

Relação entre o relevo e a rede de drenagem na análise da condição de equilíbrio no alto rio Piranga (MG)

William Zanete Bertolini
Universidade Federal da Fronteira Sul, Campus Chapecó

Luis Felipe Soares Chermem
Universidade Federal de Goiás, Campus Samambaia

Resumo

A relação entre forma e processos de vertentes e de canais fluviais constitui elemento central em várias das principais teorias geomorfológicas, dada a importância do ajuste entre processos erosivos, nível de base e condições do meio no qual esse ajuste se estabelece. A declividade de canais e de vertentes determina a energia potencial necessária para que o fluxo de água realize o transporte de material no sistema fluvial. Assim, é de se esperar que em correspondência com altas declividades no terreno os gradientes dos canais também sejam elevados, enquanto vertentes com baixas declividades sejam acompanhadas de cursos d'água também de baixos gradientes. Este é o pressuposto tomado por Strahler (1950; 1977) como condição representante de situação de equilíbrio geomorfológico, considerada aqui e posta em análise junto a oito sub-bacias de 3ª ordem no alto rio Piranga em Minas Gerais. Com o objetivo de verificar a atual condição morfodinâmica da rede de drenagem em sua relação com o equilíbrio geomorfológico, foram avaliados três fatores: (i) a correlação entre declives ou gradientes dos canais e declives das vertentes nessas sub-bacias; (ii) perfis fluviais dos canais principais dessas sub-bacias e (iii) os índices de Hack (índice SL) para os canais principais e seus trechos de alto, médio e baixo curso. Os resultados demonstram a falta de correlação dos gradientes fluviais dos canais nessas sub-bacias com os declives médios das vertentes o que sugere um desajuste entre os processos de vertente e a incisão dos canais. Tal situação, corroborada pelos perfis fluviais e pelos índices de Hack, caracteriza uma situação de reorganização recente da rede de drenagem na alta bacia do rio Piranga.

Palavras-chave: equilíbrio geomorfológico, alto rio Piranga, Minas Gerais, declividade

Abstract:

The relationship between landforms, slope processes and fluvial channels is a key point in many geomorphological theories, for the importance of adjustment between erosional processes, base level and environmental conditions under which this happens. The channel slope and hillside valleys define the potential energy for water flow to material transport on the fluvial system. Thus, it should be expected that in accordance with higher slopes the fluvial gradients would be higher too; the same way lower slopes should be associated with lower channel gradients. That is the prerogative checked here and considered by Strahler (1950; 1977) as representative condition of geomorphological equilibrium. It was tested by the analysis of eight river basins of 3rd order in the upper Piranga River at Minas Gerais – Brazil. This study was based on the verification of fluvial system and its morphodynamical conditions by the way the equilibrium condition of relief. It was checked: (i) the correlation between channel gradients and slope hillsides on these drainage basins; (ii) the main channels longitudinal profiles and (iii) Hack's index (SL) to main channels and its segments of upper, medium and lower river. The results show lack of correlation between river gradients and average slope of valleys, which reflects a misfitting between slope processes and channel incision. This setting is supported by longitudinal profiles and Hack's index and confirms a recent reorganization of fluvial system in the upper Piranga River drainage basin.

Key-Words: : geomorphological equilibrium, upper Piranga river, Minas Gerais, slope

Introdução

O estudo das formas e processos de vertente tem sido importante na análise morfodinâmica e morfogenética da paisagem, possibilitando entender a natureza dos fluxos de matéria e energia nos sistemas geomorfológicos (PENCK, 1953; CARSON e KIRKBY, 1972; AHNERT, 1976; MONTGOMERY, 2001). Da mesma maneira, os estudos dos ambientes fluviais (rede de drenagem, canal e vale) contribuem nesse sentido (STRAHLER, 1950; CHRISTOFOLETTI, 1981; SILVA et al., 2006; PHILLIPS e LUTZ, 2008). Como unidade básica de análise geomorfológica as vertentes estabelecem a conexão dinâmica entre o relevo e os cursos fluviais (DYLIK, 1968). A transformação do modelado acontece mediante os processos de vertente e de canal, em suas inter-relações retroativas, na medida em que o sistema vertente fornece matéria para o sistema vale e o sistema vale fornece energia à vertente. A relação entre eles pode ser analisada considerando seus processos e/ou suas formas. Uma das possibilidades, pelo viés das formas, é a análise da declividade de canais fluviais e de vertentes de uma mesma bacia hidrográfica (STRAHLER, 1950; 1977).

A declividade dos canais e das vertentes proporciona a energia necessária para que o fluxo de água realize o transporte de material na bacia hidrográfica (DAVIS, 1899; STRAHLER, 1977). Dessa maneira, é de se esperar que em correspondência com altas declividades no terreno, os gradientes dos canais também sejam elevados, enquanto vertentes com baixas declividades sejam acompanhadas de cursos d'água também de baixos gradientes (STRAHLER, 1950). Dessa maneira, a declividade dos canais e das vertentes são parâmetros que apresentam correlação positiva em situação de equilíbrio geomorfológico (STRAHLER, 1950), situação em que há um comportamento balanceado ou ajustado entre os fluxos de matéria e energia que constituem o sistema em questão (STRAHLER, 1950; HACK, 1960).

As considerações iniciais sobre o equilíbrio geomorfológico, feitas no final do século XIX, já levavam em conta a relação entre formas e processos (GILBERT, 1877; DAVIS, 1899). A existência de ajuste ou desajuste entre os processos de vertente e os de canal constitui pressuposto importante em várias das principais teorias geomorfológicas. De modo geral, essas teorias consideram o ajuste decorrente da oferta de materiais e da capacidade de evacuação dos detritos pela drenagem como critério importante na avaliação da condição de equilíbrio do relevo (MACKIN, 1948; EATON e CHURCH, 2004). Assim, cada vertente e cada canal em um sistema erosivo tendem a se ajustar a todos os demais canais e vertentes. Caso contrário, provavelmente haveria a intervenção de algum fator ou agente perturbador dessa relação, tais quais, conforme Zancopé et al. (2009, p.32), atividades tectônicas, estruturas geológicas e mudanças climáticas que modificam o gradiente de um rio.

Gilbert tratou a questão do equilíbrio de forma vinculada sobretudo aos aspectos do trabalho fluvial nas paisagens continentais. Nesse sentido, em 1877 aplicou a noção de equilíbrio como uma igualdade de forças que se anulam, uma igualdade ou equilíbrio de ações. A tendência à igualdade de ação é o que esse autor chama de equilíbrio dinâmico (GILBERT, 1877, p.123). Aplicando a ideia ao trabalho fluvial, afirma que:

... 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).

Outro aspecto da sua ideia de equilíbrio que posteriormente será retomado por John Hack (1960) repousa em “taxas iguais de degradação em todas as partes de uma vertente” (GILBERT, 1909, p.345), condição que ele aplica à caracterização de uma topografia madura e atrelada ao efeito do movimento de rastejamento em vertentes. Nessa condição, a evolução das vertentes manteria um perfil constante (GILBERT, 1909, p.345).

Levando em conta as relações espaciais dentro do sistema de drenagem, em meados do século XX, Hack (1960), retomando as ideias de Gilbert, afirmou que o relevo atinge o estado de equilíbrio dinâmico quando há um ajuste das formas e processos de modo que num sistema erosivo todos os elementos da topografia se modificam na mesma proporção, com a energia continuamente entrando e saindo desse sistema (HACK, 1960). Esse estado de equilíbrio dinâmico requer um balanço de forças que se opõem e cujos efeitos se cancelam, de modo que as taxas erosivas tornam-se espacialmente uniformes nessa condição (HACK, 1960). Para além da relação balanceada entre a declividade e vazão dos canais de escoamento e a carga a ser transportada, Hack considerou o equilíbrio de determinada paisagem como um balanço entre os processos de erosão e a resistência das rochas, levando-se em conta também movimentos diastróficos como soerguimentos e basculamentos que alteram a entrada de energia no sistema (HACK, 1960). A alteração de entrada de energia desequilibra um sistema geomorfológico, fazendo com que os seus materiais e processos operantes busquem um novo ajuste e um novo estado de equilíbrio dinamicamente estável. Sua análise de perfis fluviais na bacia do rio Shenandoah levou em consideração a variação do gradiente dos canais em função da sua extensão, de modo a, com isso, avaliar possíveis interferências de fatores endógenos na esculturação da paisagem (HACK, 1965).

