



ANÁLISE DOS CONDICIONAMENTOS ESTRUTURAIS DA REDE DE DRENAGEM DE SUB-BACIAS DO ALTO CURSO DO RIO PRETO USANDO ÍNDICES MORFOMÉTRICOS, REGIÃO OESTE DO ESTADO DA BAHIA

Artur Magalhães Brito

Graduando do curso de Geografia, da Universidade Federal do Oeste da Bahia, Brasil

artur.b7623@ufob.edu.br

André Oliveira Souza

Professor Assistente da Universidade Federal do Oeste da Bahia, Brasil

andreas@ufob.edu.br

RESUMO – A morfogênese do relevo resulta de complexo emaranhado de relações e interações ocorrendo interna e externamente ao sistema geomorfológico, de modo que a compreensão da evolução das formas de relevo demanda o uso de diferentes abordagens analíticas. Nesta perspectiva, a região oeste da Bahia exibe relevos que registram a ação de complexos processos morfogenéticos ainda pobremente conhecidos e, desse modo, suscitando a necessidade de estudos geomorfológicos sistematizados. Com base nisso, o presente trabalho se desenvolveu em sub-bacias que compõem o alto curso do Rio Preto, um importante afluente da margem esquerda do Rio Grande que aflui para o Rio São Francisco. Foram utilizadas análises morfométricas com o objetivo de identificar evidências de condicionamentos lito-estruturais da rede de drenagem, os quais seriam expressões geomorfológicas de estruturas geradas ao longo do Ciclo Brasileiro, além de aspectos concernentes à litologia. Foram aplicados os índices de compactidade, circularidade, densidade hidrográfica, SL-index e analisado os perfis longitudinais dos canais principais de cada sub-bacia. Os resultados mostraram evidências de forte controle estrutural da rede de drenagem, os quais estão associados ao mergulho regional do embasamento que sustenta o relevo cuneiforme conhecido como Serra Geral, possíveis reativações neotectônicas de falhas vinculadas à Faixa Móvel Rio Preto, além de soerguimentos que teriam sido evidenciados devido à intensificação dos processos erosivos que ressaltaram rupturas topográficas regionais. Os resultados, apesar de serem ainda incipientes, possibilitam insights para estudos futuros e fornecem as primeiras evidências geomorfológicas de atividades neotectônicas na bacia do Rio Preto.

Palavras-chave: Índices morfométricos, Neotectônica, Bacia do Rio Preto.

STRUCTURAL CONDITIONING ANALYSIS OF THE RIO PRETO UPSTREAM SUB-BASIN DRAINAGE NETWORK USING MORPHOMETRIC INDEXES, WESTERN BAHIA STATE

RESUMEN – Relief morphogenesis results from the complex relationships and interactions occurring internally and externally to the geomorphological system, indicating the importance of the different analytical methods to the understanding on their evolution. From this perspective, the western Bahia region exhibits landforms recording complex morphogenetic processes, which are still poorly known and indicates the necessities of the systematized studies. Based on this, this work was developed in sub-basins integrating the Rio Preto upstream system, an important left bank tributary of the Rio Grande system that flows to the São Francisco River. Morphometric analyses were used in order to identify evidences of the litho-structural framework conditioning the drainage network, showing associations between Brazilian Cycle and modern landscapes. Compactness, circularity, hydrographic density, and SL-index were applied and related with longitudinal profiles from the major rivers of sub-basin located in the upstream of the Rio Preto system. The results shown strong structural control of the drainage network evidences, which are associated with the regional dip of the

basement associated with the cuestas relief regionally known as “Serra Geral”. The results have shown geomorphological evidences of the neotectonic reactivations of structural failure linked to the “Rio Preto” Mobile Belt and regional uplifts, resulting in the erosive processes improvements. Therefore, our results provide the first geomorphological evidence of the neotectonic activities in the Rio Preto basin.

Keywords: Morphometric indexes, Neotectonic, Rio Preto basin.

INTRODUÇÃO

A morfogênese do relevo resulta do equilíbrio entre forças, transporte de massas e distribuição de energia (Tricart, 1974; Penteadó, 1980; Christofolletti, 1980; Summerfield, 1992; Bishop, 2007; Hugget, 2016; Souza e Perez Filho, 2018). Não obstante, limiares de equilíbrio conduzem a diferentes sensibilidades e graus de conectividade entre os múltiplos compartimentos do sistema geomorfológico, resultando em diferenciações espaciais e temporais das paisagens geomorfológicas (Brundsen e Thornes, 1988; Fryirs, 2017). Phillips (2014) discorre que o relevo em sua evolução caracteriza-se por instabilidades dinâmicas, vinculadas a processos convergentes (estáveis) e divergentes (instáveis) que resultam de propriedades emergentes (Phillips, 2011). De acordo com Phillips (2011) as propriedades emergentes ou pseudo-equilíbrios estão associadas a dois princípios básicos: gradientes de seleção e limiares mediados por modulação (threshold mediated modulation). O primeiro relaciona-se a processos geomorfológicos associados ao gradiente de fluxo que persiste e aumenta em detrimento de outras características ou padrões, enquanto o segundo se configura como limiares inerentes ao desenvolvimento do sistema e que podem resultar em comportamentos oscilatórios em torno de qualquer padrão.

Dentre os múltiplos atributos que conduzem a complexas respostas aos processos e dinâmicas geomorfológicas, aqueles relacionados às propriedades litológicas e estruturais controlam os processos e dinâmicas geomorfológicas em diferentes níveis escalares, sobretudo no âmbito da escala de bacias hidrográficas. Nesta perspectiva, o arranjo da rede de drenagem pode revelar condicionamentos autogênicos e alogênicos da evolução da paisagem, conduzindo a uma heterogeneidade de comportamentos quando comparados diferentes sub-sistemas fluviais. Assim, aspectos particulares das litologias aflorantes em determinado trecho do rio, podem se constituir como um fator limitante à incisão fluvial e conduzir a determinados tipos de gradientes de seleção. Por outro lado, um desvio induzido por atividade tectônica ou antrópica de determinado trecho do rio pode resultar em reorganizações da rede de drenagem forçada por processos exteriores ao sistema geomorfológico.

Nesta perspectiva, análises morfométricas são importantes ferramentas para o estudo das respostas às complexas relações entre atributos do sistema geomorfológico (processos autogênicos), assim como às intervenções provenientes de agentes externo a eles (processos alogênicos). Segundo Christofolletti (1969), essa abordagem metodológica tem como objetivo mensurar as formas geomórficas de modo sistemático e racional, possibilitando obter parâmetros para correlações espaciais e temporais. Portanto, estudos de bacias hidrográficas por meio de abordagens quantitativas podem revelar importantes informações sobre as múltiplas respostas geomorfológicas que dinamizam e diversificam os mosaicos paisagísticos.

Destaca-se que a quantificação na Geomorfologia tem sido desenvolvida desde meados do século XX, principalmente por meio dos trabalhos de Horton (1945), Strahler (1957) e Schumm (1977). Apesar disso, no contexto nacional, a quantificação na Geomorfologia foi impulsionada apenas a partir do final dos anos 60, com o pioneirismo dos trabalhos de Christofolletti (1969) e Perez Filho (1978), mas nos últimos 20 anos tem-se destacado como importante ferramenta para o estudo do relevo continental brasileiro (MONTEIRO et al., 2010; 2014; SOUZA et al., 2020). Menciona-se que os profícuos avanços nos desenvolvimentos de abordagens morfométricas, bem como a utilização de seus resultados para a modelagem matemática, ocorreram em consonância com o desenvolvimento da computação e a relativa democratização da alta capacidade de processamento de dados (TROIANI; DELLA SETA 2008). Em adição, ressalta-se que a ampliação de estudos

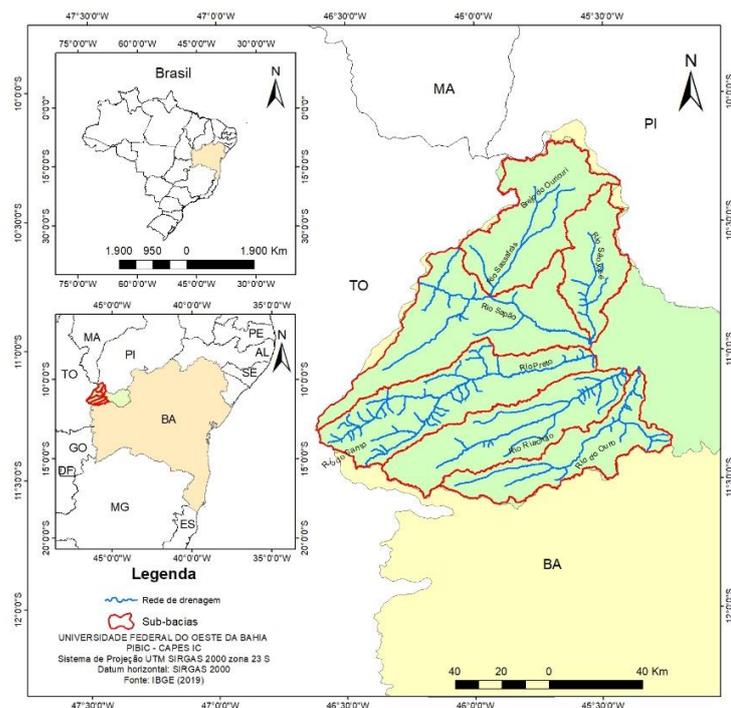
geomorfológicos pautados em análises morfométrica no Brasil, também se deu em conformidade com os baixos custos envolvidos em pesquisas dessa natureza, fazendo dessa abordagem metodológica uma importante ferramenta investigativa do relevo brasileiro.

