in the Landscape. In *Geomorphic Systems: Proceedings of the 23rd Binghamton Symposium in Geomorphology*, ed. J. D. Phillips and W. H. Renwick, pp. 265-276. Amsterdam: Elsevier.

RITTER, D. F. The significance of stream capture in the evolution of a piedmont region, southern Montana. Berlin-Stuttgart, *Z. Geomorph. N. F.* 16 (1), p. 83-92, 1962.

SALGADO, A. A. R.; SOBRINHO, L.C.; CHEREM, L. F.; VARAJÃO, C. A. C.; BOURLÈS, DIDIER, L.; BRAUCHER, R.; MARENT, B. R. Estudo da evolução da escarpa entre as bacias do Doce/Paraná em Minas Gerais através da quantificação das taxas de desnudação. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, São Paulo, v. 13, n. 2, p. 213-222, 2012.

SCHUMM, S.A.; HADLEY, R.F. Arroyos and the semiarid cycle of erosion. *American Journal Science*, v.255, p.473-485, 1957.

SEEBER, L.; GORNITZ, V. River profiles along the Himalayan arc as indicators of active tectonics. **Tectonophysics**, v. 92, p. 335-367, 1983.

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

SCHERLER, D., SCHWANGHART, W. Drainage divide networks – Part 2: Response to perturbations. *Earth Surface Dynamics*, 8, 261-274, 2020b.

SNYDER, N.; WHIPPLE, K.; TUCKER, G.; MERRITTS, D. Landscape response to tectonic forcing: DEM analysis of stream profiles in the Mendocino triple junction region, northern California. *Geol. Soc. Am. Bull.*, v. 112, n. 8, p. 1250-1263, 2000.

SORDI M. V.; SALGADO, A. A. R.; PAISANI, J. C. Evolução do relevo em áreas de tríplice divisor de águas regional - o caso do Planalto de Santa Catarina: análise da rede hidrográfica. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, São Paulo, v. 16, p. 435-447, 2015.

SORDI, M. V.; SALGADO, A. A. R.; SIAME L.; BOURLÉS, D.; PAISANI, J. C.; LEANNI, L.; BRAUCHER, R; COUTO, E. V. Implications of drainage rearrangement for passive margin escarpment evolution in southern Brazil. **Geomorphology**, v. 306, p. 155-169, 2018.

SILVA, T.M et al. Anomalias de drenagem e evolução da paisagem no médio vale do rio Paraíba do Sul (RJ/SP). *Anuário do Instituto de Geociências (Rio de Janeiro)*, v. 29, p. 210-224, 2006.

SILVA, T.M; SANTOS, B.P. SISTEMAS DE DRENAGEM E EVOLUÇÃO DA PAISAGEM. *Revista Geográfica Acadêmica* v.4, n.1(2010).

STRAHLER, A.N. Hypsometric (area-altitude) analysis and erosional topography. *Geological Society of America Bulletin*, v. 63, p. 1117-1142, 1952.

SU Q., WANG X., LU H., XIE H. 2020. Dynamic Divide Migration as a Response to Asymmetric Uplift: An Example from the Zhongtiao Shan, North China. *Remote Sensing*, **12**:41 - 88.

SUMMERFIELD, M. A. **Global Geomorphology**. Longman, 537 p, 1991.

THORN, C. E.; e WELFORD, M. R. The equilibrium concept in geomorphology. *Annals of the Association of American Geographers*, 84(4), 666-696, 1994.

VALERIANO, M.M; KUPLICH, T.M.; STORINO, M.; AMARAL, B.D.; Mendes Jr., J.N.; Lima, D.J. 2006. Modeling small watersheds in Brazilian Amazonia with shuttle radar topographic mission-90m data. *Computers & Geosciences*, v.32, p.1169-1181.

WILLETT, S. D.; MCCOY, S. W.; PERRON, J. T.; GOREN, L.; CHEN, C. Dynamic reorganization of river basins. **Science**, v. 343, 1117-1127, 2014.

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

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.

WOODRUFF, C. M. JR. (1977) Stream piracy near the Balcones Fault Zone, Central Texas. *Journal of Geology*, vol. 85, p. 483-490.

ZELILIDIS, A. Drainage evolution in a rifted basin, Corinth graben, Greece. **Geomorphology**, v. 35, p. 69-85, 2000.