A perspectiva do equilíbrio do relevo desenvolvida no contexto da quantificação a partir da década de 1940 levou Strahler (1950; 1956) a estabelecer uma abordagem baseada na aplicação de métodos estatísticos na análise geomorfológica de bacias hidrográficas. Segundo ele declives de vertente acentuados seriam esperados em correspondência com declives de canais também elevados; ao passo que baixos declives de vertente seriam esperados em relação a baixos gradientes fluviais (STRAHLER, 1950, p.231). Essa análise estatística de correlação entre declividade de vertentes e de canais permitiu que fosse mensurada a condição de equilíbrio de modo mais preciso. Em bacias hidrográficas onde a declividade de vertentes e de canais diminuíssem proporcionalmente, essas feições estariam ajustadas representando uma situação de equilíbrio no sistema de drenagem. Caso contrário, verifica-se uma condição de desequilíbrio, com desajuste entre essas feições (STRAHLER, 1977).

Levando-se em conta tal análise, o objetivo deste trabalho foi o de analisar a correlação entre declividades de vertentes e de canais em oito sub-bacias hidrográficas de 3ª ordem, na alta bacia do rio Piranga – região centro-sul de Minas Gerais. Juntamente com o cálculo e a interpretação do Índice de Hack para os canais principais dessas sub-bacias, tais análises contribuiram para verificar a questão do equilíbrio do relevo em termos espaciais e temporais dos processos que caracterizam a morfodinâmica dessa área. O rio Piranga é considerado a principal nascente do rio Doce e drena importante área planáltica onde se encontram os divisores de três das principais bacias hidrográficas brasileiras – rio Doce, rio Grande (Bacia do Paraná) e rio São Francisco. A escolha das oito sub-bacias também teve intuito comparativo entre si. Quatro foram selecionadas no compartimento planaltico superior da área de estudo e quatro no compartimento planaltico inferior. As dimensões areais dessas sub-bacias variam de 2,44 km² a 7,90 km².

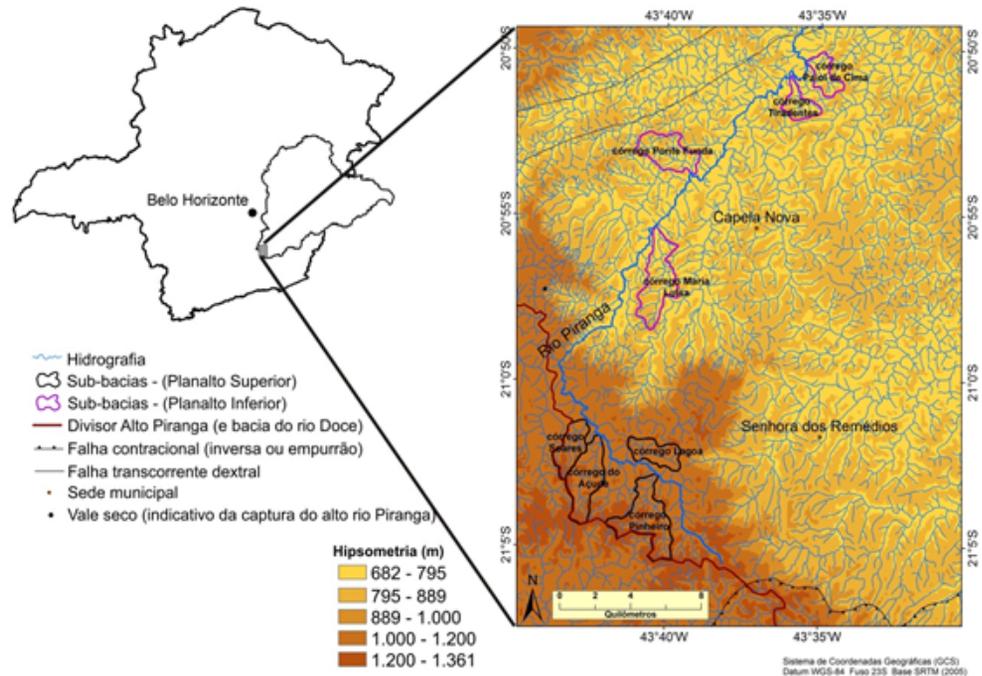
Área de estudo

A bacia do alto curso do rio Piranga localiza-se na porção centro-sul de Minas Gerais (FIGURA 1) no domínio do Planalto dos Campos das Vertentes (RADAM BRASIL, 1983), a cerca de 130 quilômetros ao sul de Belo Horizonte. A área insere-se no limite entre as províncias estruturais da Faixa Mantiqueira e do Cráton São Francisco, sobre tonalitos, monzonitos e granitos da Suíte Ressaquinha (DELGADO et al., 2003). O alto curso do Rio Piranga drena dois compartimentos planálticos: um mais elevado, aqui denominado de planalto superior, com altitudes de cerca de 1000 a 1300 metros, e outro rebaixado, denominado de planalto inferior, com altitudes que variam em torno de 680 a 890 metros (FIGURA 1).

Esses dois compartimentos planálticos são separados por uma escarpa de caráter erosivo, sem controle litoestrutural determinante, resultante da diferença do potencial erosivo entre as cabeceiras de drenagem do baixo e do alto planalto (CHEREM et al, 2013). Tal compartimentação é resultante de uma história geomorfológica marcada pela retração do escarpamento que separa o alto e o baixo planalto e pela captura do alto rio Piranga por meio da atividade erosiva remontante de um paleocurso pertencente à bacia do rio Doce (CHEREM et al., 2013). Em termos regionais, o alto rio Piranga é caracterizado por um modelado de desnudação em interflúvios e vertentes com dissecação variando de fraca a profunda; com um relevo de morros e colinas com vertentes predominantemente convexas e côncavas e topos convexizados (RADAM BRASIL, 1983).

Do ponto de vista tectônico, Saadi (1991) reconhece para a borda sul do cráton São Francisco uma série de evidências de caráter não só regionais mas locais que indicam uma “atividade neotectônica contínua desde o Plioceno até o Holoceno” (SAADI, 1991, p.256). Em estudo sobre a interpretação morfotectônica da bacia do rio Doce, Souza (1995) afirma que além do controle estrutural exercido por feições geológicas pré-cambrianas na bacia como um todo, a sua morfogênese é produto das feições geológicas mesozoicas e cenozoicas desencadeadas no transcorrer do Evento Sul-atlantiano. Souza (1995) afirma ainda que, de todas as evidências encontradas na bacia do rio Doce, a porção SW (área onde se encontra o alto rio Piranga) é a que apresenta mais provas da ocorrência de movimentos tectônicos recentes, de idade mínima pleistocênica (2,5 Ma). A autora constatou a ocorrência desses movimentos através de testemunhos diretos e indiretos como, por exemplo, falhamentos em depósitos terciários e quaternários, rupturas de declive no perfil longitudinal dos rios, arranjo da drenagem e descontinuidades nos níveis topográficos. Mello et al (1999) também reconheceram a influência da tectônica quaternária junto ao sistema de lagos no médio vale do rio Doce, a cerca de 170 km a jusante da área aqui considerada.

Figura 1 Localização da área de estudo no Estado de Minas Gerais e das sub-bacias de análise no contexto altimétrico.



Fonte: Os autores (2016).