Diante do exposto, o objetivo central desse trabalho foi estudar as sub-bacias do alto curso do Rio Preto – localizadas na região oeste do estado da Bahia – utilizando índices morfométricos, a fim de compreender como fatores lito-estruturais podem ter influenciado na espacialização das redes de drenagem. Neste sentido, parte-se da hipótese de que estruturas associadas às zonas de cisalhamentos regionais (Egydio-Silva, 1987; Caxito, 2013; Caxito et al., 2014), podem ter influenciado nas organizações dos rios concernente às sub-bacias estudadas. Para isso, foram utilizados índices morfométricos que mostram a morfologia das bacias, densidade hidrográfica e eventuais respostas dos canais fluviais principais a contatos litológicos (SCHUMM, 1956; HACK, 1973; VILLELA e MATTOS, 1975).

Área de Estudos

O alto curso do Rio Preto está localizado no município de Formosa do Rio Preto - oeste do estado da Bahia - e abrange as sub-bacias hidrográficas: Rio Sapão, Rio Sassafrás, Rio São José, Rio do Santo, Rio Riachão e Rio do Ouro (Figura 1). A bacia hidrográfica do Rio Preto é um dos principais sistemas afluentes do Rio Grande - maior tributário da margem esquerda do médio São Francisco - e seus divisores hidrográficos se sobrepõem aos limites entre os estados da Bahia, Tocantins e Piauí. Considerando série temporal de 10 anos (2010-2020), o Rio Preto apresenta vazões que podem alcançar 467 m³/s nos meses mais chuvosos (dezembro-março) e 58,5m³/s nos meses mais secos (junho-setembro) (ANA, 2018), resultando em importantes contrastes hidrológicos ao longo do ano. Não obstante, os principais rios das sub-bacias investigadas (Rio Sapão, Rio Sassafrás, Rio do Santo, Rio Riachão, Rio do Ouro, Rio São José) apresentam orientações em conformidade com o sutil mergulho das estruturas do embasamento, sobretudo em relação ao Gr. Urucuiá, principal litologia que sustenta os relevos elevados do oeste baiano.

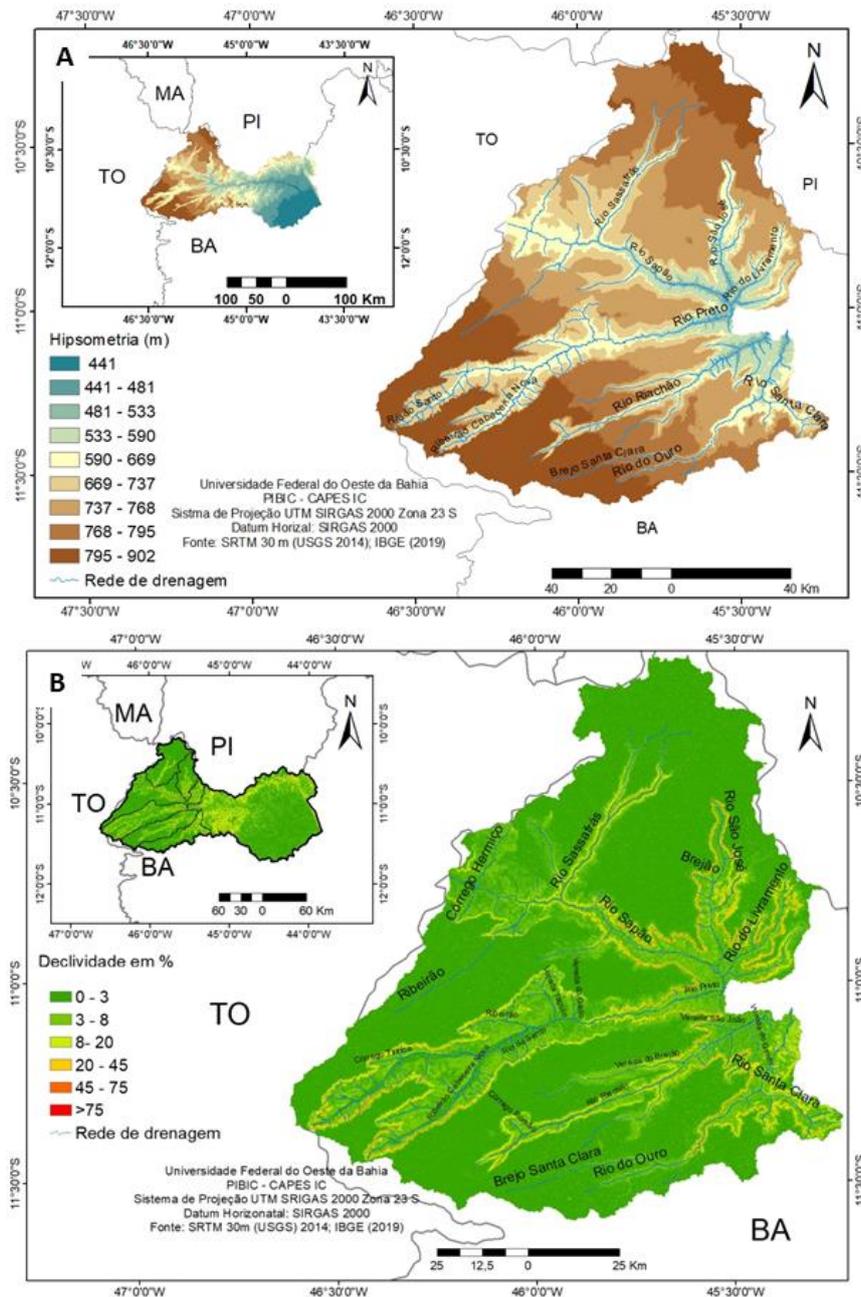
Figura 1. Localização da área de estudos. Fonte: IBGE (2019).



Organização: Autores (2021)

As cotas altimétricas das áreas estudadas variam de 441 a 902 metros, as quais estão distribuídas em conformidade com diferentes superfícies: 902-795 m (Sup. I), 795-768 m (Sup. II), 768-737 (Sup. III), 737-669 m (Sup. IV) e 669-590 m (Sup. V) (Figura 2A). A superfícies aplainadas IV encontra-se embutida nas superfícies I, II e III, sugerindo que a sua gênese possa estar relacionada a processos de soerguimentos seguidos de quiescência (neo) tectônica, os quais induziram ao entalhamento pelos principais canais das três principais superfícies e, posteriormente, à elaboração de uma quarta superfície de aplainamento. Dinâmica geomorfológica similar pode ter ocorrido em relação à morfogênese da superfície V.

Figura 2. Hipsometria e declividade do alto curso do Rio Preto-BA. A) Mapa hipsométrico. B) Mapa de Declividade. Fonte: NASA (2020), IBGE (2019).