Métodos e procedimentos

A análise do equilíbrio geomorfológico na bacia do alto curso do Rio Piranga foi realizada à luz do modelo de Stralher (1977), a partir da relação entre declives de vertentes e de canais fluviais de 1ª, 2ª e 3ª ordens, visando verificar a correlação entre estas duas variáveis. Para tanto, essas variáveis foram mensuradas nas oito bacias de drenagem de 3ª ordem selecionadas, de acordo com a classificação de Strahler e com uma litologia homogênea representada por granitoides pré-cambrianos. Quatro delas no compartimento planáltico superior e quatro no compartimento inferior. A litologia homogênea representa um critério importante pelo qual se consideraria essa área em um suposto estado de equilíbrio dinâmico, já que se trata de uma paisagem inserida em um contexto de margem passiva tectonicamente estável.

Os declives de vertente foram derivados das folhas topográficas Senhora dos Remédios e Capela Nova ambas em escala de 1:50.000 (IBGE, 1976) em variados pontos dentro de cada sub-bacia, sempre de montante para jusante, de modo que reunissem um conjunto representativo de dados. Os declives foram calculados por meio da divisão do desnível altimétrico entre dois pontos e a distância no terreno entre esses dois pontos. O desnível altimétrico foi medido a partir de pontos cotados e curvas de nível considerando principalmente as porções de alta vertente, pois estas partes, em geral, mais declivosas “refletem o ângulo máximo que pode ser mantido e é um indicador da efetividade relativa das forças que se opõem em uma relação de equilíbrio” (STRAHLER, 1950, p.677).

Segundo Strahler (1977, p.534), o gradiente ou declive do canal é definido como a “razão entre o desnível vertical e a distância horizontal, medidos desde o extremo superior até o inferior de um único segmento fluvial de determinada ordem”. Os declives ou gradientes dos canais foram calculados para o curso principal das sub-bacias analisadas bem como para os seus segmentos fluviais de 1ª, 2ª e 3ª ordens. Esses declives foram calculados a partir da carta topográfica do IBGE em escala de 1:50.000, mensurando-se o desnível vertical do canal, desde a sua nascente mais distante até a foz, e dividindo-o pela extensão do canal. Como é uma proporção, o gradiente carece de unidade, sendo adimensional. Um gradiente de 0,01, por exemplo, indica uma razão de 1:100, ou seja, um desnível vertical de 1 metro do canal a cada 100 metros de distância horizontal.

As duas variáveis foram representadas em gráficos de dispersão. A partir desses gráficos, foi discutido em que medida a correlação entre esses dois conjuntos de variáveis é indicadora ou não da condição de equilíbrio do relevo. Esses resultados foram contrapostos aos perfis longitudinais dos canais principais de cada uma das sub-bacias, tendo em vista que esses perfis são ferramentas úteis na: (i) verificação de anomalias de drenagem como, por exemplo, as mostradas através de rupturas de declive ou knickpoints (SEEBER e GORNITZ, 1983; SILVA et al., 2006; ZANCOPÉ, PEREZ FILHO e CARPI Jr, 2009); (ii) para avaliação de fatores indicativos do estágio de evolução das paisagens, subsidência ou soerguimento tectônico, variações na resistência das rochas e mudanças do nível de base (HACK, 1965; PHILLIPS e LUTZ, 2008; LIMA, 2014); (iii) identificação de rupturas no relevo por uma condição de desequilíbrio da rede de drenagem (SILVA et al., 2006). Os perfis longitudinais dos rios são meios que tradicionalmente têm sido usados para diagnosticar comportamentos fluviais relacionados à incisão e ajuste entre declividade e escoamento, variações na litologia, movimentações tectônicas recentes, mudanças do nível de base e efeitos climáticos nos canais (HACK, 1957; SEEBER e GORNITZ, 1983; DUVALL et al., 2004; PHILLIPS e LUTZ, 2008; LIMA, 2014). Segundo Guedes et al. (2009, p.352), “as curvas de menor concavidade, ou quebras na linha do perfil indicam condições de desequilíbrio, que implicam alterações no talvegue, seja pela incisão do canal, seja por mudanças em seu estilo geométrico, ou ainda pela deposição de sedimentos aluvionares.” O perfil fluvial típico apresenta uma curva parabólica côncava e declividades maiores em direção à nascente e menores em direção à desembocadura (LEOPOLD e MADDOCK, 1953). Esse tipo de perfil ideal, côncavo e suavizado tem sido considerado como característico de um sistema fluvial em steady state, grade ou equilíbrio (GILBERT, 1877; DAVIS, 1902; MACKIN, 1948; HACK, 1957; PHILLIPS e LUTZ, 2008; HUDDART e STOTT, 2010). Todavia, a simples existência de uma característica predominantemente côncava do perfil, sem outros indícios, não necessariamente indica uma condição de equilíbrio ou steady state (PHILLIPS e LUTZ, 2008, p.555).

O Índice de Hack foi desenvolvido pelo próprio Hack (1973) como um meio de identificar alterações nos cursos fluviais provenientes da heterogeneidade no substrato rochoso, aporte de carga ou tectonismo. Trata-se de um índice que considera a relação entre a declividade ou gradiente do canal (slope) e o seu comprimento (length), de modo que possibilite uma análise dos declives fluviais retirando-se o efeito da diminuição das declividades rio abaixo, produzida pela interação entre hidráulica e transporte de sedimentos (LIMA, 2013). Por isso é um indicativo de anomalias tectônicas ou mudanças de litologia ao longo do canal adequado para avaliação de trechos fluviais de diferentes extensões (HACK, 1973; BULL, 2007; GUEDES et al., 2009; LIMA, 2014). Após o estudo de canais na região dos Apalaches, Hack (1975) afirmou que os altos índices abaixo de Blue Ridge indicam um rejuvenescimento da seção fluvial e que a grande variação dos índices indica ajustamento parcial a diferentes resistências litológicas (HACK, 1975, p.98).

O índice também é reconhecido pelas iniciais SL e pela denominação de stream gradient index, como proposto originalmente por Hack (1973). É calculado através da seguinte equação:

$$SL = \Delta H / (\ln L_2 - \ln L_1)$$

na qual ΔH é a diferença altimétrica entre dois pontos de um segmento de drenagem; $\ln L_2$ é o logaritmo natural da distância à nascente, considerando o canal integral, e $\ln L_1$ é o logaritmo natural do ponto inicial considerado, para o caso de um segmento do canal. Burbank e Anderson (2001) afirmam que estudos do SL comparando trechos, mais do que dados absolutos para todo o canal, podem ser mais úteis como instrumento de reconhecimento e comparação da evolução das paisagens. Isso porque as peculiaridades de cada bacia podem mascarar a comparação do índice do seu canal principal com o índice do canal de outra bacia. Nesse sentido, a aplicação do índice de Hack aos oito canais principais das oito sub-bacias afluentes do rio Piranga baseou-se na divisão desses canais em três segmentos – de alto, médio e baixo curso – para os quais foram calculados individualmente os índices. A subdivisão dos trechos foi estabelecida com base em critérios morfológicos como a presença de rupturas de declive e/ou estreitamentos de vale e também considerando os trechos de alto, médio e baixo curso. Para cada canal principal também foi calculado o índice SL para a totalidade de sua extensão – SLt.

Resultados e discussões

Declives de vertente e canais e a condição de equilíbrio do relevo

A distribuição dos declives de vertente na sua relação com os declives de canal (FIGURAS 2 e 3) demonstra que não há uma tendência de diminuição contínua de montante para jusante dos gradientes fluviais nos conjuntos dos canais de 1ª e 2ª ordens. E também que os coeficientes de correlação de Pearson para esses dois conjuntos de dados apresentam valores próximos de zero ou negativos, indicando assim ausência de correlação entre declives de vertente e de canais no primeiro caso e correlação negativa dessas variáveis no segundo.

Figura 2 Relação entre declives de vertente e declives de canais nas sub-bacias do planalto superior

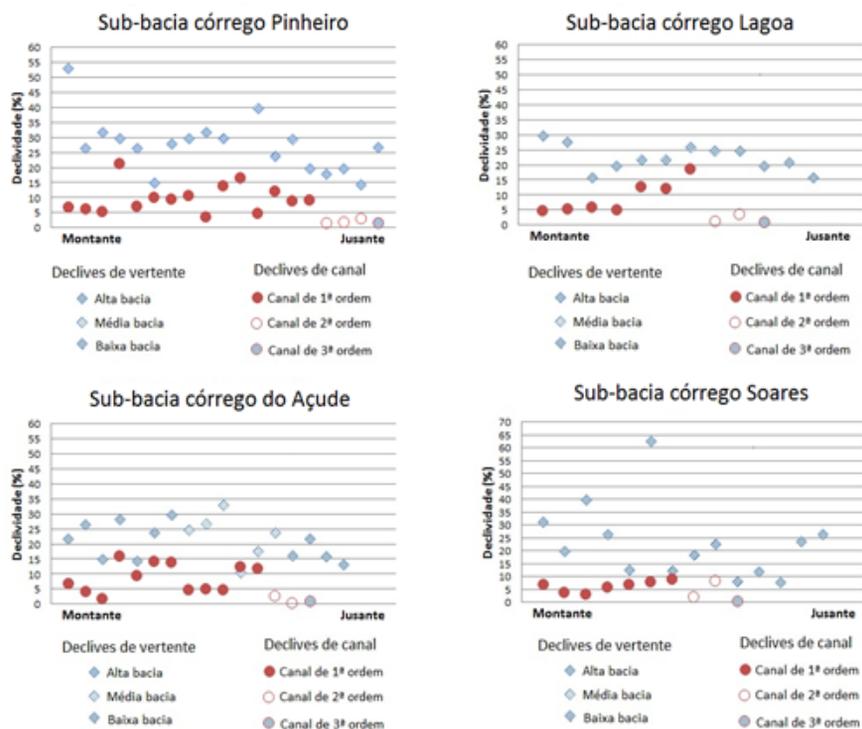
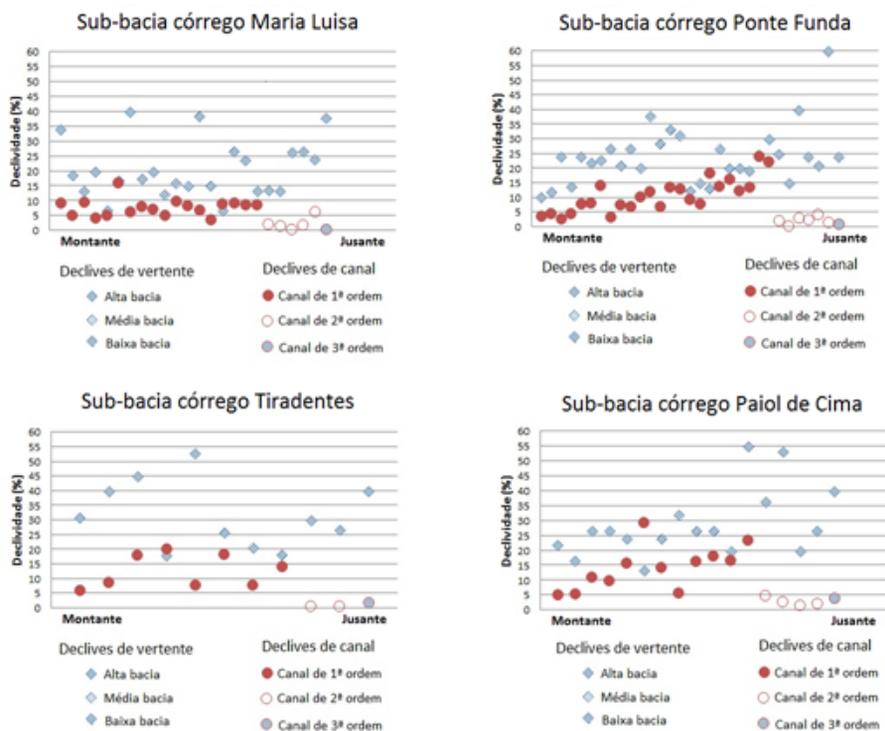


Figura 3 Relação entre declives de vertente e declives de canais nas sub-bacias do planalto inferior.



Os gradientes fluviais dos canais principais nas sub-bacias do planalto superior e inferior não apresentam uma distinção clara entre si. A média dos declives dos canais principais no planalto superior é de 0,027 (2,7%) e no planalto inferior de 0,028 (2,8%). Os maiores declives (0,044 – 4,4% e 0,046 – 4,6%) são de córregos localizados respectivamente no planalto superior e inferior. Acredita-se que tal indiferença seja reflexo de um estado morfodinâmico em que os canais do planalto inferior tiveram os seus gradientes aumentados após a captura do alto rio Piranga, ajustando-se em função do aumento de vazão e procedendo à reincisão da drenagem, assim como os canais do planalto superior.

A análise dos declives dos canais de 1ª, 2ª e 3ª ordens de cada sub-bacia demonstra um padrão de distribuição irregular em relação ao que normalmente seria de se esperar conforme a 3ª lei da composição de drenagem, a despeito do esperado decréscimo do declive do conjunto de canais de 1ª ordem em relação aos de 3ª ordem. Segundo essa lei, em uma determinada bacia há uma relação definida entre a declividade média dos canais de certa ordem e a dos canais de ordem imediatamente superior, que pode ser expressa por uma série geométrica inversa, na qual o primeiro termo é a declividade média dos canais de primeira ordem e a razão é a relação entre os gradientes dos canais (HORTON, 1945). No planalto superior, todos os canais de 1ª ordem das sub-bacias analisadas apresentam uma variação brusca do gradiente inclusive com aumento de gradiente de montante para jusante na sub-bacia. Em três das quatro sub-bacias do planalto superior alguns segmentos de 2ª ordem apresentam declives mais baixos que o segmento de 3ª ordem. No planalto inferior todas as sub-bacias também apresentam variações bruscas nos gradientes fluviais dentro dos conjuntos de canais de 1ª e 2ª ordens e entre eles. Para os canais de 1ª ordem não há tendência à diminuição dos gradientes de montante para jusante. Ao contrário, há tendência de aumento dos gradientes de montante para jusante nas sub-bacias dos córregos Lagoa, Soares, Ponte Funda e Paiol de Cima para os canais de 1ª ordem. Destaca-se que a análise por meio da média dos gradientes por conjuntos de canais de 1ª e 2ª ordens não demonstra essa tendência. Tal tendência só foi perceptível a partir da análise de gradientes considerados individualmente.

Os coeficientes de correlação calculados (coeficiente de Pearson) apresentam valores próximos de 0 tanto no planalto superior quanto no planalto inferior, o que por si só demonstra uma baixa correlação entre as variáveis declividade dos canais e declividade média das vertentes (FIGURAS 4 e 5). Isso, segundo Strahler (1977), foge ao que seria de se esperar para canais ajustados ou em equilíbrio. Os coeficientes negativos indicam que enquanto os declives de vertente diminuem de montante para jusante na sub-bacia, os gradientes fluviais aumentam nesse mesmo sentido. Os coeficientes positivos e próximos a 0, neste caso, indicam uma baixa correlação positiva entre as variáveis, ou seja, a distribuição dos declives de vertente e do canal tendem a diminuir ou aumentar conjuntamente. Apesar dos baixos valores, a maior correlação positiva encontra-se no planalto superior e mais próxima do ponto da captura do alto rio Piranga, (0,25 – córrego Soares). No outro extremo, a correlação mais negativa está localizada a cerca de 15 km a jusante da escarpa, (- 0,20 córrego Tiradentes).