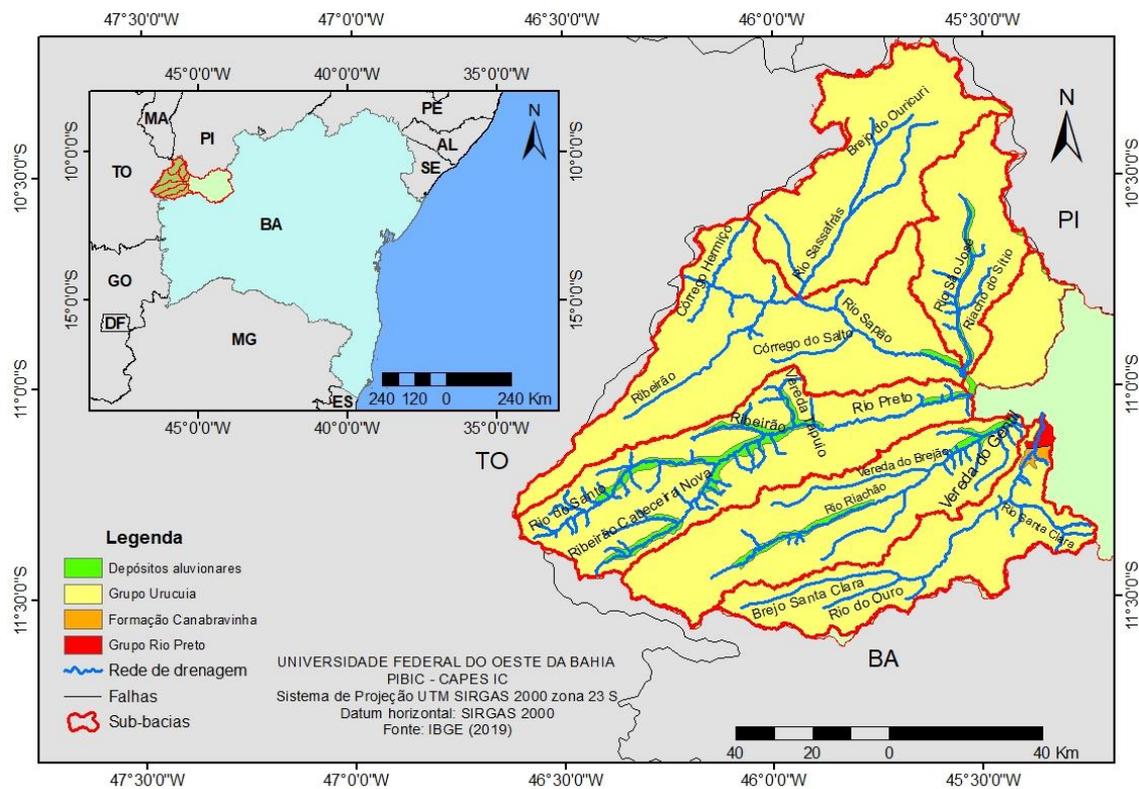
Organização: Autores (2021)

As identificações e delimitações das superfícies no mapa hipsométrico, ocorreram usando o algoritmo Natural Breaks (Jenk), o qual é derivado do método proposto por Jenks and Caspall (1971). De acordo com Smith et al. (2007), no GIS esse método de classificação de dado é baseado no agrupamento natural inerente no dado, de modo que as quebras de classe são criadas de forma que melhor agrupe valores semelhantes e maximize as diferenças entre as classes. Assim, esse algoritmo é adequado para agrupar e espacializar valores de dados que não estão uniformemente distribuídos (ESRI, 2021) e, no presente estudo, a aplicação desse método de classificação possibilitou obter classes altimétrica em concordância com as rupturas topográficas naturais presentes na matriz de dados altimétricos do raster NasaDEM.

A topografia da área estudada apresenta predominância de áreas aplainadas com declividades variando de 0 a 3%, mas que muda abruptamente para declividades entre 8 e 20% nas bordas superiores das encostas dos vales fluviais, onde voltam a valores entre 3 e 8% até atingir as margens dos rios (Figura 2B). Neste sentido, setores com declividades acima de 20% são pontualmente encontradas e, portanto, não apresentam expressão espacial.

As superfícies geomorfológicas aplainadas acima mencionadas foram elaboradas sobre litologias pertencentes ao Gr. Urucuia, composto principalmente por arenitos finos e grosseiros alternados a níveis de pelitos, além de arenitos conglomeráticos e conglomerados na base da estratigrafia dessa unidade (ANDRADE FILHO et al. 1994; CPRM, 2009). Recobrando o Gr. Urucuia, ocorrem coberturas cenozóicas aluvionares, coluvionares e eluvionares relacionadas à Formação Chapadão (BOMFIN e GOMES, 2002; CPRM, 2009) (Figura 3).

Figura 3. Mapa geológico da bacia do alto curso do Rio Preto-BA. Fonte: USGS (2014), IBGE (2019) e CPRM (2009).



Organização: Autores (2021)

O alto curso do Rio Preto, onde estão localizadas as sub-bacias estudadas, integra a borda noroeste do Cráton do São Francisco, o qual é limitado principalmente por meio da Faixa Móvel Rio Preto (ALMEIDA, 1977). Associados a esse sistema tectônico originado durante o Ciclo Brasileiro (Egydio-Silva, 1987), ocorrem metassedimentos concernentes à Fm. Canabravinha e Gr. Rio Preto (CPRM, 2009). A Formação Canabravinha compreende a base do Grupo Bambuí (Egydio-Silva et al., 1989), sendo composta por quartzito, metagrauvaca, metapelito, metarritmito areno pelítico, metadiamicrito e, localmente, metamarga; enquanto o Grupo Rio Preto tem seu embasamento composto por rochas metassedimentares neoproterozóicas, as quais correspondem a bacias extencionais que teriam se invertido no final do Ciclo Brasileiro. São compostos predominantemente por xistos e quartzitos e ainda detém a ocorrências de grafita (CAXITO et al., 2014).

METODOLOGIA

Nesta pesquisa foi utilizado o NASADem (NASA, 2020) como base para a obtenção de variáveis geomorfológicas utilizadas nos cálculos dos índices morfométricos. O MDE com 30 metros de resolução espacial, foi submetido a procedimentos padrões utilizando o software ArcGIS para a correção de pixels espúrios. Após tais procedimentos, a rede de drenagem foi extraída usando ferramentas acopladas ao Spatial Analyst Tools (fill, flow direction, flow accumulation, snap pour point e watershed) e, posteriormente, foram obtidas as variáveis geomorfológicas a serem utilizadas nas análises morfométricas.

Coefficiente de Compacidade

O coeficiente de compacidade (K_c) é um valor adimensional que varia com a forma da bacia, independentemente do seu tamanho, podendo ser calculado por meio da relação entre área da bacia e o perímetro de um círculo com a mesma área da bacia. Os valores mostram que quanto mais irregular for a bacia maior será o valor desse índice, de modo que valores próximos a 1 correspondem a bacias mais próximas do circular e quando alongada, o coeficiente é maior que 1 (VILELA e MATTOS, 1975). O coeficiente em questão pode ser obtido através da seguinte equação:

$$K_c = (0,282 \cdot P) / \sqrt{A}$$

$P = \text{Perímetro} / A = \text{Área}$

Índice de Circularidade

O índice de circularidade também utiliza a área e perímetro, porém com fórmula distinta da anterior. Com explicação similar, valores que tendem a 1 indicam maiores circularidades e valores distantes e menores que 1, a bacia tende para a forma alongada. O índice foi calculado usando a seguinte equação:

$$IC = 12,57 \cdot A / P^2$$

$P = \text{perímetro}$
 $A = \text{área}$

Densidade de Drenagem

A densidade de drenagem (D_d) tem por objetivo correlacionar os comprimentos totais de canais, tanto perenes como temporários (Horton, 1945), por unidade área. Segundo Horton (1945), dois fatores de suma importância podem influenciar nos valores de D_d além dos regimes de chuvas e da característica do relevo: a capacidade de infiltração do solo e a resistência inicial do solo a erosão. No presente estudo, os valores da densidade de drenagem são considerados importantes indicativos de ajustes da rede de drenagem, uma vez que o comprimento de canais, tal como a população dos mesmos, podem ser registros de respostas geomorfológicas a ajustes no nível de

base (CHRISTOFOLETTI, 1969). A densidade de drenagem se difere da densidade hidrográfica, uma vez que o primeiro índice considera o comprimento total dos canais enquanto o segundo, o número de canais por unidade de área. Nesta perspectiva, correlações importantes ocorrem entre a densidade de drenagem e o comprimento médio das encostas, de modo que setores apresentando maiores valores de Dd geralmente indicam onde as encostas são de menor comprimento, possibilitando importantes inferências quanto à dinâmica erosivo-deposicional concernente ao sistema fluvial estudado (Tucker et al., 2001; Grieve et al., 2016).