No planalto inferior, apesar de também próximos de 0, todos os índices são negativos o que demonstra que enquanto os declives de canal diminuem os declives de vertentes aumentam. A análise dos dados permite dizer ainda que não há diminuição contínua dos gradientes fluviais de montante para jusante. Os declives de vertente em relação aos setores de alta, média e baixa bacia apresentam distribuição aleatória sem um declínio contínuo dessa variável da alta para a baixa bacia.

Figura 4 Correlação e coeficiente de correlação (r) entre declividade de vertentes e de canais fluviais para as sub-bacias do planalto superior.

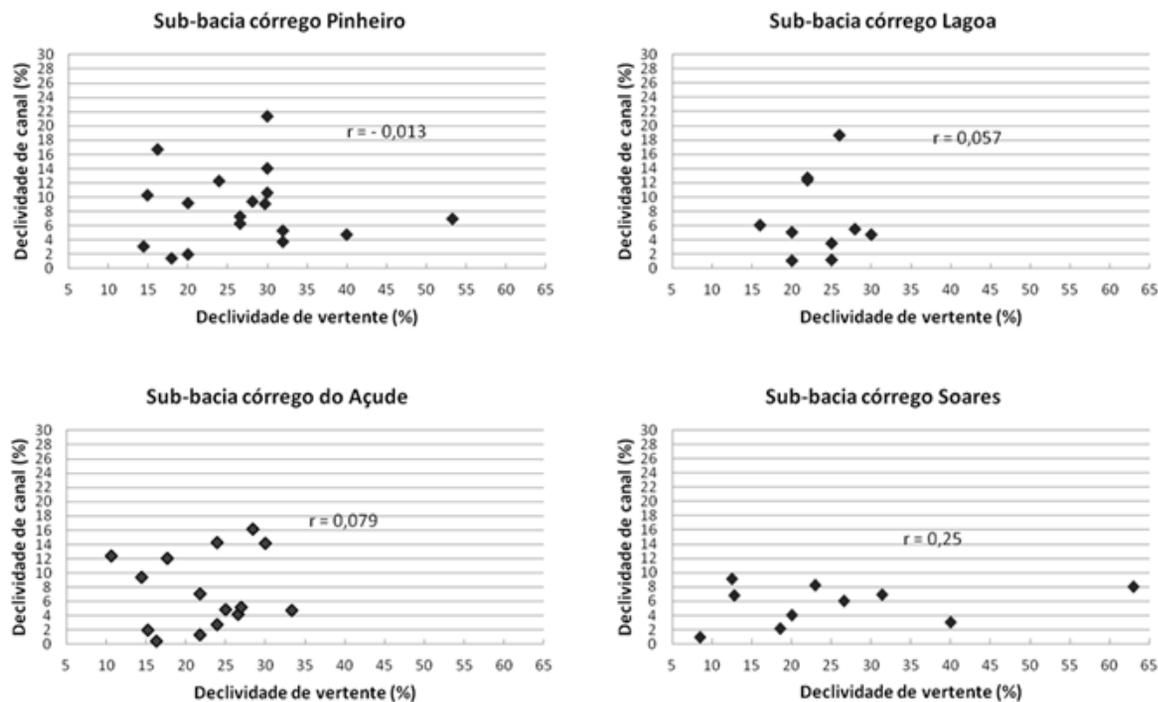
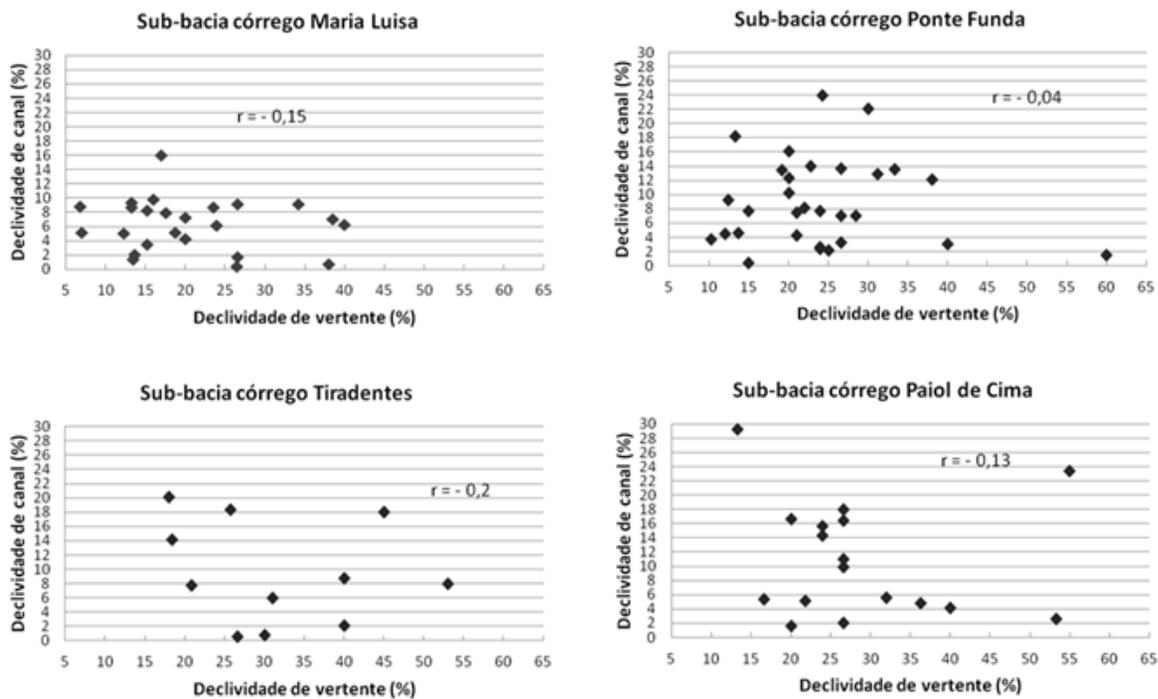


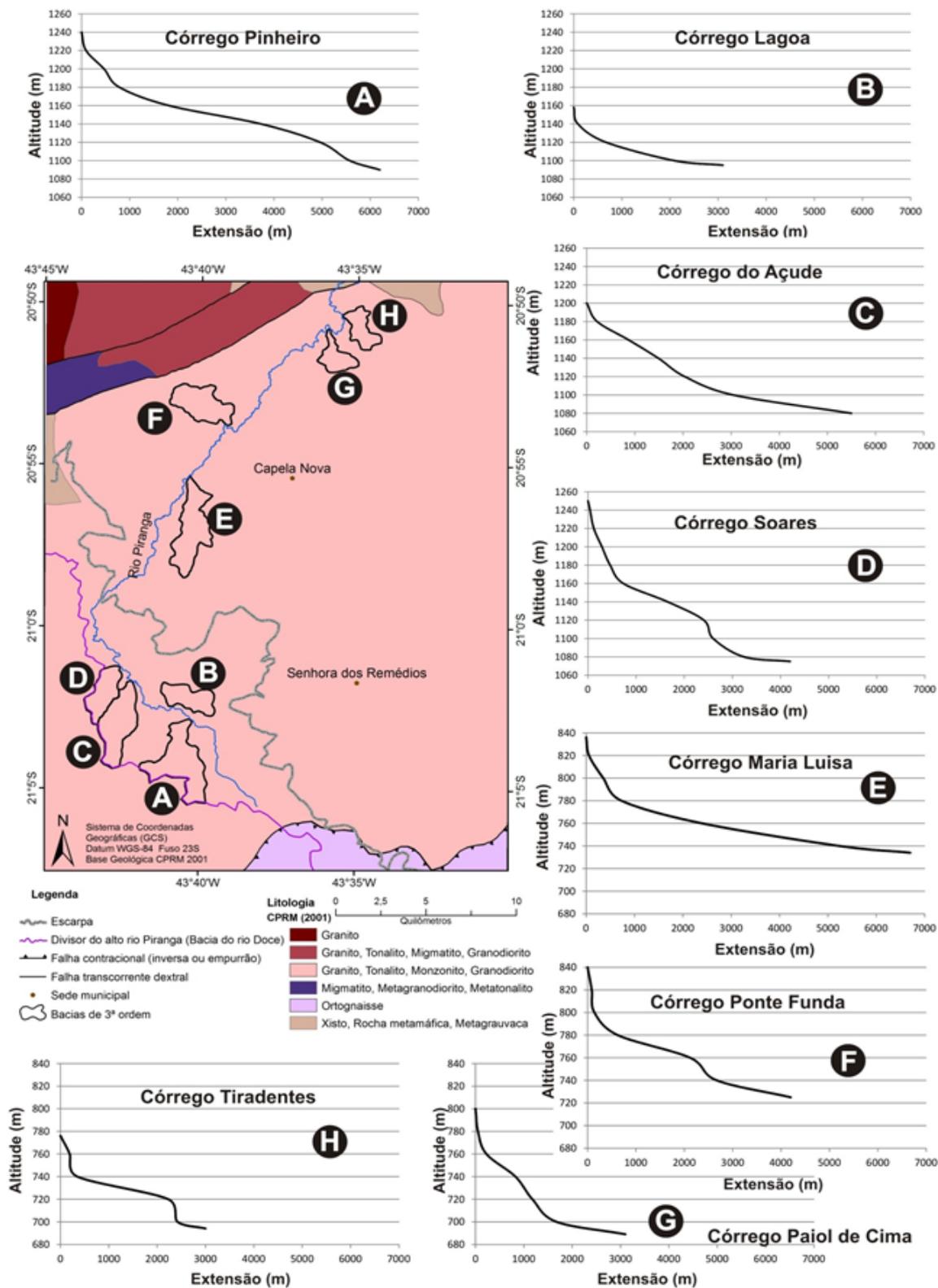
Figura 5 Correlação e coeficiente de correlação (r) entre declividade de vertentes e de canais fluviais para as sub-bacias do planalto inferior.



Os perfis longitudinais dos canais, o Índice de Hack e a rede de drenagem

De modo geral, com exceção do córrego Lagoa, os perfis longitudinais dos canais principais das sub-bacias analisadas não demonstram concavidades tipicamente associadas a rios de perfil equilibrado (FIGURA 6) e apresentam rupturas de declives nos trechos de alto, médio e baixo curso, inclusive nos canais de primeira ordem. Tais rupturas estão relacionadas a encachoeiramentos/knickpoints de dimensões métricas variadas, verificados em campo. Para a maioria dos canais, são comuns intercalações entre trechos convexos, côncavos e retilinearizados ao longo de toda a extensão desses. A mudança para trechos côncavos, como a da transição médio/baixo curso do córrego do Açude, pode evidenciar uma incisão ativa do canal principal. Trechos graficamente retelinizados nos baixos cursos, como nesse mesmo caso, podem estar associados a algo mais próximo de uma estabilidade em termos de erosão e deposição, certamente condicionada pelo nível de base do rio Piranga. Outra interpretação sugerida pelos resultados dos perfis, e de acordo com o aspecto do seu leito verificado em campo, ladeado por margens íngremes, é que trechos retilíneos também estão relacionados à incisão do canal, como no caso do córrego Tiradentes. Nesse caso, o perfil longitudinal apresenta convexidade marcante no trecho de alto curso, enquanto no médio e baixo curso predominam trechos retilíneos separados por um encachoeiramento de cerca de 10 metros de altura.

Figura 6 Perfis longitudinais dos canais principais das bacias de 3ª ordem analisadas no alto rio Piranga.



Índices de Hack

O índice de Hack apresentou variações significativas quando calculado para e comparado entre os trechos de alto, médio e baixo curso dos canais principais das oito sub-bacias de 3ª ordem. A distribuição espacial do índice por trechos de alto, médio e baixo curso apresentou um padrão claro em relação à sua variação, com exceção para o córrego Paiol de Cima no planalto inferior. Sete dos oito canais principais apresentaram um aumento significativo do índice do alto para o médio curso e uma diminuição grande do trecho de médio para o baixo curso (FIG 7 e 8). Tendo em vista que o índice de Hack mensura a energia do canal ou trecho de canal, qual pode ser o significado destes dados? Burbank e Anderson (2001) afirmam que para uma área homogênea, o índice de gradiente do canal de um rio em equilíbrio (graded stream) permanece aproximadamente constante ao longo do seu curso. Contudo, não é este o caso verificado para o alto rio Piranga. Levando-se em consideração as interpretações de Hack (1975) de que altos índices em canais nos Apalaches indicam um rejuvenescimento da rede fluvial e que a grande variação desses indica ajustamento parcial a diferentes resistências litológicas pode-se argumentar em torno dos seguintes pontos: (i) que os baixos índices junto ao rio Piranga (trechos baixos), e mais próximos ao índice do canal como um todo (SLt), são indicativos de uma situação de ajuste dos canais a este rio; (ii) que os trechos de médio curso de sete entre os oito canais são os trechos fluviais que se encontram em franco processo de incisão, dado serem os trechos com índices mais elevados; (iii) que os trechos de alto curso podem não ter alcançado ainda um estágio de reincisão como o que se demonstra para os trechos médios.

Figura 7 Índices de Hack - canais do Planalto Superior.

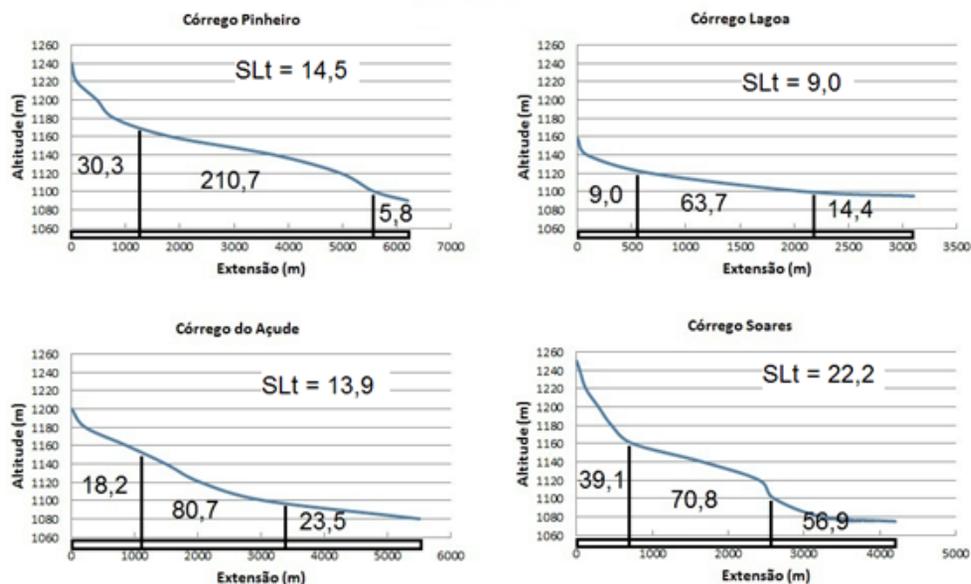
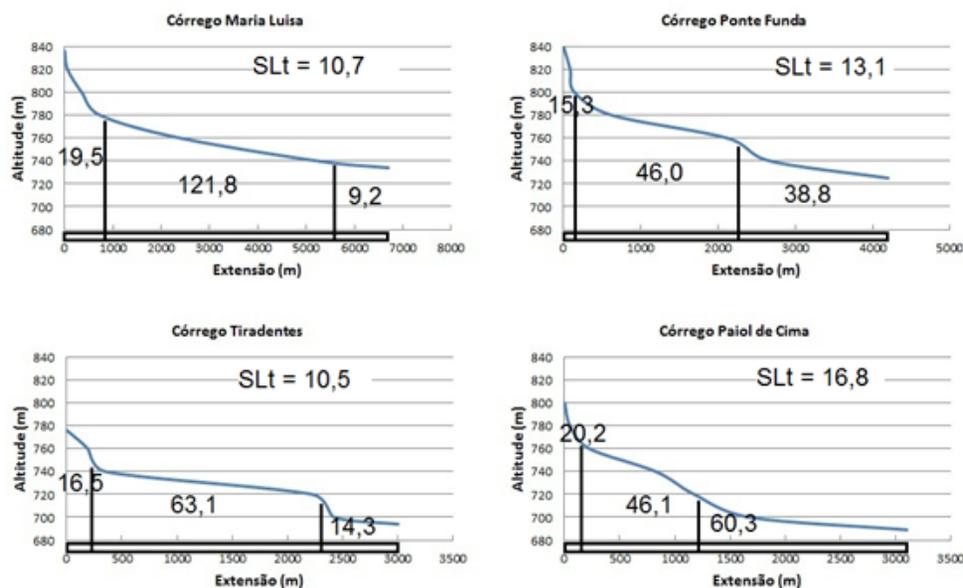


Figura 8 Índices de Hack - canais do Planalto Inferior.