Esse índice foi calculado utilizando o shape de rios extraídos do MDE e a ferramenta kernel density, possibilitando relacionar os comprimentos dos objetos (rios) por determinada área, seguindo parcialmente a metodologia padrão para o cálculo do Dd ($Dd = N/A$). Contudo, a principal diferença entre a metodologia padrão (e.g. Horton, 1945; Christofolletti, 1969) e a utilizada nesse trabalho, ocorre pela possibilidade de pré-determinar uma área (km^2) que é aplicada em diferentes setores da bacia, uma vez que a ferramenta Kernel Density calcula a densidade dos atributos em uma vizinhança em torno cada célula raster de saída. Nesta perspectiva, os valores são melhor espacializados do que no âmbito da metodologia convencional que considera apenas a totalidade da área da bacia hidrográfica. De acordo com ESRI (2021), a função utilizada na estimativa kernel da densidade de um atributo linear no ArcGis é baseado em Silverman (1986).

SL-index

O SL-index foi calculado usando o software Excel a partir de curvas de nível com equidistância de 20m, as quais foram extraídas do MDE. Os procedimentos metodológicos seguiram Hack (1973) que definiu este índice com o objetivo de fácil reconhecimento de anomalias nos cursos d'água, onde, a partir da elaboração do perfil longitudinal do rio, seria possível constatar alterações no seu curso. De acordo com Goldrick e Bishop (2007), Castillo et al. (2014) e Souza e Perez Filho (2016), esse índice apresenta importante sensibilidade às mudanças litológicas, uma vez que ele é normalizado pelo comprimento total do rio. Neste sentido, esse índice é uma eficiente metodologia para a análise de condicionamentos lito-estruturais da rede de drenagem, uma vez que são sensíveis a knickpoints existentes ao longo dos canais fluviais. O índice pode ser obtido a partir da aplicação das seguintes equações:

$$SL = (\Delta h \div \Delta l) \times L \quad (1)$$

$$SL = (\Delta h^*) \div \ln L \quad (2)$$

Onde: Δh = equidistância entre as curvas de nível; Δl = medida do curso em linha reta; l = comprimento do trecho; Δh^* = Amplitude altimétrica; L = comprimento total do rio.

Perfil Longitudinal

Os perfis longitudinais foram obtidos a partir da correlação logarítmica entre a altitude e o comprimento do canal fluvial, sendo o eixo X correspondente ao comprimento total do canal fluvial e o eixo Y a altitude da cabeceira a foz. Um perfil em equilíbrio, segundo Hack (1973) e Goldrick e Bishop (1995; 2007), apresentaria um aspecto côncavo, mas a presença de convexidades (knickpoints) indicariam rupturas no equilíbrio ou ainda, a manutenção do equilíbrio do canal em determinado tipo litológico (Hack, 1973; Bishop et al., 2005; Goldrick e Bishop, 1995; 2007). De modo geral, o perfil longitudinal resulta da interação entre aspectos litológicos, tectônicos e climáticos (Stock e Montgomery, 1999; Larue, 2008) e a sua configuração representando um perfeito equilíbrio é, na maioria das vezes, apenas teórica. Deste modo, Phillips e Lutz (2008) apontam que os knickpoints, knickzones e outras convexidades

estão tipicamente associados a um ou mais fatores, os quais não são necessariamente independentes e mutuamente excludentes.

RESULTADOS E DICUSSÕES

Os resultados mostraram que as sub-bacias do alto Rio Preto apresentam predominantemente formas alongadas ($K_c = 1,80$ a $2,55$) (Tabela 1), valores que também são consistentes com aqueles relacionados ao índice de circularidade (IC), onde variaram de $0,15$ a $0,27$ (Villela e Mattos, 1975). Neste sentido, as morfologias em planta das sub-bacias sugerem respostas diretas com as camadas litológicas que sustentam as superfícies elevadas do oeste baiano, as quais estão suavemente inclinadas para leste. Não obstante, os resultados também indicam que os canais principais das bacias estudadas foram desenvolvidos em conformação com o mergulho das estruturas (dip streams) (Hugget, 2016), sugerindo que o desenvolvimento da rede de drenagem ocorreu aproveitando zonas de fraquezas relacionadas ao contexto litológico regional.

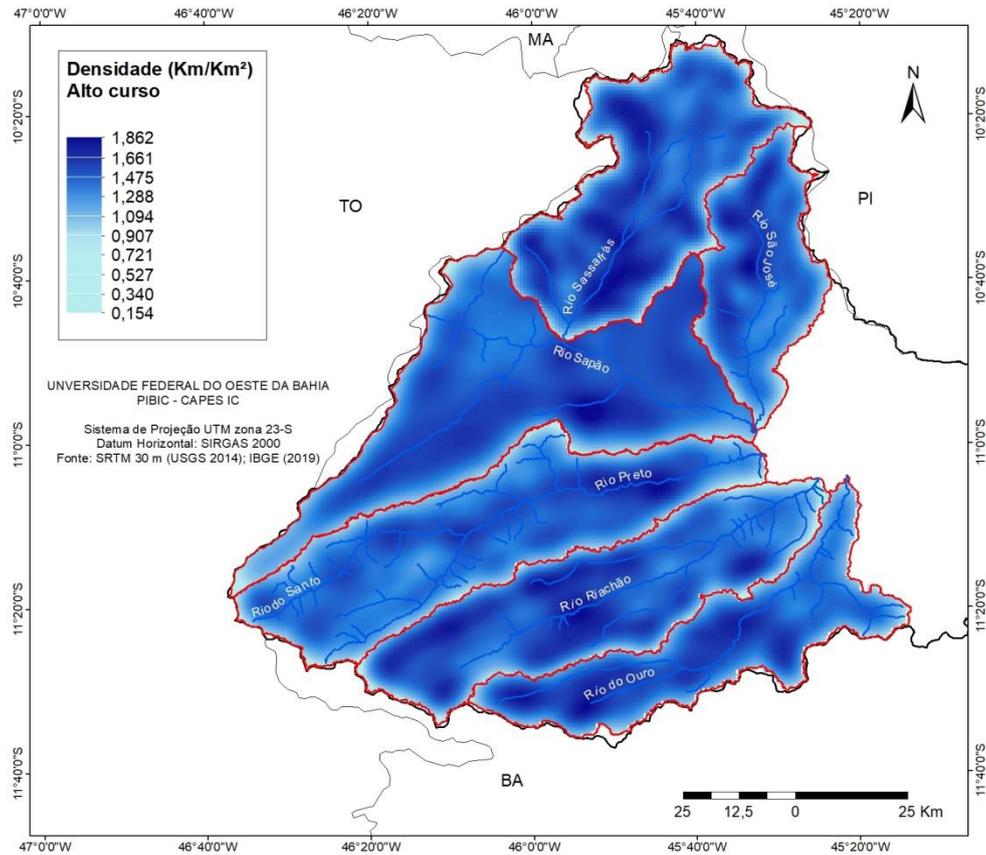
Tabela 1. Resultados dos índices morfométricos geométricos

Sub-bacias	Área (km ²)	Perímetro (km)	Kc	IC
Rio Sapão	6.807	641	2,19	0,20
Rio Sassafrás	2.118	328	2,01	0,20
Rio São José	1.198	234	1,80	0,27
Rio do Santo	2.592	371	2,13	0,23
Rio Riachão	2.263	346	2,05	0,23
Rio do Ouro	1.644	367	2,55	0,15

Org. Autores (2021)