O (des)equilíbrio e suas marcas na paisagem

A falta de correlação dos gradientes fluviais dos trechos fluviais de 1^a, 2^a ordens com os declives médios das vertentes demonstra um desajuste entre os processos de vertente e incisão dos canais (FIG 4 e 5), em um contexto em que esta é confirmada não apenas pelos desníveis marginais junto aos leitos de muitos canais, verificados em campo, mas também pela grande variação do índice de Hack calculado para os segmentos de alto, médio e baixo curso dos canais principais considerados (FIG 7 e 8). A partir dos valores desse índice pode-se questionar se estariam os trechos de alto curso ainda adaptados a um antigo nível de base, anterior ao início da atual fase morfogenética, representada pela captura do alto rio Piranga. Esta é uma suposição que parece estar de acordo com esse evento de captura fluvial que, certamente, deu início a uma nova fase morfogenética da paisagem e a uma onda energética que se traduz na reorganização recente da rede de drenagem.

De modo geral, ressalta-se que os perfis longitudinais dos canais não demonstram concavidades tipicamente associadas a rios de perfil em equilíbrio e apresentam rupturas de declives nos trechos de alto, médio e baixo curso relacionadas a encacheiramentos. Tais rupturas apresentam desníveis variando da ordem de centímetros a poucos metros, sendo as maiores associadas àquelas visualizadas nos perfis longitudinais apresentados.

Considerando uma litologia relativamente homogênea sob o domínio das sub-bacias analisadas constata-se que tais rupturas de declive não devem estar associadas a mudanças litológicas, embora fraturas e falhamentos não sejam descartados como condicionantes do seu desenvolvimento, tendo em vista que as rupturas de declive não são resultantes exclusivamente de contatos litológicos. As foliações e fraturas das rochas exercem papel determinante na formação dessas feições (EIRADO SILVA et al., 1993 apud SILVA et al., 2006). A presença de tais rupturas encontra respaldo dentro de um cenário condicionado tectonicamente, como aponta Saadi (1991) para o planalto centro-sul mineiro.

No entanto, é difícil precisar em que medida tais rupturas foram originadas por movimentos neotectônicos ou simplesmente condicionadas por eles. Embora não tenha sido possível discernir satisfatoriamente uma interpretação genética dessas feições a partir dos dados levantados, mas, considerando-as como feições representativas de desequilíbrio da rede de drenagem (AMBILI e NARAYANA, 2014) é plausível considerá-las no quadro de um soerguimento tectônico tendo em vista ser este um processo apontado por Bishop et al. (2005) como fator causador.

A análise espacial dos índices de Hack por sub-bacia é mais um elemento que corrobora uma reorganização recente da rede de drenagem e da morfodinâmica regional. A comparação entre os trechos de alto, médio e baixo curso, mais do que entre o índice para o canal principal como um todo, demonstra variações bruscas desse índice, indicando a presença de maior energia no sistema geomorfológico sem distinção entre os compartimentos do planalto superior e inferior, o que, do ponto de vista dos processos, pode estar relacionado tanto à captura fluvial do alto rio Piranga quanto a esforços tectônicos quaternários. Outros estudos na mesma região (CHEREM et al., 2012; MARENT, 2016) atestam a existência de um tectonismo recente condicionador da morfodinâmica regional, corroborando e suportando o que é verificado pelo índice de Hack. Nesse sentido, é possível dizer que o índice de Hack suporta a ideia de um soerguimento tectônico para o alto rio Piranga.

Considerações finais

A análise da condição de equilíbrio geomorfológico atual requer um adequado entendimento e consideração dos efeitos cumulativos de processos de curto, médio e longo prazos na paisagem. Alguns processos podem se impor sobre outros apagando suas marcas. No entanto, os mais recentes tendem a se manter, e a rede de drenagem pode ser um bom indicador dessa condição. Na alta bacia do rio Piranga a densa rede de drenagem registra as marcas de uma reorganização recente associada à captura do seu alto curso por um paleoafluente da bacia do rio Doce. Tal reorganização é interpretada a partir dos perfis fluviais dos canais, suas rupturas de declive e dos índices de Hack. A captura fluvial constituiu um evento de baixa frequência e grande magnitude que conseguiu difundir as suas consequências no âmbito regional da alta bacia do rio Piranga, consequências ainda impressas nos perfis longitudinais de seus canais tributários e na relação da variação da declividade dos canais com a sua extensão, verificada por meio do índice de Hack. Este evento imprimiu à paisagem uma onda energética, a partir da união de dois níveis de base diferentes, que foi transmitida a toda rede de drenagem regional. As rupturas de declive, se não originadas a partir deste evento de captura, evoluíram sob sua influência e os encachoeiramentos ganharam expressão na paisagem a partir desse evento e do acréscimo de vazão do trecho fluvial capturado que ele representou.

No caso do alto rio Piranga os perfis longitudinais de canais e a falta de correlação entre gradientes fluviais e de vertente demonstram uma condição de desequilíbrio fluvial atrelada a um reajustamento da rede de drenagem que se expressa na paisagem via incisão fluvial e avanço regressivo de cabeceiras de drenagem. Tal contexto permite afirmar a respeito de um desequilíbrio que é condição morfodinâmica natural dessa paisagem, desde pelo menos a captura fluvial do alto rio Piranga.

Referências Bibliográficas

- AMBILI, V.; NARAYAMA, A.C. Tectonic effects on the longitudinal profiles of the Chaliyar River and its tributaries, southwest India. *Geomorphology*. 217, p.37-47. 2014.
- BISHOP, P.; HOEY, T.B.; JANSEN, J.D; ARTZA, I.L. Knickpoint recession rate and catchment area: the case of uplifted rivers in eastern Scotland. *Earth Surface Processes and Landforms*. 30 (6), p.767-778, 2005.
- BULL, William B. Tectonic geomorphology of mountains: a new approach to paleosismology. Blackwell Publishing. 2007.
- BURBANK, Douglas W.; ANDERSON, Robert S. Tectonic Geomorphology. Blackwell Publishing. 2001.
- CHEREM, L.F.S.; VARAJÃO, C.A.C.; BRAUCHER, R.; BOURLÈS, D.; SALGADO, A.A.R.; VARAJÃO, A.C. Long-term evolution of denudational escarpments in southeastern Brazil. *Geomorphology*. 173-174, p. 118–127. 2012.
- CHEREM, Luis F.S.; VARAJÃO, César A.C.; MAGALHÃES JUNIOR, Antonio P.; SALGADO, André A.; OLIVEIRA, Letícia A.F.de.; BERTOLINI, William Z.; VARAJÃO, Angélica F.D.C. O papel das capturas fluviais na morfodinâmica das bordas interplanálticas do sudeste do Brasil. *Revista Brasileira de Geomorfologia*. v.14, n.4. p.299-308, 2013.
- CHRISTOFOLETTI, Antonio. La noción de equilibrio en geomorfología fluvial. *Revista de Geografía Norte Grande*. 8: p.69-86. 1981.
- CARSON, M.A.; KIRKBY, M.J. Hillslope form and process. Cambridge: Cambridge University Press. 1972.
- DAVIS, William M. The Geographical Cycle. *Geographical Journal of Royal Society*. n° 14. p.481-504. 1899.
- DELGADO, I. de M.; SOUZA, J.D de.; SILVA, J.C.da.; FILHO, N.C.da S.; SANTOS, R A.dos.; PEDREIRA, A.J.; GUIMARÃES, J.T.; ANGELIM, J.A.de A.; VASCONCELOS, A.M.; GOMES, I.P.; FILHO, J.V de L.; VALENTE, C.R.; PERROTTA, M.M e HEINECK, C.A. Geotectônica do Escudo Atlântico (cap. V). In: BIZZI, L.A.; SCHOBENHAUS, C.; VIDOTTI, R.M.; GONÇALVES, J.H (eds). *Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil*. CPRM, Brasília. 2003.
- DUVALL, Alisson.; KIRBY, Eric.; BURBANK, Douglas. Tectonic and lithologic controls on bedrock channel profiles and processes in coastal California. *Journal of Geophysical Research*. v.109, 2004.
- DYLIK, Jan. The significance of the slope in geomorphology. *Bulletin de la Societé des Sciences et des Lettres de Lodz* v. XIX, 3. 1981.
- EATON, Brett C.; CHURCH, Michael. A graded stream response relation for bed load-dominated streams. *Journal of Geophysical Research*. v. 109, p. 2004.
- GILBERT, Karl G. Report on the Geology of Henry Mountains. U.S. Geog. And Geol. Surv., Rocky Mountain Region. 1877.
- GILBERT, Karl G. The convexity of hilltops. *The Journal of Geology*. v.17, n.4. p.344-350. 1909. GUEDES, Ivan C.; ETCHEBEHERE, Mario L de C.; MORALES, Norberto.; STEVAUX, José C.; SANTONI, Gisele de C. Análise morfotectônica da bacia do rio Santo Anastácio, SP, através de parâmetros fluvio-morfométricos e de registros paleossísmicos. *Geociências*. v.28, n.4, UNESP, São Paulo. p.247-362. 2009.
- HACK, John T. Studies of longitudinal stream profiles in Virginia and Maryland. U.S. Geological Survey Professional Paper. 294B. 1957.
- HACK, John T. Interpretation of erosional topography in humid temperate regions. *American Journal of Science*. 258A, p.80-97, 1960.
- HACK, John T. Geomorphology of the Shenandoah Valley Virginia and West Virginia and Origin of the Residual Ore Deposits. U.S. Geological Survey. Professional Paper 484 Washington, U.S, 1965.
- HACK, John T. Stream-profile analysis and stream-gradient index. *Journal Research U.S. Geol. Survey*. v.1, n.4 p.421-429, 1973.
- HACK, John.T. Dynamic equilibrium and landscape evolution. In: MELHORN, W.; FLEMAL, R. (eds) *Theories of Landform Development* (chapter 5): Publications in Geomorphology. SUNY Binghamton, 1975.
- HORTON, R.E. Erosional development of streams and their drainage basins: a hydrophysical approach to quantitative morphology. *Geol Soc. Am. Bull.*, v.56, n.3, p.275-370, 1945.
- HUDDART, D.; STOTT, T. Fluvial processes and landform – sediment assemblages. In: *Earth Environments: past, present and future*. Wiley-Blackwell. West Sussex, UK, 2010.
- IBGE. Carta topográfica Capela Nova (MG) Folha SF-23-X-A-VI-4. Escala 1:50.000. 1976.
- IBGE. Carta topográfica Senhora dos Remédios (MG) Folha SF-23-X-C-III-2. Escala 1:50.000. 1976.

- KELLER, Edward A.; PINTER, Nicholas. Active tectonics: earthquakes, uplift and landscape. 2ªed. New Jersey, Prentice Hall. 362 p. 2002.
- LEOPOLD, Luna. B.; MADDOCK, T. The hydraulic geometry of stream channels and some physiographic implications. U.S. Geol. Sur. Prof. Paper. 252, Washington, EUA. 1953.
- LIMA, Adalto G. Índice de gradiente de canal: significados e diretrizes para aplicação. Brazilian Geographical Journal. v.4, n.2, p.680-692. 2013.
- LIMA, Adalto G. Uso da relação declive-área para avaliação de interferências neotectônicas em perfil longitudinal de rio. Boletim de Geografia UEM. Maringá, v.32, n.2, p.158-172. 2014.
- MACKIN, J Hoover. Concept of graded river. Bulletin of the Geological Society of America. v. 59, p.463-612. 1948.
- MARENT, Breno R. Geomorfogênese dos degraus escalonados do sudeste de Minas. Instituto de Geociências da UFMG. Belo Horizonte (Tese de Doutorado). 190 p. 2016.
- MELLO, Claudio L.; METELO, Cynthia M.S.; SUGUIO, Kenitiro.; KOHLER, Heinz C. Quaternary sedimentation, neotectonics and the evolution of the Doce river middle valley lake system (southeastern Brazil). Revista do Instituto Geológico. IG São Paulo 20 (1/2), p.29-36. 1999.
- MONTGOMERY, David R. Slope distributions, threshold hillslopes, and steady-state topography. American Journal of Science 301, p.432-454. 2001.
- PENCK, Walther. Morphological analysis of landforms. New York, St. Martin'Press. Tradução de Hella Czeck e K.C. Boswell. 1953.
- PHILLIPS, Jonathan D.; LUTZ, J David. Profile convexities in bedrock and alluvial streams. Geomorphology. 102, p.554-566. 2008.
- RADAM BRASIL. Mapa geomorfológico. Folha Rio de Janeiro/Vitória SF23/24. Escala 1:1.000.000. Levantamento de Recursos Naturais. v.32. Ministério das Minas e Energia. 1983.
- SAADI, Allaoua. Ensaio sobre a morfotectônica de Minas Gerais: tensões intraplaca, descontinuidades crustais e morfogênese. Belo Horizonte. Instituto de Geociências – UFMG. (Tese de livre docência). 290 p. 1991.
- SOUZA, Carla J. de O. Interpretação morfotectônica da bacia do rio Doce. Instituto de Geociências – UFMG. (Dissertação de mestrado). 146 p. 1995.
- SEEBER, L.; GORNITZ, V. River profiles along the Himalayan Arc as indicators of active tectonics. Tectonophysics. 92 p.335-367. 1983.
- SILVA, Telma M.; MONTEIRO, Hevelyn da S.; CRUZ, Marcela A.; MOURA, Josilda R da S de. Anomalias de drenagem e evolução da paisagem no médio vale do rio Paraíba do Sul (RJ/SP). Anuário do Instituto de Geociências. UFRJ, v.29 – 2. p.210-224. 2006.
- STRAHLER, Arthur N. Equilibrium theory of erosional slopes approached by frequency distribution analysis. American Journal of Science. v.248, p.673-696 (Parte I) e p.800-814 (Parte II). 1950.
- STRAHLER, Arthur N. Quantitative slope analysis. Bulletin of the Geological Society of America. v.67, p.571-596. 1956.
- STRAHLER, Arthur N. Geografia Física. 3ªed. Ediciones Omega S.A. Barcelona. 1977.
- ZANCOPE, Mario H de C.; PEREZ FILHO, Archimedes.; CARPI Jr. Anomalias no perfil longitudinal e migração dos meandros do Rio Mogi Guaçu. Revista Brasileira de Geomorfologia. v.10, n.1; p.31-42. 2009.

Agradecimentos

Ao CNPQ pelo auxílio financeiro na forma de bolsa de pós-graduação.