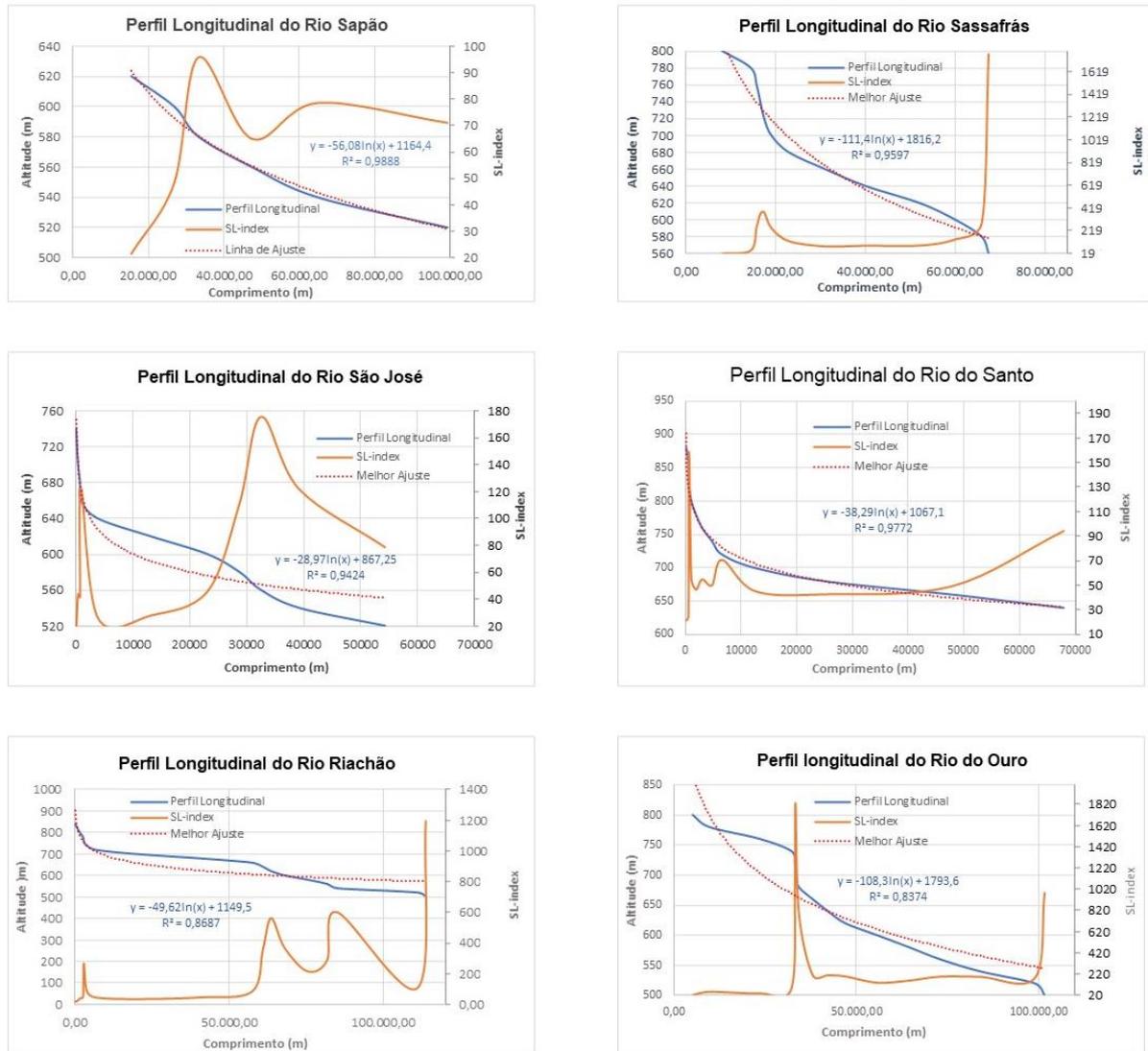
As análises das densidades de drenagem mostraram que os maiores valores apresentam duas principais tendências de espacializações. A primeira está relacionada às áreas de cabeceiras de drenagem das sub-bacias estudadas, enquanto que a segunda tendência apresenta correspondência com os setores de transição entre as superfícies aplainadas II-III a aproximadamente 768 metros de altitude e também entre as superfícies aplainadas III-IV, por volta de 737 metros (Figura 4).

Nesta perspectiva, as espacializações dos valores de Dd nas regiões de ruptura topográficas associadas às superfícies sugere atuação intensa da erosão remontante na dinâmica geomorfológica do alto curso do Rio Preto, sugerindo a ocorrência controles topográficos regionais, os quais podem estar vinculados a soerguimentos durante o Quaternário. No entanto, é possível que os altos valores sejam expressões na paisagem da migração de knickpoints originados à jusante daqueles setores da paisagem, os quais podem ter sido “impedidos” de avançarem para a montante dos afluentes do Rio Preto, devido a algum controle topográfico regional que foi ressaltado pela reorganização da rede de drenagem.

Figura 4: Mapa de densidade de drenagem sub-bacias do alto curso do Rio Preto

Org. Autores (2021)

Neste contexto, os perfis longitudinais dos rios Sapão, Sassafrás, São José, Santo, Riachão e Ouro apresentam knickpoints que se sobrepõem às rupturas entre as Sup. I e II (Rio Sassafrás), Sup. III e IV (Rio do Santo e Rio do Ouro), Sup. IV e V (Rio Sassafrás e Rio São José), assim como à ruptura concernente à Superfície V (Rio Sapão, Rio Sassafrás, Rio São José, Rio do Riacho e Rio do Ouro). O perfil longitudinal do Rio Sapão apresenta um segmento que se delimita por uma acentuada ruptura a aproximadamente 33 km de distância da cabeceira de drenagem, sendo o knickpoint consistente com os altos valores do SL-index (Figura 5; Tabela 2). A knickzone apresenta aspecto convexo e os knickpoints associados apresentam correspondências com os valores do SL-index (SL=57,21 e SL=95,98). Além disso, também foi identificado um segmento do perfil longitudinal com morfologia côncava e onde os valores do SL-index também foram elevados (SL=78,70 e SL=71,19).

Figura 5. Perfis longitudinais dos rios principais das sub-bacias estudada.

Org. Autores (2021).

Tabela 2: Valores do índice SL para o Rio Sapão

Altitude	Δh	Δl	L_{trecho}	L_{total}	SL-index
620	20	14.256,31	14.365,78	15.365,78	21,56
600	20	11.077,77	11.366,95	26.732,73	48,26
580	20	6.920,90	6.481,74	33.214,48	95,98
560	20	14.643,80	14.146,29	47.360,77	65,13
540	20	16.473,11	17.457,28	64.818,04	78,70
520	20	27.909,88	34.521,69	99.339,73	71,19

Org. Autores (2021)

O Rio Sassafrás possui aproximadamente 67 km de extensão e seu perfil longitudinal apresenta dois segmentos distintos, delimitados por rupturas em correspondência com os valores de SL-index (Figura 5; Tabela 3). O primeiro está entre 10 e 20 km e pode ser caracterizado como de morfologia côncava, enquanto o segundo seguimento está localizado entre 60 e 67 km. Os valores para o SL-Index são consistentes com os knickpoints presentes no perfil, sendo os maiores valores localizados a aproximadamente 67 km.

Tabela 3: Valores do índice SL para o Rio Sassafrás

Altitude	Δh	Δl	L_{trecho}	L_{total}	SL-index
800	20	8.154,34	8.020,32	8.020,32	19,67
780	20	6.164,58	6.361,18	14.381,50	46,66
760	20	1.251,75	1.289,39	15.670,89	250,38
740	20	900,9	819,02	16.489,91	366,08
720	20	911,54	871,07	17.360,68	380,92
700	20	1.557,52	1.604,45	18.965,43	243,53
680	20	3.584,98	3.927,98	22.893,41	127,72
660	20	7.550,83	8.118,97	31.012,38	82,14
640	20	9.081,73	9.051,22	40.063,60	88,23
620	20	11.641,15	11.962,54	52.026,14	89,38
600	20	8.284,73	8.012,81	60.038,95	144,94
580	20	4.563,61	5.806,68	65.845,63	288,57
560	20	760,86	1.519,17	67.364,80	1770,75

Org. Autores (2021)

O perfil longitudinal do Rio São José apresenta três principais segmentos ao longo de toda sua extensão, delimitados por *knickzones* (Figura 5) consistentes com os valores do SL-index (Tabela 4). Neste sentido, no primeiro segmento (entre 0,2 km a 10 km de comprimento) o *knickpoint* apresentou correspondências com o valor de $SL=122,46$. Em relação ao segmento entre 20 e 30 km de distância da cabeceira, a ruptura apresentou correspondência com o valor de $SL=111,77$; enquanto que para o segmento entre 30 e 40 km obteve-se o valor de $SL=175,56$, identificado como o maior valor encontrado para o Rio São José. Em comum com as bacias anteriores, o Grupo Urucuia é a principal litologia na área com a presença de depósitos aluvionares a partir de 2 km da cabeceira e se estendendo por todo o canal fluvial.

O Rio do Santo corresponde a trecho de canal fluvial do alto curso do Rio Preto, tem 67 km de extensão e o perfil longitudinal (Figura 5) e, juntamente com o Rio Sapão, consiste no rio em que o perfil longitudinal apresentou melhor ajuste com a linha de tendência ($R^2=0,9772$). Apesar do valor de R^2 mostrar importante ajuste do perfil, também são encontrados dois *knickpoints* compondo uma *knickzone* próxima a cabeceira de drenagem. Nesse segmento com

aproximadamente 620 m de comprimento - considerando a cabeceira de drenagem - os valores do SL-index variaram entre SL=157,65 e SL=151,93. Além disso, verificou-se que os valores estão localizados nas áreas onde ocorrem rupturas topográficas associadas à transição entre as superfícies I-II (SL=157,65) e II-III (SL=151,93), onde também ocorrem valores altos de densidade de drenagem (Tabela 5; Figura 4).

Tabela 4: Valores do índice SL para o Rio São José

Altitude	Δh	Δl	L_{trecho}	L_{total}	SL-index
740	20	61,03	55,98	55,98	18,35
720	20	108,71	107,18	163,16	30,02
700	20	161,88	193,62	356,78	44,08
680	20	341,79	358,47	715,25	41,85
660	20	143,06	160,72	875,97	122,46
640	20	2.952,44	2.975,14	3.851,11	26,09
620	20	9.396,64	9.336,58	13.187,69	28,07
600	20	10.006,17	9.956,52	23.144,21	46,26
580	20	5.141,84	5.591,15	28.735,36	111,77
560	20	3.700,79	3.751,36	32.486,72	175,57
540	20	6.432,41	6.681,67	39.168,39	121,787
520	20	13.784,43	15.088,13	54.256,52	78,727

Org. Autores (2021)

Tabela 5: Valores do índice SL para o Rio do Santo

Altitude	Δh	Δl	L_{trecho}	L_{total}	SL-index
880	20	71,49551	76,30744	76,307444	21,35
860	20	383,6605	395,2957	471,603172	24,58
840	20	67,9491	64,00974	535,612907	157,65
820	20	81,69073	84,9594	620,57231	151,93
800	20	360,1339	363,3696	983,941928	54,64
780	20	786,4891	838,1908	1822,132755	46,34
760	20	1.064,06	1.090,92	2913,054836	54,75
740	20	1.877,98	1.778,69	4691,740597	49,97
720	20	1.847,33	1.822,07	6513,813379	70,52
700	20	5.495,83	5.899,69	12413,50255	45,17
680	20	11.731,92	12.521,84	24935,34522	42,51
660	20	19.447,61	22.760,28	47695,62399	49,05
640	20	14.430,46	20.141,38	67837,0048	94,02

Org. Autores (2021)

O Rio Riachão tem 113 km de extensão e no perfil longitudinal (Figura 5) são observadas 3 *knickzones*, sendo a primeira localizada entre 2,6 km e 3,9 km (780-740 m de altitude), a segunda entre 57,416 e 67,982 km (660 a 600 m) e a terceira entre 81,732 e 84.944 km (560 a 540 m). Os valores de SL-index foram condizentes com as rupturas encontradas no perfil longitudinal (Tabela 6), de modo que para a *knickzone 1* os valores foram de SL=51,81 (780 m), SL= 267,83 (760 m) e SL=91,34 (740 m). Na segunda *knickzone*, os valores do índice foram SL=84,65 (660 m), SL=363,05 (640 m), SL=563,54 (620 m) e SL=368,09 (600 m). Por fim, os *knickpoints* que compõem a terceira *knickzone* apresentaram os valores de SL=288,50 (560 m) e SL=601,84 (540 m). No âmbito da foz, o elevado valor do índice está representando as dinâmicas que ocorrem nesse setor do rio e, portanto, não apresentam relevância para os apontamentos feitos nesse estudo.

Tabela 6. Valores do índice SL para o Rio Riachão

Altitude	Δh	Δl	L_{trecho}	L_{total}	SL-index
840	20	154,67	151,83	151,83	19,63
820	20	680,14	654,68	806,51	23,72
800	20	833,74	866,17	1.672,68	40,12
780	20	1.034,45	1.007,21	2.679,89	51,81
760	20	217,7	235,4	2.915,29	267,83
740	20	839,4	918,31	3.833,60	91,34
720	20	2.952,93	2.970,66	6.804,26	46,08
700	20	11.259,90	13.497,56	20.301,82	36,06
680	20	17.335,54	20.278,00	40.579,82	46,82
660	20	13.565,71	16.836,74	57.416,56	84,65
640	20	3.357,96	3.538,87	60.955,43	363,05
620	20	2.256,75	2.633,51	63.588,94	563,54
600	20	3.693,77	4.393,43	67.982,37	368,09
580	20	6.956,65	7.384,41	75.366,78	216,68
560	20	5.665,98	6.365,23	81.732,01	288,5
540	20	2.822,85	3.212,74	84.944,75	601,84
520	20	20.200,36	26.152,41	111.097,16	110
500	20	1.903,66	2.608,27	113705,43	1194,6

Org. Autores (2021)

O Rio do Ouro tem 101 km de extensão e as principais litologias presentes na área são as rochas do Gr.Urucuia, Fm. Canabravinha e Gr. Rio Preto, essas últimas de origem metamórfica e correlacionadas à existência de uma falha contracional (CPRM, 2009). No perfil longitudinal do Rio do Ouro foram identificados 1 *knickpoint* a cerca de 9,5 km (780 m de altitude) e uma *knickzone* entre 32 km e 207 km de distância da cabeceira de drenagem (780 a 660 m de altitude), onde os valores do SL-index apresentaram importante correspondências (Figura 5). No âmbito da *knickzone* a ruptura de gradiente é abrupta formando um segmento convexo no perfil longitudinal em conformidade com a transição entre as superfícies III e IV. Deste modo, no primeiro *knickpoint* obteve-se o valor de SL=51,06, enquanto que na *knickzone* os valores variaram entre SL=78,06 (740 m), SL=1022,99 (720 m), SL=1827,56 (700 m), SL=793,35 (680 m) e SL=207,13 (660 m).

Tabela 7. Valores do índice SL para o Rio do Ouro

Altitude das curvas	Δh (distância entre as curvas)	Δl (linha reta entre curvas)	L (trecho)	L (total)	SL-index ($\Delta h / \Delta l$) *L
800	20	4.969,14	5.062,64	5.062,64	20,38
780	20	3.733,07	4.468,49	9.531,13	51,06
760	20	12.784,69	13.986,22	23.517,35	36,79
740	20	8.229,18	8.602,28	32.119,63	78,06
720	20	647,75	1.012,58	33.132,21	1022,99
700	20	364,3	156,84	33.289,05	1827,56
680	20	862,33	917,31	34.206,36	793,35
660	20	3.670,07	3.801,94	38.008,30	207,13
640	20	4.057,50	4.166,38	42.174,68	207,88
620	20	4.793,86	4.798,29	46.972,97	195,9714
600	20	8.146,66	8.763,96	55.736,93	136,8338
580	20	8.199,81	8.814,55	64.551,48	157,4463
560	20	7.521,42	8.514,60	73.066,08	194,288
540	20	8.745,60	11.003,34	84.069,42	192,2554
520	20	10.773,81	14.971,94	99.041,36	183,8558
500	20	2.071,75	2.633,55	101.674,91	981,5348

Org. Autores (2021)

Os *knickpoints* presentes nos perfis longitudinais têm mostrado relações principalmente entre as Superfícies V (669-590) e IV (737-669); e secundariamente, com as Superfícies I (902-795) e III (768-737). Phillips e Lutz (2008) apontam que os *knickpoints* e *knickzones* são respostas geomorfológicas a variação de gradiente de declividade, às características do leito fluvial, capacidade de transporte da carga sedimentar de fundo e descarga hidrológica. Além disso, Kirby e Whipple (2012) apontam que as rupturas em perfis longitudinais podem ser agrupadas de acordo com duas tipologias: *knickpoints* fixos (*vertical steps*) e *knickpoints* móveis (*slope-break*); sendo os primeiros sem muita significância para estudos tectônicos, enquanto os da segunda tipologia normalmente se desenvolvem em resposta a uma mudança persistente na força, seja espacial ou temporal.

Com base nisso, os *knickpoints* das áreas estudadas sugerem respostas geomorfológicas à ajustes ocorridos a jusante, possivelmente durante o Quaternário, relacionados a reativações de falhas vinculadas à Faixa Móvel Rio Preto, as quais teriam sido propagadas para como onda erosiva, comunicando um sinal de erosão em decorrência de ajustes no nível de base do Rio Preto. Nesta perspectiva, no setor de transição entre o alto e médio curso do Rio Preto é possível que as falhas de contração vinculadas ao sistema de *thrust* presente na região (Caxito, 2013; Caxito et al., 2014), tenham apresentado algum deslocamento ao longo do Quaternário que resultou no rebaixamento do nível de base das sub-bacias do alto curso do Rio Preto, induzindo assim à formação de *knickpoints* nos perfis longitudinais.

Nesta perspectiva, as diferentes morfologias dos perfis longitudinais indicariam complexas respostas temporais, decorrentes da relação entre a proximidade das cabeceiras dos rios com a área fonte da perturbação (transição do alto para o médio curso do Rio Preto). Assim, os rios cujas cabeceiras estão mais distantes desse ponto de ruptura do equilíbrio, apresentam perfis longitudinais mais próximos do *steady-state*, sem a ocorrência de sequências de rupturas topográficas. As análises dos perfis longitudinais mostraram que os afluentes mais próximos do setor onde ocorrem falhas e rochas metamórficas (Rio Riachão e São José), apresentam sequências de *knickpoints* entre 540 e 660 metros de altitude, os quais estão associados às áreas onde foram identificados os maiores valores de SL-index nesses afluentes, sendo SL=601,84 a 540 metros de altitude (Rio Riachão) e SL=175,56 a 560 m (Rio São José). Por outro lado, os rios com cabeceiras mais distantes apresentam rupturas apenas a 700-750 metros em média onde ocorrem os maiores valores de SL-index. Não obstante, esses rios apresentam perfis longitudinais com morfologias mais próximas da linha de melhor ajuste a jusante de 600 metros de altitude. Destaca-se que situação similar foi observada por El Hamdouni et al. (2008) no Sul da Espanha, Cheng et al. (2012) em *Taiwan Mountain Range* e Buczek e Górnik (2020) na Polônia e, neste sentido, os atributos morfométricos e morfológicos relacionados ao principal *knickpoint* localizado a aproximadamente 700-750 metros de altitude em todos os rios analisados, sugere que o mesmo seja um *knickpoint* fixo (Kirby e Whipple, 2012), enquanto os demais verificados nos rios mais próximos à possível zona de perturbação, seriam móveis. Nesta perspectiva, as ocorrências desses *knickpoints* fixos sugerem relações com episódios de soerguimentos vinculados à história geotectônica da região, onde são reconhecidas fases de soerguimento e abatimento de blocos (Egydio-Silva, 1987; Caxito, 2013; Caxito et al., 2014; 2017), de modo que as superfícies aplainadas I, II e III seriam evidências geomorfológicas de tal dinâmica.

CONCLUSÕES

Considerando as discussões acima elencadas, os resultados mostram importante controle lito-estrutural na conformação das sub-bacias hidrográficas localizadas no alto curso do Rio Preto, oeste da Bahia. Verificou-se que as morfologias em planta desses sistemas fluviais estão condicionadas às características estruturais regionais que sustentam os relevos cuestasiformes do oeste baiano, conhecidos regionalmente como Serra Geral. Assim, identificou-se que os direcionamentos dos rios principais estão condicionados ao mergulho das camadas dessas superfícies mais elevadas, resultando em formas mais alongadas para essas sub-bacias.

Não obstante, a identificação de *knickpoints* nos perfis longitudinais indicou a ocorrência de recentes ajustes no nível de base, provavelmente em consonância com reativações dos principais sistemas de falhamentos vinculados à Faixa Móvel do Rio Preto. Esses ajustes induziram à geração de rupturas que migraram para a montante, mas que influenciaram distintamente os sistemas fluviais estudados em decorrência da distância da área fonte da perturbação e de características internas aos sistemas, os quais poderiam em alguns casos “absorver” inputs provenientes dessas perturbações. De igual importância, foram identificados *knickpoints* em que os valores do SL-index foram altos e que apresentam forte correspondência com as Superfícies I, II e III, sugerindo que estejam ancorados em estruturas resultantes de possíveis eventos de soerguimento relacionados com reativações da Faixa Móvel Rio Preto durante o Quaternário. Essas reativações também conduziram ao aumento da densidade de drenagem e a intensificação da erosão diferencial, a qual ressaltou as discontinuidades topográficas vinculadas às transições entre as superfícies I, II e III. Portanto, nossos resultados apontam para ao menos duas gerações de *knickpoints*, uma mais antiga relacionada às dinâmicas geomorfológicas das superfícies I, II e III; e outra mais recente associada a recentes manifestações neotectônicas.

Não obstante, apesar dos dados morfométricos suportarem as hipóteses alçadas ao longo desse trabalho, tais hipóteses ainda carecem de maiores aprofundamentos analíticos, sobretudo, por meio do uso da modelagem e uso de datações absolutas, as quais poderiam fornecer com maior precisão as cronologias dos eventos elencados nesse trabalho. Por fim, as metodologias

morfométricas utilizadas nessa pesquisa forneceram resultados de profícua contribuição para estudos geomorfológicos na área em questão, principalmente quando considerada a lacuna de pesquisas dessa natureza na região oeste da Bahia.

Agradecimentos

Os autores agradecem à Universidade Federal do Oeste da Bahia, campus Barreiras pelo apoio institucional e ao suporte financeiro do Conselho Nacional de Pesquisa (CNPq) por meio do Programa Institucional de Bolsa de Iniciação Científica.

REFERÊNCIAS

- ANA - Agência Nacional das Águas. Hidroweb: Sistemas de informações hidrológicas. 2018, acessado em: 10 de junho de 2021. Disponível em: <http://hidroweb.ana.gov.br>. 2006.
- ANDRADE FILHO, E. L.; NEVES, J. P.; GUIMARÃES, J. T. Programa levantamentos geológicos básicos do Brasil. Santa Rita de Cássia (Folha SC. 23-ZC) e Formosa do Rio Preto (Folha SC. 23-YD). Serviço Geológico do Brasil, Brasília, 1994.
- BISHOP, P. Long-term landscape evolution: linking tectonics and surface processes. **Earth Surface Processes and Landforms**, v. 32, n. 3, p. 329-365, 2007.
- BOMFIN, L.F.C; GOMES, R.A.D. Aquífero Urucuia - Geometria e Espessura: Ideias Para Discussão, 2002, baseadas no Projeto de Levantamento Gravimétrico do Estado da Bahia - CPRM, 1980, p. 44-46.
- BRUNSDEN, D.; THORNES, J. B. Landscape Sensitivity and Change. *Transactions of the Institute of British Geographers*, v. 4, p. 463-484, 1979.
- BUCZEK, K.; GÓRNIK, M. Evaluation of tectonic activity using morphometric indices: case study of the Tatra Mts.(Western Carpathians, Poland). *Environmental Earth Sciences*, 79(8), 1-13, 2020.
- CASTILLO, M.; MUÑOZ-SALINAS, E.; FERRARI, L. Response of a landscape to tectonics using channel steepness índices (ksn) and OSL: A case of study from the Jalisco Block, Western Mexico. *Geomorphology*, ed. 221, p. 204-214, 2014.
- CAXITO, F. A. Geotectônica e evolução crustal das Faixas Rio Preto e Riacho do Pontal, estados da Bahia, Pernambuco e Piauí; Tese (Doutorado em Geologia) – Programa de Pós-Graduação em Geologia, Universidade Federal de Minas Gerais , p. 1-268, 2013.
- CAXITO, F. A.; UHLEIN, A.; MORALES, L.F.G.; EGYDIO-SILVA, M.; SANGLARD, J.C.D.; GONÇALVES-DIAS, T.; MENDES, M.C.O. Structural analysis of the Rio Preto fold belt (northwestern Bahia / southern Piauí), a doubly-vergent asymmetric fan developed during the Brasiliano Orogeny. *Anais da Academia Brasileira de Ciências (Impresso)*, v. 86, p. 1101-1113, 2014.
- CAXITO, F. A.; UHLEIN, A.; DANTAS, E. ; STEVENSON, R. ; EGYDIO-SILVA, M. ; SALGADO, Silas S. The Rio Preto and Riacho do Pontal Belts. In: HEILBRON, M.; CORDANI, U.G.; ALKMIM, F.F. São Francisco Craton, Eastern Brazil: Tectonic Genealogy of a Miniature Continent (Org.). *Regional Geology Reviews*. 1ed.: Springer International Publishing, 2017, v. , p. 221-239.
- CHENG, K. Y.; HUNG, J. H.; CHANG, H. C.; TSAI, H.; SUNG, Q. C. Scale independence of basin hypsometry and steady state topography. *Geomorphology*, v. 171, p. 1-11, 2012.
- CHRISTOFOLETTI, A. Análise morfométrica das bacias hidrográficas. *Notícia Geomorfológica*, Campinas 9 (18): 9-34, 1969.
- CHRISTOFOLETTI, A. *Geomorfologia*. Editora Edgar Blücher, São Paulo, 1980.
- CPRM – Serviço Geológico do Brasil. Geodiversidade do Estado da Bahia – Programa Geológico do Brasil Levantamento da Geodiversidade. 2009, disponível em: <http://www.cprm.gov.br/publique/Gestao-Territorial/Gestao-Territorial/Levantamento-da-Geodiversidade-5407.html>

- EGYDIO-SILVA, M. Sistema de dobramentos Rio Preto e suas relações com o Cráton do São Francisco. 1987. Tese (Doutorado em Geologia Geral e de Aplicação) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1987. doi:10.11606/T.44.1987.tde-11022014-150431. Acesso em: 2021-06-11.
- EGYDIO-SILVA, M; KARMANN, I; TROMPETTE, R. Litoestratigrafia do Supergupo Espinhaço e Grupo Bambuí no noroeste do estado da Bahia. *Revista Brasileira de Geociências*, P. 141-152, 1989.
- EL HAMDOUNI, R.; IRIGARAY, C.; FERNÁNDEZ, T.; CHACÓN, J.; KELLER, E. A. Assessment of relative active tectonics, southwest border of the Sierra Nevada (southern Spain). *Geomorphology*, 96(1-2), 150-173, 2008.
- FRYIRS, K. A. River sensitivity: a lost foundation concept in fluvial geomorphology. *Earth, Surface, Processes and Landforms*, v. 42, p. 55-70, 2017.
- GOLDRICK, G.; BISHOP, P. Differentiating the roles of lithology and uplift in the steepening of bedrock river long profiles: an example from southeastern Australia. *The Journal of Geology*, 103(2), pp.227-231, 1995.
- GOLDRICK, G.; BISHOP, P. Regional analysis of bedrock stream long profiles: evaluation of Hack's SL form, and formulation and assessment of an alternative the DS form. *Earth Surface Processes and Landforms*, v. 32, n. 5, p. 649-671, 2007.
- GRIEVE, S. W. D; MUDD, S. M.; HURST, M. D. How long is a hillslope? *Earth Surface Processes and Landforms*, v. 41, n. 8, p. 1039-1054, 2016.
- Métodos de classificação; ArcGIS for office (V4.0 Archive). Disponível em: < <https://doc.arcgis.com/pt-br/maps-for-office/4.0/design-and-use/classification-methods.htm>>. Acesso em: 01/07/2021.
- HACK, J. T. Stream-profile analysis and stream gradient index. *Journal of Research of the U.S. Geological Survey*, v. 1, n. 4: 421-429. 1973.
- HORTON, R.E. Erosional development of streams and their drainage basins: hydrophysical approach to quantitative morphology. *Geological Society of America Bulletin*. 56(3):275-370, 1945.
- HUGGETT, R. *Fundamentals of geomorphology*. Routledge, 2ª ed., 483 p, 2016.
- Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística (IBGE), 2019. Geociências (banco de dados). Disponível em: http://downloads.ibge.gov.br/downloads_geociencias.htm. Acessado em: 07/02/2021.
- JENKS, G.F.; CASPALL, F. C. Error on choroplethic maps: definition, measurement, reduction. *Annals of the Association of American Geographers*, v. 61, n. 2, p. 217-244, 1971
- KIRBY, E.; WHIPPLE, K. X. Expression of active tectonics in erosional landscapes. *Journal of Structural Geology*, v. 44, p. 54-75, 2012.
- LARUE, J. P. Tectonic influence on the Quaternary drainage evolution on the northwestern margin of the French Central Massif: the Cruese valley example. *Geomorphology*. 93, 398-420, 2008.
- MONTEIRO, K. A.; MISSURA, R.; CORREA, A. C. B. Application of the Hack index—or stream length-gradient index (SL index)—to the Tracunhaém river watershed, Pernambuco, Brazil. *Geociências*, v. 29, n. 4, p. 533-539, 2010.
- MONTEIRO, K. A; TAVARES, B. A. C.; CORREA, A.C.B. F., Aplicação do índice de Hack no rio Ipojuca para identificação de setores anômalos de drenagem e rupturas de relevo. *Geociências USP*, São Paulo, v. 33, n. 4, p.616-628, 2014.
- NASA J.P.L. NASADEM Merged DEM Global 1 arc second V001 [Data set]. NASA EOSDIS Land Processes DAAC. 2020. Accessed 2021-06-11 from https://doi.org/10.5067/MEaSUREs/NASADEM/NASADEM_HGT.001
- PENTEADO, M. M. *Fundamentos de geomorfologia*. Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística (IBGE), 1980, 185p.
- PEREZ FILHO, A. Análise estrutural da bacia hidrográfica do Rio São José dos Dourados. 1978. Dissertação de Mestrado em Geografia Física. Faculdade de Filosofia, Letras e Ciências Humanas, Universidade de São Paulo. São Paulo.
- PHILLIPS, J.D. Emergence and pseudo-equilibrium in geomorphology. *Geomorphology*, 132: 319-326. 2011.

- PHILLIPS, J. D. Thresholds, mode switching, and emergent equilibrium in geomorphic systems. *Earth Surface Processes and Landforms*, v. 39, n. 1, p. 71-79, 2014.
- PHILLIPS, J. D.; LUTZ, J. D. Profile convexities in bedrock and alluvial streams. *Geomorphology*, 102: 554-566. 2008.
- SCHUMM, S. A. Evolution of drainage systems and slopes in badlands of Perth Amboy. *Geological Society of America Bulletin*, New York, v. 67, n. 5, p. 597-646, 1956.
- SCHUMM, S. A. *The fluvial system*. Caldwell: The Blackburn Press, 1977.
- SILVERMAN, B. W. *Density Estimation for Statistics and Data Analysis*. New York: Chapman and Hall, 1986.
- SMITH, M. J.; GOODCHILD, M. F.; LONGLEY, P. *Geospatial analysis: a comprehensive guide to principles, techniques and software tools*. Troubador publishing ltd, 6ª edição, 2020.
- SOUZA, A. O.; PEREZ FILHO, A. Mudanças na dinâmica fluvial da bacia hidrográfica do ribeirão Araquá: eventos tectônicos e climáticos no Quaternário. *GEOUSP Espaço e Tempo (Online)*, v. 20, n. 3, p. 636-656, 2016.
- SOUZA, A. O.; PEREZ FILHO, A. Processos, ambientes deposicionais e geocronologias das coberturas superficiais sobre aplainamentos neogênicos e terraços fluviais na bacia do Ribeirão Araquá, Depressão Periférica Paulista. *Revista Brasileira de Geomorfologia*, v. 19, n. 1, 2018.
- SOUZA, A. O.; PEREZ FILHO, A.; LÄMMLE, L.; SOUZA, D. H. Holocene climate pulses and structural controls on the geomorphological estuarine evolution of the Iguape River, São Paulo, Brazil. *Continental Shelf Research*, v. 205, p. 104168, 2020.
- STOCK, J.D; MONTGOMERY, D.R. Geologic constraints on bedrock river incision using the stream power law. *J. Geophys. Res. Solid Earth*, 104 (B3), 4983-4993, 1999.
- STRAHLER, A.N. *Quantitative analysis of watershed Geomorphology*. New Haven: Transactions: American Geophysical Union, v.38. p. 913-920, 1957.
- SUMMERFIELD, M. A. *Global geomorphology*. Routledge, 1992.
- TRICART, J. *Structural Geomorphology*. Longman: London, 1974, 305 pp
- TROIANI, F; DELLA SETA, M. The use of the Stream Length-Gradient index in morphotectonic analysis of small catchment: A case study from Central Italy. *Geomorphology*, v. 102, p. 159-168, 2008.
- TUCKER, G. E.; CATANI, F.; RINALDO, A.; BRAS, R. L. Statistical analysis of drainage density from digital terrain data. *Geomorphology*, v. 36, p. 187-202, 2001.
- VILLELA, S. M.; MATTOS, A. *Hidrologia aplicada*. São Paulo: McGraw-Hill do Brasil, 1975. 245 p.